

DESNUDAÇÃO GEOQUÍMICA EM MICROBACIAS DE CABECEIRA: O PAPEL DE NASCENTES E CANAIS DE BAIXA ORDEM NA EVOLUÇÃO DO RELEVO

Geochemical denudation on headwater catchments: the role of springs and low order rivers on relief evolution

Miguel Fernandes Felipe

Doutor em Geografia, Universidade Federal de Juiz de Fora, Brasil.

miguel.felippe@ufjf.br

José Oliveira de Almeida Neto

Geógrafo, Universidade de São Paulo, Brasil.

almeida.jose@usp.br

Antônio Pereira Magalhães Junior

Doutor em Geografia, Universidade Federal de Minas Gerais, Brasil.

antonio.magalhaes.ufmg@gmail.com

Luísa Lima Borges Ferreira

Mestra em Geografia, Pesquisadora Autônoma, Brasil.

luisalbferreira06@gmail.com

Recebido: 23.04.2023

Aceito: 08.03.2024

Resumo

Estudos sobre a evolução do relevo a partir da desnudação geoquímica têm sido recorrentes na geomorfologia brasileira. Tais esforços tendem a se concentrar na macroescala, obliterando nuances internas, como aquelas nas cabeceiras de drenagem, que abrigam uma rede de drenagem delineada pela interação entre águas meteóricas, superficiais e subterrâneas, com forte influência dos processos de vertente. Este trabalho se debruça sobre a investigação do material em solução exportado por sete cabeceiras de drenagem em três unidades geomorfológicas do Brasil Tropical Atlântico. A partir do mapeamento de campo, coleta de amostras para ensaios laboratoriais e análises estatísticas, os resultados reforçam a interesclaridade dos fatores controladores da desnudação geoquímica. As características geoquímicas das rochas, a mistura de águas no regime hidrológico e a fisiografia locais dos hidrossistemas são relevantes na produção de material lixiviado, porém, a relação estatística com a hierarquia fluvial é inconclusiva.

Palavras-chave: carga em solução; rebaixamento do relevo; hierarquia fluvial; cabeceira de drenagem.

Abstract

Studies on landscape evolution based on geochemical denudation have been recurrent in Brazilian geomorphology. However, these efforts frequently deal with the macro scale, hiding internal details like headwaters. The drainage network in headwaters is defined by the interaction between meteoric, surface, and groundwater, with a strong influence from slope processes. This work investigates dissolved load from seven headwaters in three

distinct geomorphological units of Atlantic Tropical Brazil. Through field mapping, sample collection for laboratory tests, and statistical analyses, the results reinforce the intercalary of the controlling factors of geochemical denudation. In addition, the geochemical characteristics of rocks, the mixing water throughout the hydrological regime, and the hydro system's local physiography are relevant to the production of leached material; however, the statistical relationship with the fluvial hierarchy is inconclusive.

Keywords: dissolved load; lowering rates; fluvial hierarchy; headwater.

1. INTRODUÇÃO

As cabeceiras de drenagem guardam uma complexa relação entre processos geomorfológicos de vertente, subsuperficiais e fluviais, por isso, abrigam uma rede de drenagem flutuante e desconexa, marcando sítios de interação entre águas meteóricas, superficiais e subterrâneas, com distintos tempos de residência. Contudo, fazem parte da porção de cimeira das bacias hidrográficas, modeladas em interflúvios, de importante lastro topográfico para a geometria do relevo (Benda *et al.*, 2005).

De forma interescalar, suas características derivam do arcabouço geológico-geomorfológico regional, perpassando eventos geotectônicos pretéritos, o controle estrutural e resistência das rochas, mas também de aspectos locais associados à depósitos coluviais diversos, alúvios restritos e mal selecionados, solos residuais de distintas características e profundidades e afloramentos rochosos (Benda *et al.*, 2005). Nessa miríade de possibilidades, inicia-se a drenagem fluvial na acumulação de água em fluxos canalizados a partir da exfiltração em nascentes (Whiting; Godsey *et al.*, 2016).

Porém, os processos tipicamente fluviais só começam a se manifestar nas porções terminais das cabeceiras de drenagem. Até esse ponto, o balanço entre os diferentes tipos de fluxos hidrológicos é obscuro, sendo fortemente dependente do teor de umidade sazonal dos hidrossistemas e da natureza e distribuição dos compartimentos hidrogeomorfológicos de cada cabeceira de drenagem (Sidle *et al.*, 2000).

Montgomery e Buffington (1997), a partir de estudos anteriores como Hack e Goodlett (1960), propuseram um modelo conceitual da anatomia das cabeceiras de drenagem. Em observância às funções geomorfológicas dos distintos compartimentos visualizados nas cabeceiras, notaram que há uma transição longitudinal entre processos de vertente e processos fluviais. Desse modo, a porção superior das cabeceiras é marcada por cristas e vertentes eluviais em franco processo de dissecação, que terminam em zonas de coluvionamento notadamente côncavas, chamadas bacias de zero ordem, a partir das quais

canais transicionais se projetam até estabelecerem suas margens e definirem canais de primeira ordem (Montgomery; Buffington, 1997).

Hidrologicamente, as bacias de zero ordem são anfiteatros de acumulação dos fluxos subsuperficiais (rasos), que funcionam como zonas de contribuição dinâmica para nascente, que marcam o início da drenagem fluvial (Sidle *et al.*, 2000; Valente; Gomes, 2005). Apesar de discordâncias sobre os principais mecanismos de geração dos fluxos em cabeceiras de drenagem, sabe-se a importância do escoamento superficial de saturação (Sidle *et al.*, 2000), ascensão capilar do nível freático (Abdul; Gillhan, 1989), escoamento subsuperficial em dutos (Dunne, 1980) e interceptação do escoamento matricial por feições erosivas (Montgomery; Dietrich, 1989). Já o reconhecido escoamento hortoniano é considerado de menor importância em cabeceiras de drenagem, sobretudo as florestadas, devido a boa capacidade de infiltração (Sidle *et al.*, 2000).

Estudos realizados em diversas cabeceiras de drenagem do Brasil Tropical Úmido mostram a recorrência com que em bacias de ordem zero (zonas de acumulação) estabelecem-se condições para o desenvolvimento de áreas úmidas (Fujieda *et al.*, 1997; Guimarães; Felipe, 2021). Não obstante, a convergência dos fluxos hidrológicos para as zonas côncavas cria condições ideais para o hidromorfismo do solo e o estabelecimento de vegetação hidrófila, com conseqüente conformação de áreas úmidas, nascentes difusas (helocrenas) e canais “embrejados” (Moura *et al.*, 1991; Felipe; Magalhães Jr, 2014; Guimarães; Felipe, 2021).

A transição dos sistemas helocrenas para os sistemas reocrenas, porém, não é necessariamente gradual. Notadamente, há zonas de descontinuidade espacial entre os fluxos, que está condicionada pela sazonalidade climática e a alimentação hídrica desses sistemas. Em função das chuvas, os fluxos concentrados oscilam, contraindo e expandindo sua extensão, por vezes criando sistemas descontínuos (Fujieda *et al.*, 1997; Felipe; Magalhães Jr, 2014; Whiting; Godsey, 2016).

Desse modo, a interação entre água superficial e subterrânea na conformação da drenagem fluvial em cabeceiras de drenagem é ainda parcamente conhecida, bem como, os mecanismos de ação dos processos geomorfológicos associados. Por esse motivo, há diversas lacunas quando se trata da contribuição para a evolução do relevo em curto e médio prazo dos hidrossistemas presentes em cabeceiras de drenagem.

O inegável papel da água na morfogênese e morfodinâmica intertropical tem sido recorrentemente tratado no Brasil a partir da desnudação geoquímica. Desde o trabalho pioneiro de Salgado e Valadão (2003), diferentes técnicas vêm sendo empregadas para

mensurar a perda de material em solução pelas bacias hidrográficas e, a partir daí, discutir (quali ou quantitativamente) a evolução do relevo em diferentes recortes espaciais e temporais (Salgado e Valadão, 2005; Rezende *et al.*, 2010; Barreto *et al.*, 2012; Leão *et al.*, 2012; Cherem *et al.*, 2012; Sapatti Jr *et al.*, 2014). De um modo geral, como ponto em comum todos referem-se a escala regional, buscando elucidar grandes compartimentos geomorfológicos ou bacias hidrográficas. O interior desses sistemas e a distribuição espacial dos mecanismos que promovem a perda geoquímica, na maioria dos casos, permanecem incógnitos.

Por outro lado, no âmbito da hidrologia, e sobretudo da hidrogeologia, há décadas são recorrentes os esforços em se diagnosticar a composição química das águas *in natura* em diversos hidrossistemas e com distintas abordagens metodológicas. Essas disciplinas, porém, não trazem consigo a preocupação em relacionar os materiais dissolvidos nas águas com sua representatividade em termos de perda de massa dos sistemas geomorfológicos.

