

A ANÁLISE MORFOMÉTRICA A SERVIÇO DOS ESTUDOS NEOTECTÔNICOS: APLICAÇÃO DE ÍNDICES GEOMÓRFICOS PARA IDENTIFICAÇÃO DE EFEITOS DEFORMACIONAIS RECENTES NA BACIA DO RIO VERDE, SUL DE MINAS GERAIS

*Roberto MARQUES NETO¹
Archimedes PEREZ FILHO²*

Resumo

Procedimentos de análise morfométrica têm sido executados de forma recorrente nos estudos acerca de efeitos deformacionais neotectônicos em função dos fortes indícios de tectônica ativa fornecidos por determinados índices geomórficos. No presente artigo, são apresentados os resultados da aplicação dos seguintes índices voltados para o estudo da neotectônica na bacia do Rio Verde (Sul de Minas Gerais): Fator Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD), Fator de Simetria Topográfica Transversal (T), Relação Declividade x Extensão do Canal (RDE), Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf), além da elaboração e análise dos perfis longitudinais dos cursos d'água. A integração dos resultados obtidos, associada a outros procedimentos de análise do relevo e da drenagem, possibilitou auspiciosas constatações acerca do quadro neotectônico regional.

Palavras chave: Neotectônica. Índices geomórficos. Bacia do Rio Verde. Anomalias de drenagem.

Abstract

The morphometric analysis at service of neotectonics studies: applience of geomorphic indexes for identifying recent deformational effects in the Rio Verde basin, south of Minas Gerais

Morphometric analyzing procedures have been executed in a recurrent way on the studies concerning neotectonic deformational effects due to the strong evidences of active tectonic provided by determinated geomorphic indexes. The present paper shows the results of the application of the following indexes aiming the study of neotectonics in the Rio Verde watershed (South of Minas Gerais): Asymmetry Factor of Drainage Watersheds (AFDW), Transversal Topographic Symmetry Factor (T), Slope x Extension Relationship of the Waterway (SER), Sinuosity of the Mountainous Scarp (SMS) besides the elaboration and analysis of the longitudinal profiles of the watercourses. The integration of the obtained results, associated to other analyzing procedures of the relief and drainage provided auspicious findings about the regional neotectonic chart.

Key words: Neotectonic. Geomorphic indexes. Rio Verde basin. Anomaly of drainage.

¹ Professor Adjunto do Departamento de Geociências e do Programa de Pós-Graduação em Geografia da Universidade Federal de Juiz de Fora

² Professor Titular do Instituto de Geociências da UNICAMP e do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UNESP- Rio Claro.

INTRODUÇÃO

Os processos geradores de formas de relevo que se relacionam a qualquer tipo de atividade tectônica ativa respondem pelo termo *morfoTECTÔNICA* (FACINCANI, 2000), se referindo a uma conjugação entre a acomodação dos elementos da rede de drenagem e as deformações crustais síncronas, o que lhes confere um caráter eminentemente ativo (ETCHEBEHERE, 2001). O mesmo autor também assevera que as feições morfoestruturais, por seu turno, são aquelas de caráter passivo, que podem ser resultantes de uma deformação pretérita, e sobre cuja geometria os cursos d'água se adaptam, determinando que o padrão local da rede de drenagem reflita a disposição da litologia, controlada pelo arranjo dos estratos e/ou das feições estruturais.

A diferenciação em campo de feições vinculadas a um controle passivo (morfoestrutural) causado por erosão diferencial daquelas resultantes de um controle ativo (morfoTECTÔNICO) não é um procedimento simples. Para elucidação de tal problemática se faz necessário análise geomorfológica associada à investigação de estruturas de subsuperfície, como juntas e falhas, avultando a importância das análises estruturais e estratigráficas e a atenção para a cronologia dos eventos.

Doornkamp (1986) lembra que os termos *neotectônica* e *morfoTECTÔNICA* são frequentemente associados, reconhecendo que parte da morfoTECTÔNICA se interessa pelos estudos neotectônicos propriamente ditos, uma vez que as feições morfoTECTÔNICAS, estando ligadas a uma tectônica ativa, frequentemente estão vinculadas a efeitos neotectônicos.

Menções pioneiras a respeito de uma tectônica ativa atuando na evolução da paisagem são consideravelmente antigas e remetem a primeira metade do século XIX pela figura de Sokolov. O termo neotectônica como designativo de atividade tectônica recente, entretanto, surge quase cem anos mais tarde (1937) pelas interpretações do também russo Obruchev.