Recentemente, alguns esforços iniciais foram feitos no intuito de compreender como a perda geoquímica mesurada em nascentes e canais de baixa ordem contribuem para a evolução do relevo (Felippe e Magalhães Jr, 2016; Ferreira *et al.*, 2017; Almeida-Neto *et al.*, 2017; Magalhães Jr. *et al.*, 2018; Martins, 2019; Felippe *et al.*, 2022). As taxas encontradas oscilam demasiadamente em função da geologia das diferentes áreas de estudo, variando entre poucas centenas e centenas de milhares de kg/km²/y. Em todos os trabalhos em que houve preocupação de coletas distribuídas hierarquicamente pela rede de drenagem, os resultados desse parâmetro foram inconclusivos.

Tais lacunas fomentaram a proposta desse artigo, que tem por objetivo interpretar o papel das cabeceiras de drenagem e seus hidrossistemas enquanto veículos de escoamento de sedimento em solução e, conseqüentemente, perda geoquímica. A partir de dados coletados em sete cabeceiras de drenagem (2^a ordem de Strahler) em três diferentes domínios geológico-geomorfológicos do Brasil Tropical Atlântico, busca-se descrever a participação dos hidrossistemas de diferentes hierarquias fluviais na desnudação geoquímica em diálogo com o balanço de água subterrânea/água superficial nas cabeceiras para, assim, comparar a influência de distintos arcabouços hidrogeológicos na lixiviação dos materiais transportados.

2. ÁREAS DE ESTUDO

Os sítios escolhidos para estudo localizam-se nas terras altas do Brasil oriental, em três distintos compartimentos geológico-geomorfológicos (Figura 1). Todas as áreas já haviam sido previamente estudadas e monitoradas de modo desarticulado, carecendo interpretações comparativas e interescares que não seriam possíveis até então.

Pertencentes ao domínio de paisagens do Brasil Tropical Atlântico, as microbacias encontram-se no sistema morfogenético tropical úmido, genericamente associado a elevada umidade e chuva abundante com dupla estacionalidade climática. As temperaturas elevadas e a disponibilidade de água proporcionam elevadas taxas de intemperismo químico e lixiviação, sendo a litologia o fator principal controlador desses processos. Em zonas de rochas de resistência intermediária à baixa, a ação geoquímica promove mantos de alteração de grande espessura, modelados por extensivos processos de mamelonização. Quando em rochas geoquimicamente mais resistentes, as coberturas superficiais são mais delgadas (AB'SÁBER, 2003; KAMINO *et al.*, 2019).

A rede de drenagem é densa e bem distribuída, com importante contribuição dos mantos de alteração na manutenção do escoamento de base na sustentação da perenidade dos fluxos, mesmo na estação seca. As cabeceiras de drenagem no Brasil Tropical Atlântico são morfologicamente diversas e dependentes do arcabouço geológico. Não raramente mesclam vertentes íngremes com anfiteatros preenchidos de sedimentos, ravinamentos extensos e áreas úmidas. Em zonas de maior resistência litológica, no entanto, há menor tendência de segmentos côncavos e maior dispersão da água em fluxos canalizados (MOURA *et al.*, 1991; FUJIEDA *et al.*, 1997; ALMEIDA-NETO *et al.*, 2022).

Ao todo, sete microbacias de cabeceira foram estudadas: duas localizadas na Serra do Espinhaço Meridional; duas na Depressão do Paraíba do Sul; três na Serra da Mantiqueira (Figura 1). Os pontos de amostragem foram hierarquicamente distribuídos ao longo da rede de drenagem das cabeceiras, perfazendo nascentes (ordem 0), canais de 1ª ordem e canais de 2ª ordem. Somaram-se doze pontos de monitoramento nas cabeceiras da Serra do Espinhaço Meridional, oito na Depressão do Paraíba do Sul e 23 na Serra da Mantiqueira.

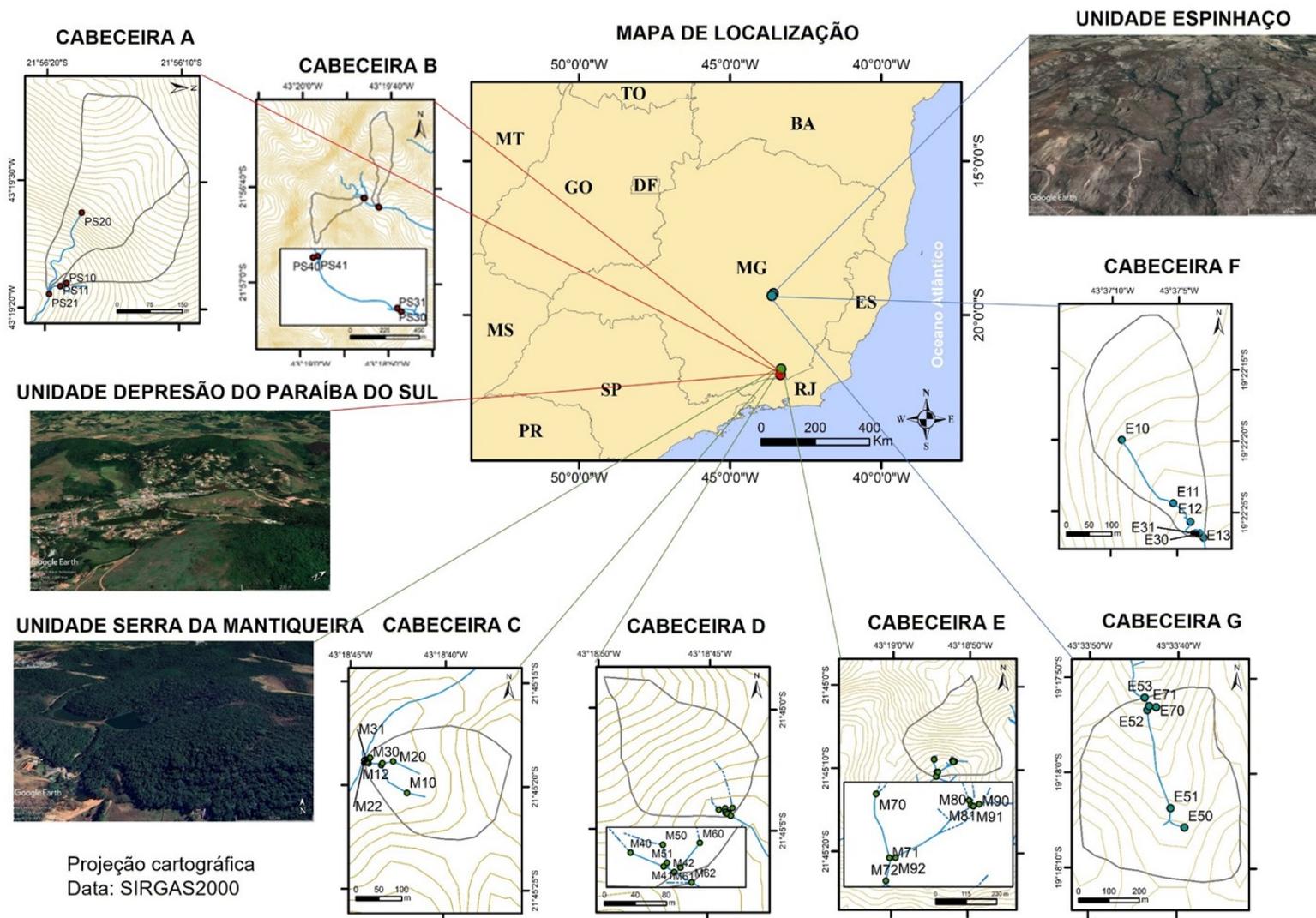


Figura 1 – Localização regional das áreas de estudo, com destaque para as microbacias de cabeceiras.

Fonte: Elaborado pelos autores.

A Serra do Espinhaço Meridional com a porção sul do orógeno neoproterozóico do Espinhaço, guardando um longo histórico de evolução geotectônica desde a formação de bacias sedimentares até os ciclos Transamazônicos e Brasileiro. Posteriormente, a orogênese andina reativou falhas proterozóicas influenciando de forma determinante no modelado atual da Serra do Espinhaço (Alkmin; Martins-Neto, 1998; Sallum-Filho; Dandefér, 2005). A borda leste do Espinhaço, onde se localiza o sítio de estudo, é embasada por rochas metassedimentares neoproterozoicas do Supergrupo Espinhaço, com predomínio local de quartzitos, metadiamicritos e metassiltitos (Almeida-Abreu; Renger, 2002). Os processos de empurrão da macroestrutura do Espinhaço sobre a bacia do Bambuí (oeste) fazem com que essa área seja profundamente deformada (dobras e falhas) com forte herança estrutural (Uhlein *et al.*, 1995).

A microbacia A localiza-se sobre quartzitos e metadiamicritos do Grupo Macaúbas, possuindo solos bem drenados e arenosos, com nítida cobertura orgânica superficial associada a vegetação florestal que recobre a área. Os canais de 1ª ordem são desconexos com alimentação profundamente dependente da oscilação do nível freático, já seu curso principal é incidido e expõe o embasamento rochoso em seu leito. A microbacia B está nos patamares de cimeira da Serra do Espinhaço, sobre rochas quartzíticas da Formação Galho do Miguel. Os mantos de alteração são consideravelmente mais delgados e a drenagem mais retilínea. Apenas do terço superior da cabeceira o contato entre a vertente e o vale fluvial ocorre em um anfiteatro, o que permite maior aprofundamento das coberturas superficiais. Da mesma forma que na microbacia A, os canais são desconexos e as nascentes dependentes das águas meteóricas (Magalhães Jr. *et al.*, 2018).

As duas outras unidades de estudo, Depressão do Paraíba do Sul e a Serra da Mantiqueira, compartilham a evolução geotectônica da Província Mantiqueira, composta pelas faixas Ribeira, Araçuaí, Dom Feliciano e São Gabriel. Ambas estão associadas ao Rift Continental do Sudeste do Brasil, movimentação dos blocos crustais que promoveu a formação por soerguimento da Serra do Mar e da Serra da Mantiqueira, intervaladas por blocos em subsidência que vieram a constituir a Depressão do Paraíba do Sul (Riccomini, 1989; Riccomini *et al.*, 2004). Ortognaisses granulíticos ácidos a básicos e ortognaisses tonalíticos subordinados do Complexo Juiz de Fora são os litotipos recorrentes nos sítios de estudos (CPRM/CODEMIG, 2014).

Localizadas na Depressão do Paraíba do Sul, as microbacias C e D compartilham dos mesmos condicionantes regionais. O clima úmido sobre rochas gnáissicas gera condições

favoráveis para o intemperismo químico, lixiviação e movimentos de massa sobre mantos de alteração profundos. Por conseguinte, modelados de dissecação mamelonar são comuns na área, configurando vertentes convexo-côncavas com topos arredondados. Devido ao controle estrutural, as cabeceiras estudadas possuem porção superior íngreme e com presença esparsa de afloramentos rochosos, sucedidas por anfiteatros de coluvionamento. A drenagem inicia-se sobretudo em nascentes difusas, na forma de pequenas áreas úmidas, com canais de primeira ordem coluviais de baixo poder erosivo. A presença de vegetação florestal contribui para o aporte de matéria orgânica que recobre a superfície do solo (Felippe *et al.*, 2022).

As microbacias E, F e G, apesar de compartilharem o arcabouço geológico com as anteriores, apresentam aspectos geomorfológicos locais distintos. Localizadas no contexto da Serra da Mantiqueira, com controle estrutural menos pronunciado, possuem declividades mais baixas e vertentes mais suaves. Os formatos preferencialmente arredondados dos interflúvios dialogam com a sucessão de segmentos convexos nas altas vertentes e côncavos nas baixas. Frequentemente, há canais efêmeros a montante das nascentes, que possuem uma elevada densidade espacial. Apesar de áreas de contribuição relativamente grandes, os canais fluviais são curtos, com grandes coeficientes de manutenção (Almeida Neto *et al.*, 2017).

3. METODOLOGIA

A seleção das três áreas de estudos pautou-se na existência de cabeceiras de drenagem com baixo grau de antropização em diferentes contextos geomorfológicos. Os trabalhos de campo foram realizados na Serra da Mantiqueira e do Espinhaço entre novembro de 2015 a setembro de 2016, e na Depressão do Paraíba do Sul entre junho de 2018 a março de 2019. Com o uso do GPS GARMIN modelo GPSMAP 64, foram coletadas as coordenadas geográficas das nascentes e confluências estudadas. No software ArcGIS 10.3 foram utilizadas imagens SRTM para a extração de curvas de nível e imagens de satélite, que subsidiaram a restituição da rede de drenagem superficial das cabeceiras, conforme Felippe *et al.* (2022).

O cálculo da vazão foi realizado com técnica expedita preconizada por Felippe e Magalhães Jr. (2009), onde é cronometrado o tempo gasto na coleta de todo o volume de um ponto amostral, com a utilização de saco plástico maleável. O procedimento foi realizado em triplicata e o volume foi aferido com vidraria volumétrica.

Foi coletada água em alíquotas de 500 mL em cada ponto amostral, acondicionadas em frascos de polipropileno e enviadas sob refrigeração para análises no Laboratório de Geomorfologia e no Centro de Pesquisa Manoel Teixeira da Costa (CPMTC), ambos da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG). Os parâmetros analisados são descritos no Quadro 1.

Quadro 1 – Parâmetros utilizados nas análises laboratoriais.

Parâmetro	Amostra	Descrição
Total de sólidos Dissolvidos (TDS)	<i>in natura</i>	Determinado por método gravimétrico a partir da variação da massa aferida em balança analítica com a evaporação de 50 mL da amostra em estufa a 180°C.
pH	<i>in natura</i>	Medido em pHmetro de bancada Technopon, modelo mPA-210, solução de padrão de calibração pH 4 e 7.
Condutividade Elétrica (EC)	<i>in natura</i>	Medido em condutivímetro de bancada Technopon, modelo mCa 150, célula de condutividade K=0,1, solução padrão de calibração 146,9 µS/cm.
Sílica	Filtrada (0,45µm)	Determinada por espectrofotometria com leitura realizada por espectrofotômetro Tecnal, modelo V500, com curva de calibração (R ² =0,9996).
Alcalinidade	Filtrada (0,45µm)	Determinado por titulação, com titulador potenciométrico da marca HANNA, modelo HI902, com titulante HCl 0,1 N padronizado.
Fe; Al; Ca; Mg	Filtrada (0,45µm)	Determinado por espectrometria de emissão atômica por plasma acoplado indutivamente (ICP-OES).

Fonte: Organizado pelos autores.

No software MS Excel 2021® foi realizada a tabulação dos dados laboratoriais e os cálculos a seguir descritos. O cálculo de Perda Geoquímica (PG) foi realizado em duas etapas. Em um primeiro momento calculou-se a PG instantânea (mg/s), referente a cada etapa de monitoramento, conforme a Equação 1. A PG anual (kg/y) pode ser calculada conforme a Equação 2, a partir dos resultados da PG instantânea em até quatro recortes sazonais.

$$PG_{\text{instantânea}} = TDS_{\text{instantâneo}} \cdot Q_{\text{instantânea}} \quad \text{Equação 1}$$

$$PG_{\text{anual}} = (\sum [TDS_{\text{instantânea}}]_n) \cdot Q_{\text{média}} \cdot d \quad \text{Equação 2}$$

Onde: TDS_{instantâneo} – Sólidos Totais Dissolvidos (mg/L); Q_{instantânea} – vazão medida em campo (L/s); Q_{média} – média das vazões mensuradas (L/s); d – período de monitoramento (em segundos);

A ponderação da Perda Geoquímica pela área drenada representa a massa total dos materiais em solução exportados do sistema geomorfológico por unidade de tempo, em

outras palavras, a Desnudação Geoquímica. Sua taxa anual foi calculada conforme a Equação 3, em concordância com (Salgado; Valadão, 2005; Leão *et al.*, 2012; Felipe *et al.*, 2022).

$$DG = PG_{total} / A \quad \text{Equação 3}$$

Onde: DG – Desnudação Geoquímica (kg/Km²/y); A – área de contribuição (km²).

O rebaixamento do relevo (RR) é um parâmetro que infere uma taxa de rebaixamento vertical vinculada a densidade da rocha matriz, usualmente expressa em toneladas por milhões de ano, foi calculado de acordo com a Equação 4.

$$RR = DG / \rho \quad \text{Equação 4}$$

Onde: DG – Desnudação Geoquímica (kg/Km²/y); ρ – densidade média do substrato (kg/m³).

Os testes estatísticos foram realizados no software IBM SPSS Statistics 26® e PAST 3.0, com os dados previamente normalizados. O primeiro teste realizado foi o de Shapiro-Wilk para averiguar se a distribuição dos dados é semelhante à de uma distribuição normal. Quando o valor de significância associada (valor p) é maior que 0,05 a distribuição dos dados é normal e podem ser realizados os testes estatísticos convencionais, como os testes t e as análises de variância (ANOVA). Nos casos em que p é menor que 0,05 a distribuição dos dados é assimétrica, e devem ser realizados parâmetros não paramétricos, como Kruskal-Wallis.

O teste de Kruskal-Wallis (1952) é usado para comparar a mediana de três ou mais grupos independentes e classifica todas as observações dos grupos em ordem crescente e, em seguida, calcula uma soma dos postos para cada grupo. Em seguida, é calculado um valor de estatística de teste com base nas somas dos postos, que é comparado a uma distribuição de referência conhecida para determinar se existe uma diferença estatisticamente significativa entre os grupos.

O teste post hoc de Dunn (1964) é usado para determinar quais grupos são significativamente diferentes uns dos outros após a realização do teste de Kruskal-Wallis, com a correção de Bonferroni. Ele é executado comparando todos os pares possíveis de grupos e ajustando o nível de significância para o número de comparações sendo feitas.

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

A desnudação geoquímica dos sistemas hidrogeomorfológicos de cabeceira estudados está diretamente relacionada a três aspectos fundamentais: i) as taxas de intemperismo químico e lixiviação que proporcionam a solubilização dos compostos químicos nas águas; ii) a descarga hídrica associada a cada ponto de monitoramento, bem como sua variação temporal (sazonal); iii) o tamanho da bacia de contribuição da qual a massa é removida. Os dois primeiros pontos, porém, possuem uma miríade de condicionantes que promovem as diferenças encontradas. Por esse motivo, é necessário fazer uma leitura espacial (em que os aspectos geológicos são de primeira importância para a diferenciação das áreas) e outra hierárquica (em que, com os mesmos condicionantes regionais, a vazão e a mistura de águas meteóricas e subterrâneas varia ao longo da rede de drenagem). A síntese dos resultados obtidos para as taxas anuais é apresentada na Tabela 1.