A partir das considerações iniciais supramencionadas, alguma falta de consenso se instaurou historicamente na delimitação da alçada do termo neotectônica. Bigarella (2003) registra que para a Comissão Internacional de Estudos do Quaternário (INQUA) os eventos neotectônicos são aqueles que remontam 10 Ma (neomiocênicos), ainda que para um grande grupo de estudiosos o limite inferior do período neotectônico é o Mioceno Médio, em torno 20 Ma, reconhecendo a atividade no Quaternário e em tempos atuais. Hasui (1990; 2006) defende piamente essa concepção, acrescentando que os estudos neotectônicos levados a efeito no Brasil se interessam pelos processos vinculados à deriva do continente Sul-Americano que dizem respeito às atividades tectônicas ainda vigentes e que afetam o domínio intraplaca no período supramencionado, excluindo de seu escopo as manifestações tectônicas distensivas e compressivas relacionadas à abertura oceânica, encerradas, ao que é sabido, ainda no final do Paleógeno.

O critério calcado na atividade tectônica vigente para autorização do emprego do termo neotectônica também é defendido por Stewart e Hancock (1994), cujas argumentações atrelam taxativamente a atividade neotectônica a movimentos crustais que ainda ocorrem no presente, estando assim relacionados ao regime tectônico atual, exercendo reflexos no relevo e na rede de drenagem.

Acatamos na presente comunicação a concepção de Hasui (1990), reconhecendo que o limite temporal definidor da neotectônica deve tomar como referência o regime tectônico ainda vigente, e que é variável ao longo do orbe. Adéqua-se a concepção do autor supracitado ao contexto do território brasileiro, porção do geóide de referência para os estudos aqui expostos onde impera uma tectônica intraplaca em margem passiva cujas movimentações, segundo Gontijo (1999), podem estar associadas a algum(s) dos seguintes fatores: 1. Mudanças de densidade no interior da litosfera ou na astenosfera a permitir a formação de plumas e conseqüente soerguimento e rifteamento; 2. Esfriamento da crosta oceânica que

da migração lateral dos canais mediante uma relação entre áreas. Tal parâmetro é dado pela fórmula:

$$FABD = 100 (Ar/At)$$

Onde:

Ar = área da margem direita do curso d'água principal

At = área total da bacia

Segundo a fórmula apresentada, valores inferiores a 50 correspondem a um basculamento da margem direita da bacia, ao passo que valores superiores à meia centena são indicativos de basculamento da margem esquerda (SALAMUNI, 1998).

Outra forma de abordagem que foi utilizada para o estudo da neotectônica se refere ao Fator de Simetria Topográfica Transversal (FSTT), técnica desenvolvida por Cox (1994) e que tem por base a assimetria do perfil transversal do canal em face às suas migrações laterais.

A aplicação desta técnica exige o estabelecimento da linha média da bacia e de perfis perpendiculares ao canal principal. Daí tem-se que:

$$FSTT = d/D$$

Onde:

d = distância entre a linha média da bacia e o talvegue

D = distância entre a linha média da bacia e seu divisor

Os valores obtidos podem variar entre 0 (drenagem simétrica, com a linha média da bacia coincidindo com o talvegue) e 1 (drenagem assimétrica, com o canal próximo a linha divisória da bacia em condição de acentuada migração).

Ambas as técnicas foram aplicadas em bacias hidrográficas selecionadas cujos perímetros se encontram totalmente adstritos aos limites da área eleita para a realização da pesquisa, bem como para a bacia coletora principal. Como critério de seleção, foram escolhidas as principais bacias que tributam diretamente o Rio Verde. As medições para cálculo do índice T foram empreendidas a cada 1 km de percurso superficial do rio, sendo que para cursos d'água de extensão superior a 80 km foram medidas distâncias espaçadas em 5 km, intervalo que cobre um considerável adensamento de amostragens.

Outros dois recursos metodológicos que tem por base o estudo morfométrico da rede de drenagem foram utilizados: o perfil longitudinal de vales e o índice de Relação Declividade x Extensão do Curso (RDE).

Os perfis longitudinais foram extraídos das folhas topográficas em escala 1/50000 pela marcação dos pontos de intersecção entre a linha de drenagem e a curva de nível em intervalos de 20 metros, anotando-se a altitude e a distância da foz. Posteriormente os valores foram plotados em gráficos de coordenadas cartesianas e escala aritmética, considerando como variável dependente a altitude dos diversos pontos da drenagem (eixo das ordenadas) e a extensão dos mesmos a partir da nascente, em quilômetros, (eixo das abcissas), da maneira que é organizado por Etchebehere (2000). Acatando os procedimentos do autor citado, foi considerado o comprimento do vale no processo de medição a fim de se anular as interferências exercidas pela sinuosidade do canal.

No tocante ao RDE, método desenvolvido por Hack (1973) e bastante difundido no Brasil por Etchebehere (2000, 2004), executou-se a aplicação para todos os cursos d'água que tiveram seu perfil longitudinal extraído para fins de leitura integrada entre os mesmos. O índice em questão é obtido pela fórmula:

$$RDE = (\Delta H / \Delta L) \cdot L$$

Onde:

ΔH = diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água;

ΔL = projeção horizontal da extensão do referido segmento;

L = comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o RDE foi mensurado.

A relação $\Delta H/\Delta L$ corresponde ao gradiente da drenagem no ponto em questão. Os valores mensurados para cada trecho foram relacionados com o RDE total, obtido mediante relação direta entre a amplitude altimétrica total e o logaritmo do comprimento total do vale, conforme a fórmula abaixo:

$$RDE \text{ total} = \Delta H / \log L$$

Os valores derivados de tal relação foram qualificados em consonância a proposição de Seeber & Gornitz (1983), segundo a qual os resultados compreendidos entre 0 e 2 não representam anomalia, aqueles entre 2 e 10 são representativos anomalias de segunda ordem e os acima de 10 de anomalias de primeira ordem. Os elementos numéricos foram inseridos em software Excel na forma de planilhas, ambiente onde foram realizados os cálculos. Na planilha gerada foram marcados os pontos de maior anomalia, que ficaram em destaque na célula para facilitar a visualização numérica dos setores de ruptura na forma do perfil longitudinal dos rios. Em função do espaço excessivo que a apresentação de tais planilhas demanda, torna-se inviável a apresentação do RDE trecho nos resultados, optando-se assim pela apresentação do RDE total e das anomalias que foram encontradas.

Também foi lançada mão de um índice geomórfico definido por Bull; Wallace (1985) e que foi designado como *Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf)*. Tal índice reflete o balanço entre as forças erosivas e tectônicas, prevendo que as frentes montanhosas submetidas a soerguimento tectônico são relativamente retilíneas, assumindo assim valores baixos; uma vez reduzido ou cessado o processo de soerguimento, os processos erosivos que incidirão sobre a frente montanhosa em questão haverão de torná-la irregular, elevando os valores de *Smf* (FERREIRA, 2001), que podem ser obtidos com o emprego da seguinte fórmula:

$$Smf = Lmf / Ls$$

Onde:

Lmf: comprimento da escarpa montanhosa ao longo do sopé da montanha, na zona de ruptura de declive;

Ls: comprimento da linha retilínea da escarpa montanhosa.

As medições realizadas para os cálculos se deram em escala de 1/50.000 sobre as folhas topográficas, e o traçado das frentes escarpadas foi auxiliado por imagens de radar SRTM, nas quais os alinhamentos são de adequada visualização.

APRESENTAÇÃO E DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os efeitos deformacionais neotectônicos ocorrentes na bacia do Rio Verde tem fortes indícios contraditórios nos índices geomórficos mensurados. Os processos de basculamento de blocos recentes com respostas de cunho morfotectônico, fundamentalmente na drenagem, são apontadas pelo Fator Assimetria de Bacias de Drenagem, sendo os valores encontrados apresentados no quadro 1, seguido de sua representação cartográfica na figura 2.

Quadro 1 - Fator Assimetria de Bacias de Drenagem (FABD) para a bacia do Rio Verde e seus principais afluentes diretos

CANAL DE DRENAGEM	MARGEM DE CONFLUÊNCIA	FABD	QUALIFICAÇÃO
Rio Verde	—	40,98	Baixa assimetria da margem direita
Rio do Peixe	Direita	57,0	Baixa assimetria da margem esquerda
Rio Baependi	Direita	32,94	Média assimetria da margem direita
Rio Capivari	Direita	76,3	Alta assimetria da margem esquerda
Rio Passa Quatro	Esquerda	43,3	Baixa assimetria da margem direita
Ribeirão Pouso Alto	Direita	55,19	Baixa assimetria da margem esquerda
Ribeirão Caetés	Esquerda	49,7	Bacia simétrica
Ribeirão do Aterrado	Esquerda	20,82	Alta assimetria da margem direita
Rio Lambari	Esquerda	47,86	Baixa assimetria da margem direita
Ribeirão do Carmo	Esquerda	55,08	Baixa assimetria da margem esquerda
Rio São Bento	Esquerda	72,44	Média assimetria da margem esquerda
Rio Palmela	Esquerda	32,14	Baixa assimetria da margem direita
Ribeirão da Espera	Direita	40,87	Baixa assimetria da margem direita