Para o conjunto dos 43 pontos amostrais, a perda geoquímica (PG) anual oscilou entre 2,9 e 369,0 kg/y, uma variação expressivamente alta, de 128 vezes entre o ponto de menor perda (a nascente M30) e o de maior (o canal de 2ª ordem cabeceira F, E12). Porém, os dados são profundamente assimétricos, uma vez que 69% dos dados possuem PG anual abaixo de 64 kg/y (mediana 30,3 kg/y) e apenas dois superaram 200 kg/y, justamente os canais de maior ordem da cabeceira F (E12 e E13), o que demonstra a excepcionalidade desses dados.

Para áreas do Espinhaço Meridional, Felipe e Magalhães Jr. (2016) encontraram valores de PG anual oscilando entre 160,6 e 1,9 kg/y, mas encontraram valores extremamente altos para domínios cársticos (45.342,4 kg/y). Assim, considerando os conjuntos de rochas similares, os dados encontrados de PG anual estão coerentes com o predito na literatura.

A assimetria dos dados fica ainda mais evidente nos resultados da desnudação geoquímica (DG) anual, uma vez que a área de contribuição é incorporada na estatística como ponderação da PG anual. Em outras palavras, busca-se eliminar a diferença de áreas de contribuição (sabidamente influente na perda de massa dos sistemas geomorfológicos) na comparação entre os pontos amostrais. O valor máximo encontrado para DG anual é 3.000 vezes superior ao mínimo: E30, com 438.587,0 kg/km²/y, e E51, com 142,40 kg/km²/y, respectivamente.

Tabela 1: Descrição dos resultados dos hidrossistemas estudados.

Cabeceira	Ponto amostral	Ordem	Área de contribuição (km ²)	PG Anual (Kg/y)	DG (kg/km ² /y)	RR (m/My)
A	PS10	0	0,0295	30,3	1026,0	0,380
	PS11	1	0,0305	67,5	2217,3	0,821
	PS20	0	0,0499	18,6	373,0	0,138
	PS21	1	0,0715	36,7	513,0	0,190
B	PS30	0	0,0560	59,0	1053,1	0,390
	PS31	1	0,0560	104,1	1858,8	0,688
	PS40	0	0,0472	113,9	2415,1	0,894
	PS41	1	0,0472	142,8	3024,3	1,120
C	M10	0	0,0104	22,8	2190,1	0,811
	M11	1	0,0129	88,1	6826,0	2,528
	M12	2	0,0270	118,7	4403,4	1,631
	M20	0	0,0125	35,8	2857,4	1,058
	M21	1	0,0134	18,5	1378,4	0,511
	M22	3	0,0275	176,4	6417,5	2,377
	M30	0	0,0003	2,9	8387,2	3,106
	M31	1	0,0005	3,4	7133,8	2,642
D	M40	0	0,0141	4,4	314,4	0,116
	M41	1	0,0143	4,0	278,9	0,103
	M42	2	0,0148	14,5	983,0	0,364
	M50	0	0,0005	9,9	20632,5	7,642
	M51	1	0,0005	23,9	47327,4	17,529
	M60	0	0,0086	2,9	337,9	0,125
	M61	1	0,0087	6,3	722,6	0,268
	M62	3	0,0236	7,8	329,4	0,122
E	M70	0	0,0179	47,0	2633,9	0,976
	M71	1	0,0204	73,8	3615,9	1,339
	M80	0	0,0140	15,4	1097,5	0,406
	M81	1	0,0144	47,4	3285,4	1,217
	M90	0	0,0334	25,9	776,8	0,288
	M91	1	0,0338	47,2	1395,9	0,517
	M92	2	0,0535	91,6	1713,9	0,635
F	E10	0	0,0353	42,5	1203,2	0,510
	E11	1	0,0671	96,0	1430,4	0,606
	E12	2	0,0757	369,0	4877,5	2,067
	E13	3	0,0859	74,0	861,6	0,365
	E30	0	0,00005	22,0	438587,0	185,842
	E31	1	0,00013	28,9	225450,3	95,530
G	E50	0	0,0229	23,7	1036,4	0,439
	E51	1	0,0857	12,2	142,4	0,060
	E52	2	0,2329	45,0	193,2	0,082
	E53	3	0,2700	353,4	1308,8	0,555
	E70	0	0,0238	6,3	266,7	0,113
	E71	1	0,0247	28,5	1154,9	0,489

Fonte: Análises laboratoriais. Organizado pelos autores.

De um modo geral, as nascentes têm a tendência de possuir maior participação dos fluxos subterrâneos (escoamento de base) em sua descarga, quando comparadas a hidrossistemas de maior ordem (Sidle *et al.*, 2000). Em teoria, isso implica em maior mineralização de suas águas, devido ao maior tempo disponível para ação dos processos de intemperismo químico (considerando um mesmo material geológico). Ao mesmo tempo,

as bacias de contribuição de nascentes tendem a ser as menores dentro da rede de drenagem, o que está diretamente associado à sua posição topográfica. Porém, essa hipótese é apenas parcialmente aplicável para E30, uma vez que o TDS médio de suas águas é relativamente baixo 20,3 mg/l o que, com uma vazão média anual de 0,036 L/s, culmina em uma PG anual de 22,0 kg/y, valor baixo para o rol. O que torna a DG anual dessa nascente tão significativa é que sua bacia de contribuição superficial é extremamente mínima (50 m²), já que sua exfiltração ocorre praticamente no interflúvio da cabeceira, controlada por afloramentos rochosos. O mesmo pode-se afirmar para E31, canal de primeira ordem originado por E30, que apresenta a segunda maior DG anual (225.450,3kg/km²/y).

Certamente, fatores locais promovem uma descarga hídrica suficiente para transportar os materiais em solução pelo escoamento de base, mesmo em uma área tão pequena. Sistemas controlados por fluxos subterrâneos, sobretudo em regiões em que as bacias subterrâneas não têm uma correspondência espacial com as superficiais (justamente o caso da Serra do Espinhaço), possuem vazão praticamente sem lastro com a área de contribuição. Por isso, tais valores extremos precisam ser olhados com cautela.

O mesmo raciocínio pode ser feito para o rebaixamento do relevo (RR). Como a modelagem desse parâmetro implica apenas na incorporação da densidade dos materiais geológicos para verificação do eixo vertical do volume do relevo, e como as densidades são muito similares para todas as áreas de estudo, o RR acaba por ser uma outra forma matemática de se ler a DG anual (guardadas as devidas diferenças conceituais em termos geomorfológicos).

Excetuando os superestimados pontos E30 e E31 (anteriormente explicados), que apresentaram com resultados taxas de rebaixamento do relevo de 185,8 e 95,5 m/My¹, respectivamente, todos os demais pontos apresentam valores até 17,5 m/My. A concentração dos valores é, contudo, nos patamares mais baixos, com 91% dos dados inferiores a 3,2 m/My e 29% abaixo de 1,0 m/My.

Os dados descritos na literatura para DG anual e RR corroboram a alta variabilidade encontrada. Os trabalhos de Rezende *et al.* (2010) e Leão *et al.* (2012), para bacias predominantemente quartzíticas (em teoria, de baixa perda geoquímica), mostram taxas de DG anual entre 25.650 e 430 kg/km²/y, correspondendo a RR de 0,1 a 9,9 m/My. Suas

¹ Note-se que os valores de rebaixamento do relevo são apresentados em m/My apenas em adequação à literatura, para fins comparativos, uma vez que os dados primários obtidos neste trabalho se referem apenas a um ano hidrológico e quaisquer generalizações para a escala temporal do Quaternário são temerárias.

conclusões somam-se às de Salgado e Valadão (2003), Salgado e Valadão (2005) e Salgado *et al.* (2006) reforçando a ideia de desnudação diferencial do relevo diretamente relacionada à resistência geoquímica das rochas em uma abordagem regional.

Observando a variabilidade intrarregional dos resultados, algo que foi obliterado em trabalhos anteriores, pode-se perceber a influência dialógica de fatores regionais e locais na desnudação geoquímica, sobretudo quando observados os pontos amostrais em relação às unidades geomorfológicas e à hierarquia fluvial. Para tanto, é necessário recorrer aos dados geoquímicos desagregados das águas amostradas, o que possibilita discussões maiores.

As análises de Cluster e de Componentes Principais evidenciam a proximidade entre dados das mesmas cabeceiras, ao mesmo tempo que realçam as diferenças e similaridades regionais (Figura 2 e 3). Os pontos do Paraíba do Sul apresentam-se organizadamente agrupados: em um primeiro nível a partir dos pares nascente e respectivo canal de primeira ordem e, em um segundo nível, dentro das respectivas cabeceiras. A exceção é PS11, que sofre enriquecimento geoquímico após exfiltração em PS10, originada pela retenção do fluxo e formação de área úmida.

Mantiqueira e Espinhaço compartilham clusters em diferentes níveis, mas seus pontos amostrais guardam a maior proximidade para dentro das próprias cabeceiras. As nascentes M60 e M90 diferem substancialmente dos demais pontos, formando um agrupamento de exceção. Como a análise de cluster foi puramente geoquímica, sem considerar as áreas de contribuição, E30 e E31, exceções para a interpretação da desnudação geoquímica, se agruparam normalmente.

A interpretação das duas componentes principais evidencia que os resultados, de um modo geral, são bastante próximos, mesmo para diferentes áreas de estudo. PS40, PS41 (mesma cabeceira), M60 e M90 são pontos discrepantes. Porém, observando os gráficos setorizados (Figura 3B, 3C e 3D) o comportamento dentro de cada área de estudo volta a ser concentrado, exceto para essas duas nascentes da Mantiqueira, que de fato guardam especificidades. Mesmo no Espinhaço, onde as taxas de desnudação geoquímica foram de altíssima variabilidade, a Análise de Componentes Principais reforçou a homogeneidade geoquímica das amostras, reforçando a ideia de que fatores hidrológicos, ligados a elevadas vazões específicas, controlam as taxas de desnudação.

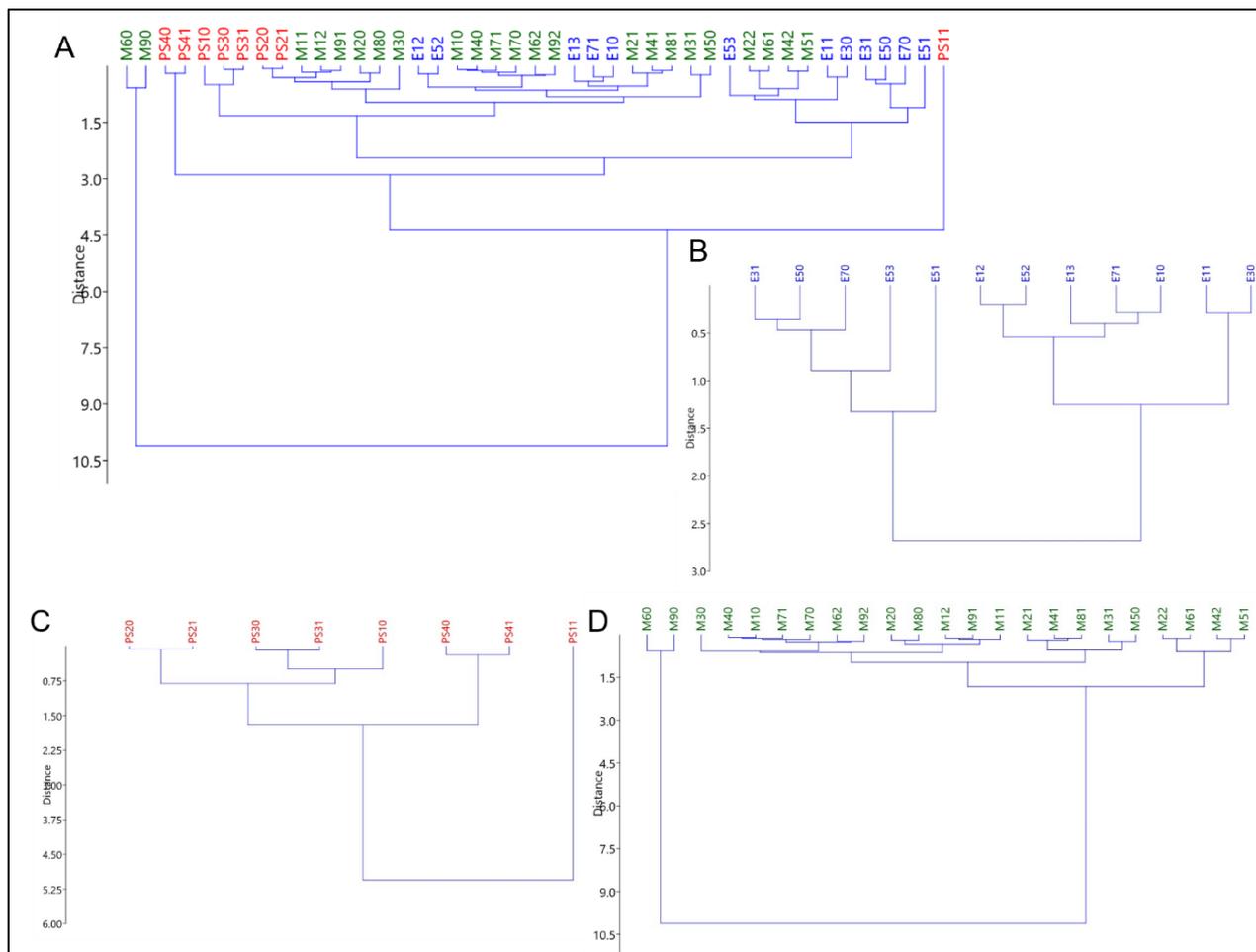


Figura 2 – Análise de cluster dos dados estudados nas três áreas de estudo (A), na Serra do Espinhaço (B), na Depressão do Paraíba do Sul (C) e na Serra da Mantiqueira (D).

Fonte: Elaborado pelos autores.

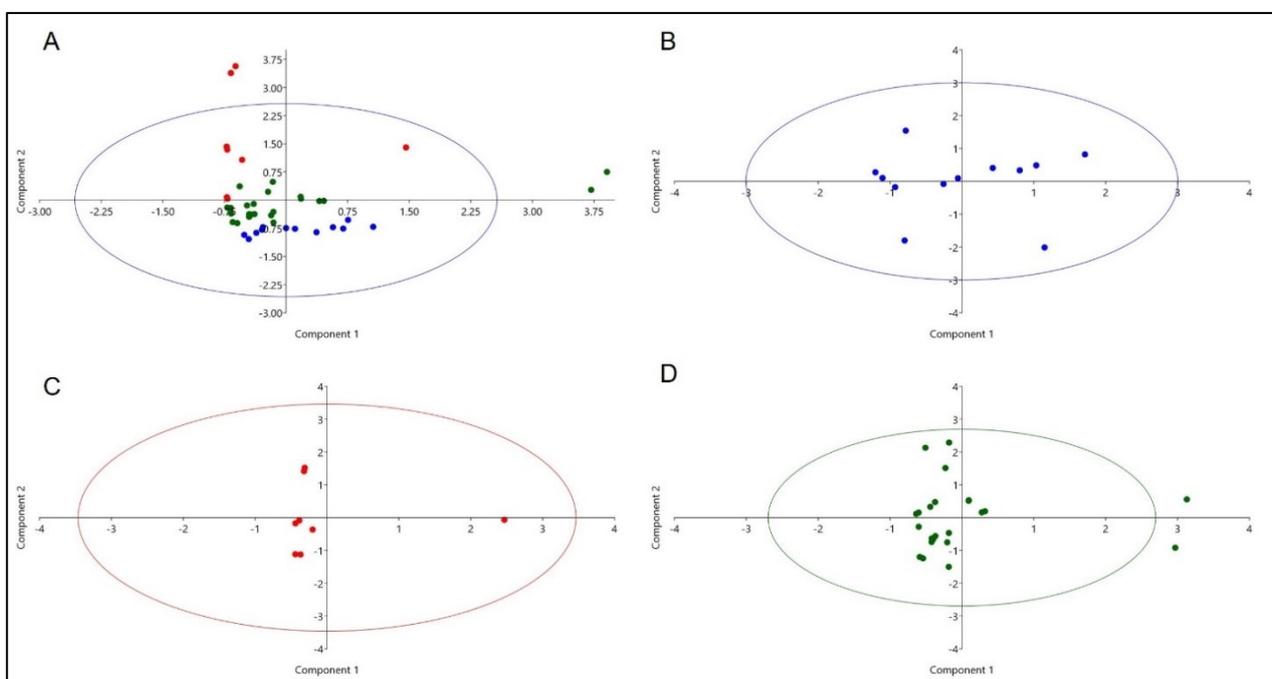


Figura 3 – Análise de Componentes Principais dos dados nas três áreas de estudo (A), na Serra do Espinhaço (B), na Depressão do Paraíba do Sul (C) e na Serra da Mantiqueira (D).

Fonte: Elaborado pelos autores.

Desse modo, cumpre-se, então, a necessidade de se investigar as diferenças regionais das taxas de desnudação geoquímica, uma vez que a literatura é uníssona em realçar a relevância da litologia. Por outro lado, os aspectos locais podem ser lidos a partir da hierarquia fluvial, também fortemente preconizada na literatura por uma relação direta com a descarga hídrica.

Após normalização dos dados, o teste de Shapiro-Wilk demonstrou indicou que a distribuição dos dados não segue uma distribuição normal, portanto, os dados foram analisados com testes não paramétricos. Os testes de Kruskal-Wallis indicam que os valores de PG anual (Kg/y) e desnudação geoquímica (kg/Km²/y) não diferem estatisticamente entre as áreas de estudos ($H = 4,995$, $p = 0,082$) nem entre a hierarquia fluvial ($H = 3,923$, $p = 0,064$). Desse modo, as interpretações da Análise de Cluster (Figura 2) são reforçadas, evidenciando a proximidade entre pontos amostrais de diferentes áreas de estudo e hierarquias fluviais.