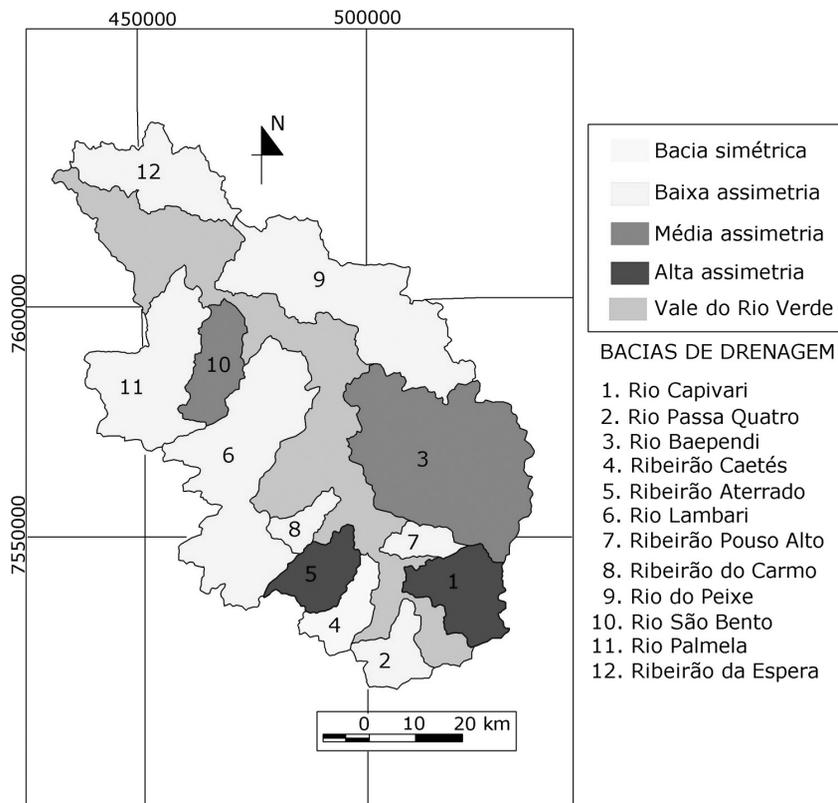


Figura 2 - Sub-bacias hidrográficas da bacia do Rio Verde segundo sua assimetria

Isoladamente, os valores de FABD sinalizam predomínio de baixa assimetria, o que, a princípio, subestima o papel da geodinâmica neotectônica atuante na área, uma vez que condições de assimetria se revelam em bacias de drenagem de menor nível hierárquico. Além disso, é muito comum o processo de migração do canal ao longo da sua própria bacia de drenagem em função do controle imposto por falhas e juntas, processo este que a leitura estanque de FABD pode acabar ocultando. Como a dinâmica de migração de uma série de canais não é uniforme, nem sempre se verifica um padrão de aproximação em direção à determinada margem, mas sim mudanças de orientação forçadas por um controle tectono-estrutural.

O cálculo do Fator de Simetria Topográfica Transversal (FS TT) supre a necessidade de se verificar estas mudanças de orientação dos canais fluviais no espaço interno de suas respectivas bacias de drenagem, uma vez que se pauta nas mensurações em diferentes seções ao longo da extensão do tronco coletor principal. Em função da inviabilidade em termos de espaço para a apresentação de todos os valores medidos ao longo dos rios selecionados, os resultados apresentam-se agrupados de forma sintética no quadro 2.

Quadro 2 - Valores de T calculados para o Rio Verde e principais afluentes

CANAL FLUVIAL	Nº DE SEÇÕES	FSTT máximo	FSTT mínimo	FSTT médio
Rio Verde	45	0,92	0,0	0,28
Rio Baependi	14	0,87	0,0	0,36
Rio Capivari	32	0,87	0,0	0,38
Rio Passa Quatro	26	0,64	0,0	0,18
Rio Lambari	15	0,8	0,027	0,31
Rio do Peixe	17	0,8	0,0	0,3
Rio Palmela	48	0,52	0,008	0,21
Rio São Bento	33	0,66	0,034	0,37
Ribeirão Caeté	25	0,67	0,0	0,18
Ribeirão Aterrado	23	0,70	0,34	0,54

As grandezas encontradas para FSTT são bastante variáveis em um mesmo curso d'água, sendo que aqueles que apresentam os valores médios mais elevados (Baependi, Capivari, São Bento e Aterrado) caracterizam-se por uma maior uniformidade nos valores por trecho em função de um padrão de migração também uniforme, o que lhes confere uma assimetria média a alta. Coincidem, portanto, com os maiores valores de FABD encontrados.