Isso se dá, em grande parte, pela assimetria dos resultados dentro de cada unidade geomorfológica. Os resultados do Espinhaço aparecem enviesados na estatística descritiva devido aos valores exacerbados de E30 e E31. A média de DG anual e RR para essa área de estudo foi de 56.376,0 kg/Km²/y e 23,9 m/My, respectivamente, com assimetria geral de 2,5. Para a Mantiqueira, a média foi de 5.436,5 kg/Km²/y e 2,0 m/My, com assimetria de 3,6. Isso mostra que, apesar dos dois valores extremos encontrados no Espinhaço, os demais pontos apresentam resultados próximos, diferentemente da Mantiqueira, onde mesmo não havendo resultados tão discrepantes, a assimetria é ainda mais alta. Essa constatação é confirmada na análise de componentes principais (Figura 3). Os dados do Paraíba do Sul são os com distribuição mais uniforme, com médias e medianas próximas, apesar de valores absolutos recorrentemente baixos. A média de DG anual nas cabeceiras do Paraíba do Sul foi de 1.560,0 kg/Km²/y e de RR foi de 0,6 m/My.

Os resultados lidos por área de estudo surpreendem em um primeiro momento, pois a literatura científica apresenta diversos trabalhos relatando a elevada resistência ao intemperismo e desnudação geoquímica das rochas que sustentam os patamares de cimeira da Serra do Espinhaço (Salgado; Valadão, 2005; Rezende *et al.*, 2010; Barreto *et al.*, 2012; Leão *et al.*, 2012). Quando comparados aos granitoides, os quartzitos tendem a promover uma perda de massa inferior em mesmas condições climático-ambientais, o que não foi verificado neste trabalho. Porém, ao se excluir os pontos anômalos do Espinhaço (E30 e E31), a média das DG anual dessa unidade passa para 1.247,5 kg/Km²/y e a média do RR ficaria 0,5 m/My, recolocando o Espinhaço como a área de estudo com menores

taxas dentre todas as pesquisadas. Graficamente, essa constatação é endossada pela dispersão dos resultados de Perda Geoquímica e Desnudação Geoquímica anual (Figura 4A – valores em escala logarítmica).

Nota-se que excetuando-se os dois extremos de DG anual do Espinhaço (E30 e E31), a nuvem de pontos dessa área de estudo é a que se apresenta mais próxima do eixo x do gráfico, denotando os menores valores de desnudação. Por outro lado, pode-se ler que o Espinhaço tem maiores taxas de PG, apresentando inclusive os dois maiores valores encontrados. Porém, como já foi explicado, isso é devido à alta descarga hídrica de suas cabeceiras e não a uma maior concentração de carga em solução (TDS) nas águas. Ainda na Figura 4A, notam-se os pontos do Paraíba do Sul compondo um segundo patamar, muito próximo ao do Espinhaço, enquanto os pontos da Mantiqueira ficam em um patamar superior de valor de desnudação geoquímica.

Além de E30 e E31, quatro pontos da Mantiqueira se destacam no gráfico, mesmo este estando em escala logarítmica: M30, M31, M50 e M51. Os dois primeiros, correspondem a uma nascente e seu canal de primeira ordem da cabeceira C; os dois seguintes também são uma nascente e seu canal de primeira ordem, porém, da cabeceira D. Caracterizam-se por terem uma área de contribuição muito pequena, sendo provavelmente alimentados por fluxos hídricos mais profundos, mesmo assim, apresentam vazão e TDS elevados, o que pode estar associado ao sistema aquífero que localmente as alimenta. Naturalmente, uma vez que a nascente já possui elevada vazão e carga química, o mesmo ocorre com seu canal de primeira ordem, já que os pontos amostrais estão em cabeceiras de pequeno tamanho. Tais pontos, também se configuram como excepcionais dentro do conjunto da Mantiqueira.

Se por um lado, área da bacia de contribuição dos pontos explica as excepcionalidades encontradas (e, portanto, leva a questionamentos acerca do escoamento subterrâneo e dos aquíferos de origem das nascentes), esse indicador pouco clarifica em termos gerais os valores encontrados para as três áreas de estudo (Figura 4B e 4C). Percebe-se que não há tendência clara nos dados, apesar da notória diferenciação dos seis pontos já citados: E30, E31, M30, M31, M50 e M51. Não por acaso, estes apresentam as menores áreas de contribuição do rol. Os demais pontos, aparecem aglomerados nos gráficos.

Buscando compreender os fatores causais do resultado do rebaixamento do relevo, é interessante observar que na Figura 4D nenhuma tendência de relação entre TDS e rebaixamento do relevo é claramente estabelecida. As mais altas taxas de rebaixamento

estão em pontos com TDS mediano à baixo; por outro lado, os quatro pontos de TDS mais elevado (todos no Paraíba do Sul), implicam em pequena taxa de rebaixamento do relevo. Mesmo considerando-se os dados por unidade geomorfológica separadamente, não se pode definir uma relação clara entre esses parâmetros para o Espinhaço e a Mantiqueira, porém, há uma leve tendência positiva e linear no Paraíba do Sul, com R^2 de 0,54.

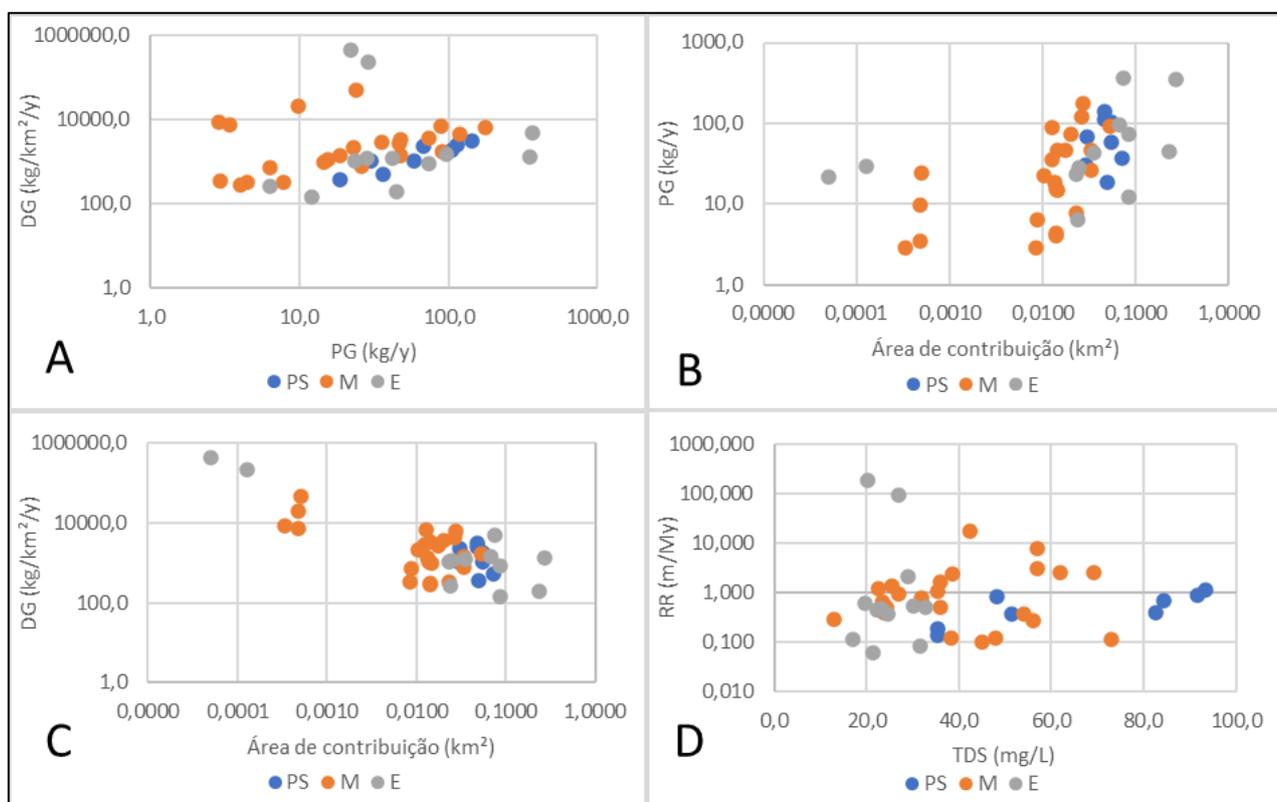


Figura 4 – Dispersão dos resultados classificados por unidade geomorfológica. A) perda geoquímica x desnudação geoquímica; B) área de contribuição x perda geoquímica; C) área de contribuição x desnudação geoquímica; D) sólidos totais dissolvidos x rebaixamento do relevo. Obs.: PS – Paraíba do Sul; M – Mantiqueira; E – Espinhaço.

Fonte: Elaborado pelos autores.

Apesar da apregoada importância da hierarquia fluvial para os processos hidrogeomorfológicos, este parâmetro também não demonstrou capacidade explicativa para a evolução do relevo nas cabeceiras estudadas (Figura 5). Não há tendência estatística evidente nas dispersões classificadas pela hierarquia fluvial, reforçando os resultados das análises anteriores (km²). Por um lado, essa complexidade já era esperada, uma vez que nascentes tendem a possuir maior mineralização das águas do que seus canais a jusante, pois estes possuem escoamento com maior participação de água meteórica. Entretanto, as nascentes também tendem a ter as menores vazões de uma cabeceira, pois este é um parâmetro cumulativo com clara tendência de aumento com a hierarquia (fruto da maior área de contribuição conforme se desloca a jusante).