Outros cursos d'água apresentaram valores de FSTT bastante desiguais no espaço intrabacia em função das diferentes direções tomadas pelo canal ao longo de seu percurso. A bacia do Ribeirão Caeté, por exemplo, é assimétrica no alto curso, quando o canal principal se encontra controlado por sistemas orográficos montanhosos formados por cristas sinuosas intensamente deformadas, verificando-se uma maior aproximação do divisor da margem direita, não necessariamente por processos de migração lateral, mas por controle exercido pela conformação topográfica intensamente condicionada a enfeixamentos de falhas em diversas orientações que se entrecruzam e mudam a direção dos canais. O ajustamento do rio à seção mais central da bacia coincide com a passagem para um compartimento de morros e morrotes que se tornam influentes na conformação da paisagem após as rupturas de declive estabelecidas com as cristas locais, consubstanciando-se uma linha divisória estreita em morros alinhados e subniveados entre 970 e 1090 metros de altitude.

Os processos de migração lateral também são bastante eloquentes nos rios Capivari e Baependi. Tanto o ativo controle tectônico como a adaptação de grandes segmentos do Rio Baependi a falhas antigas de considerável expressão espacial impõe desvios locais (sobretudo na transposição de falhas de orientação NE-SW) e uma tendência de migração em direção à margem direita da bacia, conferindo a ela considerável assimetria (FABD = 32,94) em todos os domínios litológicos que o rio dissecar, e que se referem a rochas gnaissico-granítico-migmatíticas e metassedimentos da Megassequência Andrelândia. Esta tendência se mantém até a passagem para litologias do Grupo Barbacena no baixo curso, quando o rio se posiciona no eixo central de sua bacia de drenagem. Também denunciadamente assimétrica, a bacia do Rio Capivari se caracteriza pela ocorrência de afluentes de curta extensão pela margem esquerda em padrão subdendrítico a subparalelo e tributários mais expressivos incidindo pela margem direita do coletor principal, sendo o Rio das Furnas o mais importante entre os que nascem no maciço alcalino do Itatiaia. O rio em apreço perfaz o alto curso encaixado e com caimento constante até 1700 metros de altitude, onde é verificada tênue ruptura no perfil a 2,5 km de extensão do vale, precedendo uma ruptura mais abrupta a 1500 metros, quando a extensão total a partir da nascente é da ordem de 6 km. Até então a

drenagem apresenta padrão retilíneo com pronunciado encaixamento. A uma altitude de 980 metros, aproximadamente, e 9,5 km de extensão, o Rio das Furnas aflui no Rio Capivari pela margem direita no contato litológico entre as rochas alcalinas e biotita-gnaisses pré-cambrianos em controle imposto por falha de orientação N-S que intercepta a falha a qual o Rio Capivari está adaptado. A tendência de centralização ocorre já no baixo curso, no contato litológico entre biotita-gnaisses bandados neoproterozoicos e metagranitoides indivisos paleoproterozoicos.

São verificadas ainda tendências de ajuste na parte central da bacia em praticamente toda a extensão, tal como o Rio Passa Quatro. Seu vale é marcadamente retilíneo, os processos de migração interna não ocorrem e os basculamentos se verificam nos contatos litológicos existentes ao longo do percurso. Apenas uma anomalia expressa por desvio na direção leste imposto por falha transcorrente é verificada no baixo curso.

As anomalias de drenagem também podem ser visualizadas pela mensuração do Índice RDE, técnica cada vez mais difundida na cultura geocientífica brasileira para fins de análise morfoestrutural e morfotectônica. Na bacia do Rio Verde, anomalias de drenagem são recorrentes em grande número de cursos d'água, o que ficou atestado com sua aplicação para os rios principais dessa bacia de drenagem (quadro 3).

Quadro 3 - Anomalias de drenagem encontradas nos principais cursos d'água da bacia do Rio Verde

CANAL	EXTENSÃO (km)	AMPLITUDE TOTAL (m)	RDE total	ANOMALIAS DE 2º ORDEM	ANOMALIAS DE 1º ORDEM
Rio Verde	220.3	1600	297,39	33	2
Rio Baependi	105.978	1300	258,96	13	15
Rio Capivari	33.620	1180	261,06	10	4
Rio Passa Quatro	24.905	740	168,56	5	0
Rio Lambari	98.345	920	184,36	11	1
Rio do Peixe	116.360	360	71,14	2	0
Rio Palmela	59.650	680	136,27	9	6
Rio São Bento	36.300	180	39,56	1	0
Ribeirão Caetés	32.490	800	177,38	15	6
Ribeirão Aterrado	21.230	720	166,66	7	0