O TDS (Figura 5D) retratou parcamente essa lógica, tendo as nascentes e canais de primeira ordem (de modo indistinto), maior mineralização que os canais de segunda e terceira ordem. Como o trabalho pautou-se em cabeceiras pequenas, onde os pontos amostrais de nascentes e seus respectivos canais de primeira ordem são espacialmente próximos, esse resultado era esperado. Nem mesmo as áreas de contribuição tiveram clara relação com a hierarquia fluvial, como se nota nos gráficos da Figura 5B e 5C. Por conseguinte, tanto a PG quanto a DG variam indiferentemente à hierarquia; na Figura 5A, inclusive, não é possível ver agrupamentos das diferentes ordens fluviais.

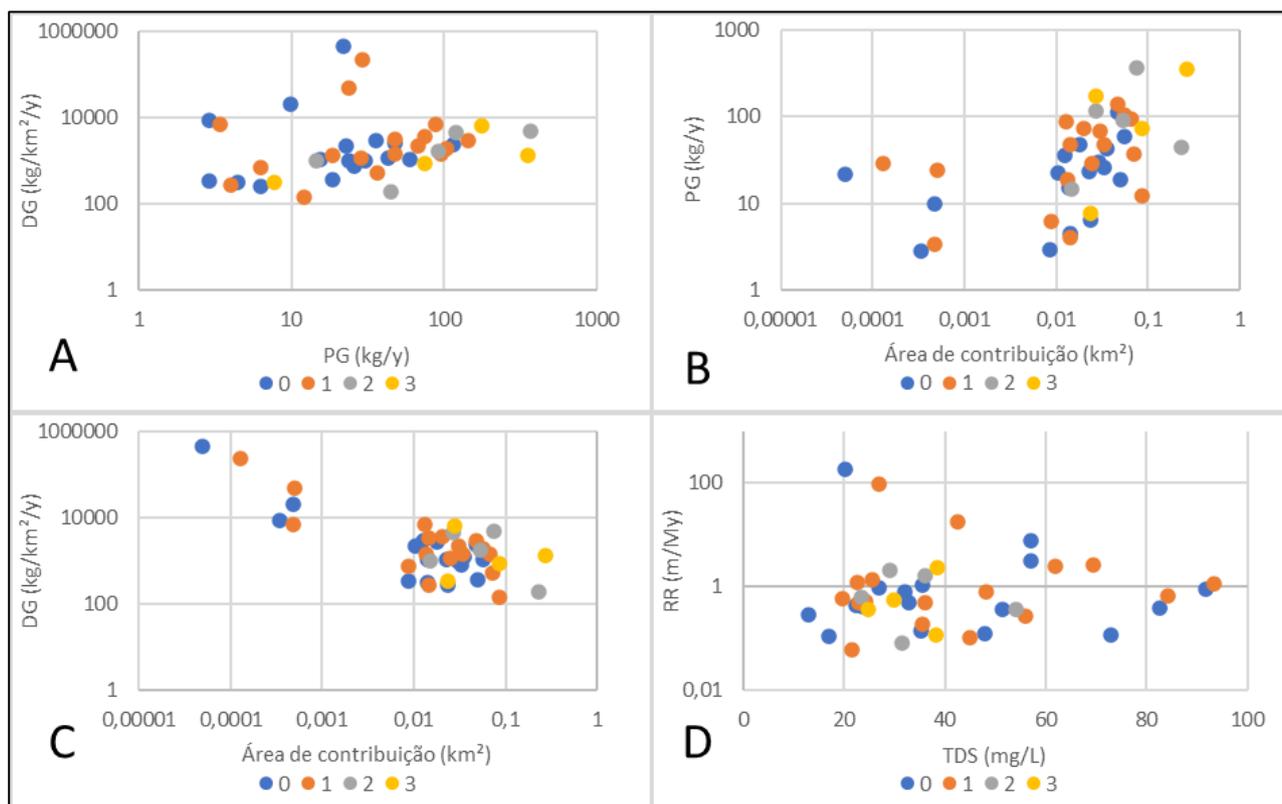


Figura 5 – Dispersão dos resultados classificados por hierarquia fluvial de Strahler. A) perda geoquímica x desnudação geoquímica; B) área de contribuição x perda geoquímica; C) área de contribuição x desnudação geoquímica; D) sólidos totais dissolvidos x rebaixamento do relevo. Obs: 0 – Nascente; 1 – 1ª ordem; 2 – 2ª ordem; 3 – 3ª ordem.

Fonte: Elaborado pelos autores.

Portanto, apesar da diferenciação geológico-geomorfológica das áreas de estudo não ser, *per se*, suficiente para explicar a variabilidade dos dados, a hierarquia fluvial é ainda menos capaz. Isso demonstra que a interescalaridade dos condicionantes da desnudação geoquímica é ainda mais complexa do que se apregoa. Fatores locais certamente são importantes, já que os pares de nascentes e seus canais de primeira ordem tiveram recorrentemente resultados próximos; soma-se a isso o fato de que as cabeceiras de modo geral, tiveram comportamentos internos similares. Por outro lado, observando-se o rol

completo dos dados, essas nuances se esvaem e novamente os fatores de escala regional passam a se sobrepôr. Ademais, hidrossistemas de exceção são claramente reconhecidos a partir da influência do escoamento de base, o que reforça a importância de se estudar as taxas de mistura de águas nas cabeceiras, o que ainda é muito pouco conhecido no Brasil.

5. CONCLUSÕES

As cabeceiras de drenagem são muito complexas do ponto de vista geomorfológico devido à variabilidade estrutural e funcional desses sistemas. Guardando fortes heranças do arcabouço geológico-geomorfológico regional, somadas à dinâmica ambiental (social e natural) em escala local, iniciam a drenagem fluvial e, por isso, desempenham um papel importante na evolução do relevo. A partir da interação entre águas meteóricas e subterrâneas, promovem a lixiviação e o escoamento de materiais solubilizados, efetivando a perda geoquímica da sua bacia de contribuição. Uma vez localizadas nos interflúvios e porções de cimeira, compõem elementos geomorfológicos relevantes na compreensão do rebaixamento do relevo.

Após a investigação de nascentes e canais de baixa ordem em cabeceiras de drenagem de três unidades geomorfológicas em dois contextos litológicos consideravelmente distintos (quartzitos e granitoides), foi possível clarificar a influência regional e as relações hierárquicas da desnudação geoquímica nas cabeceiras. A perda geoquímica nas cabeceiras é pequena quando comparado à de bacias hidrográficas de maior ordem, justamente devido à menor descarga hídrica nas proximidades das origens da rede de drenagem superficial. Isso não implica, entretanto, em baixas taxas de desnudação, uma vez que a vazão específica de algumas cabeceiras é sensivelmente alta, gerando taxas de rebaixamento do relevo similares àquelas encontradas em áreas maiores, na literatura prévia.

As unidades geomorfológicas de estudo apresentaram diferenças de taxas de desnudação mais baixas do que as encontradas na literatura. Excluindo-se outliers, as áreas quartzíticas tiveram taxas de rebaixamento do relevo 40% menores do que as áreas recobertas por granitoides, como esperado. Porém, para todo rol estudado (incluindo hidrossistemas com valores extremos) as maiores taxas de desnudação estão relacionadas a hidrossistemas do Espinhaço, embasados por quartzito. Tais pontos amostrais possuem áreas de contribuição extremamente baixas, o que indica a ação de fluxos subterrâneos de fora da bacia hidrográfica superficial. Essa constatação evidencia que generalizações

baseadas em fatores controladores regionais (como a litologia) não se aplicam a pequenos hidrossistemas, como cabeceiras de drenagem.

Os dados foram conclusivos também sobre uma eventual relação geral entre hierarquia fluvial e desnudação geoquímica nas cabeceiras estudadas. Não foram identificadas tendências estatísticas entre essas variáveis, nem mesmo quando foram relacionadas com o tamanho das bacias de contribuição dos pontos amostrais. A variabilidade das taxas de mistura entre águas meteóricas e subterrâneas, bem como a pluralidade de linhas de fluxo (e tempos de residência) nos aquíferos que alimentam as cabeceiras, fazem com que a vazão específica seja muito variável. Sendo assim, regionalmente, não houve uma resposta uniforme da hierarquia fluvial como influente no processo de desnudação.

Por outro lado, fatores locais são reforçados como relevantes na compreensão das taxas de desnudação encontradas quando se observa a conectividade dos hidrossistemas estudados. Há variações locais inclusive dentro de uma mesma cabeceira (onde os pontos amostrais são espacialmente próximos), porém, a variabilidade dos resultados mostra uma tendência ao longo do perfil longitudinal, quando observado canal por canal.

As concentrações de TDS nos pares nascente-canal são, de um modo geral, da mesma ordem de grandeza. Desse modo, conforme há o aumento da vazão a jusante, há também o aumento da perda geoquímica. Assim, alimentados por um mesmo conjunto de fluxos hidrológicos, a conectividade entre nascente e canal se faz presente no aumento gradual das taxas de desnudação e de rebaixamento do relevo ao longo do perfil longitudinal. Mesmo nos hidrossistemas em que os resultados se mostram fora desta tendência, são os fatores locais que definem essa aparente anomalia, normalmente relacionados à ambientes helocrenos nas nascentes, capazes de promover maior mineralização das águas.