Os rios que se encontram inteiramente no Planalto do Alto Rio Grande tendem a apresentarem baixo número de anomalias, como os rios do Peixe e São Bento; mesmo os que também dissecam terrenos da Serra da Mantiqueira apresentam a maior parte de suas anomalias no compartimento montanhoso, com destaque para o Rio Baependi, aquele que apresenta o maior número de anomalias de primeira ordem. Exceção a essa regra foi constatada no Rio Palmela, totalmente adstrito ao Planalto do Alto Rio Grande, e que apresentou número considerável de anomalias, sendo seis de primeira ordem. Rupturas de declive existentes neste curso d'água assinalam o escalonamento vinculado aos diferentes compartimentos de relevo que o mesmo diseca, verificando-se anomalia quando este transpõe a Serra das Águas para sistema geomorfológico padronizado em morros, bem como a falha transcorrente de sentido E-W que intercepta os metassedimentos da Megassequência Andrelândia, entre 1160-1140 metros. Na faixa de 1020-1000 metros materializa-se uma planície aluvial estreita e descontínua estrangulada por rupturas no gradiente até a faixa altimétrica de 900 metros, quando se define planície aluvial substancialmente mais alargada

com amplas extensões inundáveis. A morfologia agradacional se desenvolve de maneira mais distinta pela margem direita, assinalando migração na direção da margem esquerda, na qual o rio se aproxima adaptado a lineamentos estruturais de expressão regional que controlam as confluências pela margem em questão. Dessa forma, afere-se que a margem direita é que sofre basculamento, o que é corroborado pelo Fator Assimetria de Bacia de Drenagem que foi calculado, quando se obteve valor inferior a 50. Na foz, uma expressiva anomalia de primeira ordem foi encontrada em função do contato com as rochas metamórficas de alto grau pertencentes à nappe Varginha-Guaxupé.

As principais anomalias são bem marcadas nos perfis longitudinais pelas rupturas existentes, vinculadas à falhas e contatos litológicos. Os canais fluviais que apresentam as rupturas mais pronunciadas são aqueles que drenam tanto terrenos da Serra da Mantiqueira como do Planalto do Alto Rio Grande, tendendo a um padrão segundo o qual os desajustes aparecem quando estes rios transpõem as cristas principais da Serra da Mantiqueira e nos contatos tectônicos desta com os demais compartimentos de planalto, sendo a faixa altimétrica em torno de 900 metros onde tem início o desenvolvimento das áreas de estocagem sedimentar mais expressivas, constituindo este limiar um importante nível de base regional onde se dá a coalescência de diversas planícies de inundação. Os perfis permitem ainda visualizar, através das rupturas, o caráter descontínuo dos compartimentos agradacionais, a intercalar segmentos com desenvolvimento de planícies aluviais e trechos de forte encaixamento. Planícies alveolares altimontanas encarceradas nos altos cumes da Mantiqueira também são facilmente visualizadas em alguns perfis, destacadamente no do Rio Baependi.

Os perfis longitudinais que foram extraídos podem ser visualizados na figura 3. Sobre os perfis foram apontadas as principais anomalias visualizáveis, frisando-se que a maior parte das anomalias não são passíveis de observação na escala de representação da figura.

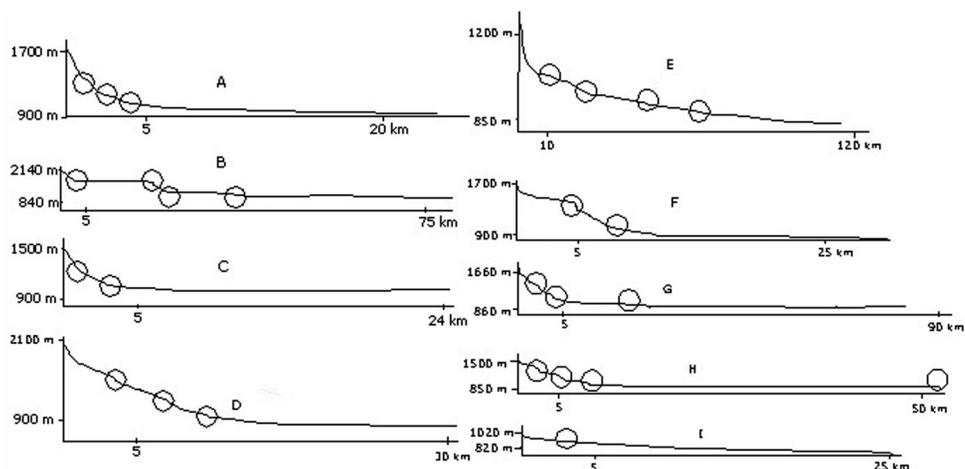


Figura 3 - Perfis longitudinais dos rios: A) Ribeirão Aterrado; B) Rio Baependi; C) Rio Passa Quatro; D) Rio Capivari; E) Rio do Peixe; F) Rio Caeté; G) Rio Lambari; H) Rio Palmela; I) Rio São Bento. ○ Principais anomalias

Indubitavelmente, a sensibilidade da drenagem aos efeitos deformacionais neotectônicos fornece uma série de indícios de tectônica ativa. No entanto, a análise das formas de relevo também se presta como instrumento adequado para a averiguação do ímpeto neotectônico regional, conforme revelado nos resultados da aplicação do índice de Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf).