Por fim, diante do princípio da incerteza e da complexidade dos processos hidrogeomorfológicos nas cabeceiras de drenagem, fica nítido o diálogo entre as escalas espaço-temporais que condicionam a desnudação geoquímica nesses sistemas. Apesar da relevância dos condicionantes geológicos regionais, os estudos de detalhe não podem obliterar as peculiaridades da paisagem em escala local. Assim, a resposta geomorfológica das cabeceiras de drenagem para a evolução do relevo está pautada na interesclaridade da dinâmica da paisagem.

AGRADECIMENTOS

Os autores gostariam de agradecer à FAPEMIG pelo financiamento da pesquisa através dos projetos APQ-03652-16 e APQ-00511-21, bem como ao CNPq pela bolsa de produtividade.

REFERÊNCIAS

ABDUL, A. S.; GILLHAM, R. W. Field studies of the effects of the capillary fringe on streamflow generation. **Journal of Hydrology**, v. 112, n. 1-2, p. 1-18, 1989.

AB'SÁBER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003. 160p.

ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Anatomy and tectonic evolution of a Neoproterozoic transpressional shear zone: The Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa. **Geological Society of America Bulletin**, v. 110, n. 8, p. 993-1014, 1998.

ALMEIDA NETO, J. O. *et al.* Relação entre precipitação e vazão de nascentes: respostas hidrogeomorfológicas em sistemas de cabeceiras na Serra da Mantiqueira e Depressão do Paraíba do Sul. In: SANTOS, G. B.; FELIPPE, M. F.; MARQUES-NETO, R. (Orgs.). **Geomorfologia: complexidade e interesclaridade da paisagem**. São José dos Campos: Comum Design, 2022. p. 3963-3973.

ALMEIDA-ABREU, P. A.; RENGER, F. E. Serra do Espinhaço meridional: um orógeno de colisão do mesoproterozóico. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 32, n.1, p. 1-14, 2002.

ALMEIDA NETO, J. O. *et al.* Caracterização hidrogeoquímica de cabeceiras de drenagem na Serra da Mantiqueira. **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, v. 1, p. 6003-6015, 2017.

BARRETO, H. N. *et al.* Estudo das taxas de denudação química da Serra do Espinhaço Meridional (MG), com base na carga catiônica dissolvida. **Geosciences**, v. 31, n. 4, p. 534-552, 2012.

BENDA, L. *et al.* Geomorphology of stepland headwaters: the transition from hillslopes to channels. **JAWRA Journal of the American Water Resources Association**, v. 41, n. 4, p. 835-851, 2005.

CHEREM, L. F. S. *et al.* Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no SE de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, p. 73-84, 2012.

CPRM/CODEMIG. **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. Escala: 1:1.000.000. 2014.

DUNN, O. J. Multiple comparisons using rank sums. **Technometrics**, v. 6, n. 3, p. 241-252, 1964.

DUNNE, T. Formation and controls of channel networks. **Progress in Physical Geography**, v. 4, n. 2, p. 211-239, 1980.

FELIPPE, M. F.; MAGALHÃES JR., A. P. Análise da variabilidade da vazão das nascentes no Parque das Mangabeiras (Belo Horizonte-MG) em relação aos seus condicionantes ambientais. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA. 13. Viçosa **Anais...** Viçosa: UFV, 2009. p. 1-17.

_____; MAGALHÃES JR, A. P. A contribuição das nascentes na desnudação geoquímica: borda oeste da serra do espinhaço meridional (Minas Gerais, Brasil). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 17, n. 1, p. 79-92, 2016.

_____ *et al.* Dinâmica geoquímica em cabeceiras de drenagem da Depressão do Paraíba do Sul: subsídios à compreensão do papel morfodinâmico de nascentes e canais de baixa ordem. **Boletim de Geografia**, v. 39, p. 422-439, 2022.

_____; MAGALHÃES JR, A. P. Desenvolvimento de uma tipologia hidrogeomorfológica de nascentes baseada em estatística nebulosa multivariada. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 3, p. 393-409, 2014.

FERREIRA, L. L. B. *et al.* Considerações sobre perdas geoquímicas em nascentes e sistemas fluviais de cabeceiras de drenagem na borda oeste do Espinhaço Meridional (Minas Gerais). **Os Desafios da Geografia Física na Fronteira do Conhecimento**, v. 1, p. 5991-6002, 2017.

FUJIEDA, M. *et al.* Hydrological processes at two subtropical forest catchments: the Serra do Mar, São Paulo, Brazil. **Hydrological Processes**, v. 196, n. 1-4, p. 26-46, 1997.

GUIMARÃES, I. P. M. B.; FELIPPE, M. F. Abordagem hidrogeográfica da ocorrência e formação de áreas úmidas no domínio dos “mares de morro”. **Revista Espaço e Geografia**, v. 24, n. 1, p. 71-87, 2021.

HACK, J. T.; GOODLETT, J. C. **Geomorphology and forest ecology of a mountain region in the central Appalachians**. United States Government Printing Office, 1960.

KAMINO, L. H. Y. *et al.* Atlantic Tropical Brazil. In: SALGADO, A. A. R.; FERREIRA, L. G. (Org.). **The Physical Geography of Brazil: environment, vegetation and landscape**. Cham: Springer, 2019. p. 41-73.

KRUSKAL, W. H.; WALLIS, W. A. Use of ranks in one-criterion variance analysis. **Journal of the American Statistical Association**, v. 47, n. 260, p. 583-621, 1952.

LEÃO, M. R. *et al.* Erosão, denudação e evolução do relevo da média Serra do Espinhaço Meridional, Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, p. 113-124, 2012.

MAGALHÃES JÚNIOR, A. P. *et al.* Relações entre perdas geoquímicas e configuração geomorfológica de bacias fluviais de baixa ordem na borda oeste do Espinhaço Meridional (Minas Gerais). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 19, p. 303-319, 2018.

MARTINS, R. M. **Denudação geoquímica em sistemas fluviais de cabeceira de drenagem da borda sul do Quadrilátero Ferrífero – MG**. 2019. 165 f. Dissertação (Mestrado em Evolução Crustal e Recursos Naturais) – Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2019.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E. Source areas, drainage density, and channel initiation. **Water Resources Research**, v. 30, n. 7, p. 1907-1918, 1994.

_____; BUFFINGTON, J. M. Channel-reach morphology in mountain drainage basins. **Geological Society of America Bulletin**, v. 109, n. 5, p. 596-611, 1997.

MOURA, J. R. S.; PEIXOTO, M. N. O.; SILVA, T. M. Geometria do relevo e estratigrafia do Quaternário como base à tipologia de cabeceiras de drenagem em anfiteatro – Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. **Brazilian Journal of Geology**, v. 21, n. 3, p. 255-265, 1991.

REZENDE, É. A. *et al.* A influência litológica nas taxas de denudação geoquímica do médio Espinhaço Meridional-MG. **Sociedade & Natureza**, v. 22, p. 503-514, 2010.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução Geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-406.

RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. 1989. 319 f. Tese (Doutorado em Geologia Sedimentar) - Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.

SALGADO, A. A. R.; VALADÃO, R. C. Contribuição da desnudação geoquímica na evolução da erosão diferencial no Espinhaço Meridional-MG. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 4, n. 2, p. 31-40, 2003.

_____. Fatores controladores dos processos desnudacionais geoquímicos no Espinhaço Meridional (Depressão de Gouveia, MG). **Geonomos**, v. 13, n. 1-2, p. 31-40, 2005.

SALGADO, A. A. R. *et al.* Denudation rates of the Quadrilátero Ferrífero (Minas Gerais, Brazil): Preliminary results from measurements of solute fluxes in rivers and in situ-produced cosmogenic ¹⁰Be. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 88, p. 313-317, 2006

SALLUN FILHO, W.; DANDERFER, A. Evolução geotectônica do segmento meridional da Serra do Espinhaço: uma revisão crítica. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 45, n. 4, p. 511-528, 2015.

SIDLE, R. C. *et al.* Stormflow generation in steep forested headwaters: a linked hydrogeomorphic paradigm. **Hydrological Processes**, v. 14, n. 3, p. 369-385, 2000.

SPATTI JR, E. P. *et al.* Balanço entre intemperismo químico e remoção do solo na bacia do Ribeirão Monjolo Grande, Ipeúna (SP), determinado por geoquímica fluvial. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 137-152, 2014.

UHLEIN, A.; TROMPETTE, R.; EGYDIO-SILVA, M. Riftingamentos superpostos e tectônica de inversão na borda sudeste do cráton do São Francisco. **Geonomos**, v. 3, n. 1, p. 99-107, 1995.

VALENTE, O. F.; GOMES, M. A. **Conservação de nascentes**: hidrologia e manejo de bacias hidrográficas de cabeceiras. Viçosa: Aprenda Fácil, 2005. 267p.

WHITING, J. A.; GODSEY, S. E. Discontinuous headwater stream networks with stable flowheads, Salmon River basin, Idaho. **Hydrological Processes**, v. 30, n. 13, p. 2305-2316, 2016.

Recebido: 23.04.2023

Aceito: 08.03.2024