As escarpas montanhosas existentes na bacia do Rio Verde, bem como outros alinhamentos de cristas, apresentam um grande número de facetas trapezoidais, indicando o controle tectônico ativo na evolução do relevo ao longo das principais faixas cisalhantes. As feições escarpadas se concentram de forma notória em dois setores da bacia segundo o seguinte padrão: presença de escarpas funcionais conspícuas na Serra da Mantiqueira, caracterizada por abruptos topográficos e vales encaixados, e, em segundo plano, na parte média da bacia, em terrenos pertencentes ao Planalto do Alto Rio Grande. Nesse caso, as orientações são mantidas no sentido NE-SW e limitadas por vales retilíneos adaptados a essas falhas normais. Os resultados obtidos pela aplicação do índice Smf foram organizados no quadro 4, onde os valores inferiores a 1,2 foram tidos como indicadores de sinuosidade *muito baixa*, valores estes que retratam de forma eloquente a retilidade dos alinhamentos. Os valores compreendidos entre 1,2 e 1,5 foram considerados como de sinuosidade *baixa*, e aqueles acima de 1,5 como de sinuosidade *moderada*, ambos aparecendo em contextos nos quais alinhamentos topográficos já se encontram mais irregulares por efeito do trabalho erosivo a modelar as frentes escarpadas.

Quadro 4 - Valores de Sinuosidade da Escarpa Montanhosa (Smf) calculados para as principais frentes escarpadas da bacia do Rio Verde

DENOMINAÇÃO DO ALINHAMENTO	ORIENTAÇÃO DO ALINHAMENTO	Lmf	Ls	Smf	QUALIFICATIVO
Serra dos Geraldos	NW (0-10°)	9500 metros	8350 metros	1,137	Sinuosidade muito baixa
Serra dos Geraldos	NW (0-10°)	17950 metros	16350 metros	1,09	Sinuosidade muito baixa
Serra do Papagaio	NE (90-100°)	15100 metros	9600 metros	1,572	Sinuosidade moderada
Serra da Pedra da Mina	NW (0-10°/ 10-20°)	44400 metros	28450 metros	1,56	Sinuosidade moderada
Serra do Jurumirim	NE (140-150°)	14500 metros	12550 metros	1,155	Sinuosidade muito baixa
Serra do Jurumirim	NE (140-150°)	12950 metros	11700 metros	1,106	Sinuosidade muito baixa
Serra de São Domingos	NE (140-150°)	17400 metros	10035 metros	1,73	Sinuosidade moderada
Serra de São Domingos	NE (140-150°)	10100 metros	7950 Metros	1,27	Sinuosidade baixa
Serra de Contendas	NE (140-150°)	16300	11200	1,455	Sinuosidade baixa
Serra de São Tomé	NE (140-150°)	29300 Metros	17600 metros	1,664	Sinuosidade moderada
Serra do Cantagalo	NE (140-150°)	14150 metros	10900 metros	1,298	Sinuosidade baixa
Serra das Águas	NE (150-160°)	38050 Metros	24100 metros	1,578	Sinuosidade moderada
Serra da Pedra Branca/ Furnas	NE (140-150°)	29500 metros	22150 metros	1,331	Sinuosidade baixa
Serra da Boa Vista	NE (130-140°)	14750 metros	12950 metros	1,138	Sinuosidade muito baixa
Serra de Cristina/ Dom Viçoso	NE (120-130°)	17250 metros	13850 metros	1,245	Sinuosidade baixa

Em teoria, os menores valores seriam indicadores de soerguimento mais contundente, ao passo que valores mais elásticos poderiam estar sinalizando para uma atividade erosiva mais avançada dissecando as escarpas. De forma geral, foram encontrados valores baixos, indicando expressiva retilinidade na maior parte das vertentes escarpadas das morfologias de aspecto montanhoso.

Alguns valores maiores não podem ser correlacionados diretamente a uma dissecação mais avançada em detrimento de outros menos expressivos; em certos casos indicam deslocamento das cristas por ação tectônica, o que reflete no estabelecimento da relação entre o comprimento da escarpa em seu sopé e de sua linha retilínea. É o caso das serras do Papagaio, tectonicamente deformada, e dos sistemas montanhosos que se formam no maciço alcalino de Passa Quatro, cujo aspecto dômico também relativiza a ideia de um alinhamento mais retilíneo como representativo ideal de feição morfotectônica. O deslocamento de cristas também é visto no alinhamento representado pelas serras da Pedra Branca e Furnas em trecho de forte dobramento, deslocamento este que distorceu o padrão contínuo dando margem a denominações diferentes para as unidades de relevo.

Ainda na Serra da Mantiqueira, frentes retilíneas que, ao menos na bacia do Rio Verde, não se encontram desalinhas, podem ser verificadas nas serras da Boa Vista e Cristina, esta última correspondendo à falha de Jundiuvira, cujos limites setentrionais se encontram na bacia do Rio Verde. De orientação geral NE-SW, apresenta considerável retilinidade em sua porção contida na área de estudo, muito embora deslocamentos sejam verificados quando secciona a bacia do Rio Sapucaí, onde se encontra compartimentada em blocos separados por vales superimpostos.

Nos terrenos do Planalto do Alto Rio Grande alinhamentos mais rebaixados, mas perfeitamente retilíneos, como a Serras do Jurumirim, apresentaram também valores muito baixos para Smf.

Entre as cristas quartzíticas que seccionam a parte central da bacia do Rio Verde, a Serra do Cantagalo é aquela que mais preserva facetas trapezoidais. Embora as altitudes médias sejam sensivelmente mais baixas que a Serra de São Tomé, emparelhada a oeste, apresenta os flancos menos erodidos do que esta, que imbrica em direção a vales xistosos com significativo avanço da frente erosiva em direção as seções inferiores da vertente.

A presença de vales altimontanos e planícies alveolares nos compartimentos de primeira são fatos que também podem ser interpretados como indicativo morfológico de atividade tectônica recente. Em seu alto curso, o Rio São Pedro, importante formador do Rio Baependi, desenvolve planície de inundação de 1,5 km² de área alçada a 1170 metros de altitude e preenchida de sedimentos profundamente gleizados e com formação de solos orgânicos. O rio divaga pela planície em meandros de baixa amplitude a revelar uma tendência de migração do canal fluvial de encontro ao divisor da margem direita por efeito de basculamento, estando a margem esquerda nitidamente inclinada em direção ao vale. Tal conjunto de evidências aponta para fatores climáticos e tectônicos atuando conjuntamente. É visível que o ataque químico atuou mais profundamente sobre a rocha pela margem esquerda, atacando veementemente litologias mais tenras e emoldurando áreas dispersoras em topos arredondados e declives mais suavizados, que se conectam por rupturas suaves com as encostas curtas e desgastadas que imbricam em direção ao fundo de vale atualmente colmatado através de uma rampa de acumulação de fácies argissólica. Estas tipicidades denotam que o intemperismo químico foi contundente e desgastou as facetas triangulares. Pela margem direita, a drenagem tende a percolar em consideráveis extensões rente à encosta que marca a subida para o interflúvio, ficando a planície de inundação descontínua e menos desenvolvida. À jusante, uma falha de orientação NE-SW desvia para NE a orientação do curso que até então perseguia a direção SE-NW, com presença de cotovelo de captura de afluente da margem esquerda.

Outra feição desse tipo é verificada no alto curso do Ribeirão Gamarra, também pertencente à bacia hidrográfica do Rio Baependi e principal formador do mesmo. Demasia-

damente elevada, a morfologia agradacional começa a se desenvolver a 1640 metros de altitude, onde forma um alvéolo de 2,56 km² de área em sentido S-N sob baixíssimo gradiente, verificando-se apenas uma tênue queda altimétrica próxima ao limite norte, onde chega a ser interrompida por curto trecho de encaixamento. É interceptada por uma *shutter ridge* responsável por deflexão da drenagem para o sentido SW-NE, tal como ocorre com o rio São Pedro, porém por controle de outra falha.

Conforme demonstrado, os índices geomórficos utilizados são complementares entre si e admitem uma leitura conjunta e inter-relacionada. Muito embora o presente *paper* tenha ficado reservado para a divulgação de resultados referentes à análise morfométrica, o reconhecimento de uma tectônica ativa na região meridional do estado de Minas Gerais se pautou na integração destes procedimentos com métodos geocronológicos e de análise morfoestrutural e morfotectônica (MARQUES NETO, 2012), o que vem repercutindo em resultados bastante auspiciosos no que concerne à interpretação da dinâmica interna na evolução do relevo em escala regional.

CONCLUSÕES

No atual estado da arte acerca do conhecimento sobre a evolução do relevo brasileiro e seus problemas de interpretação, a ação de uma tectônica cenozoica tem sido bastante aventada; que se debruce sobre o crescente volume de trabalhos publicados em periódicos e eventos científicos pautados na temática trazida a lume. A difusão dos índices geomórficos aplicados aos estudos neotectônicos tem encontrado campo promissor no âmbito das geociências praticadas no Brasil, tanto sob a égide de geólogos como de geógrafos, abrindo importantes interfaces interdisciplinares entre a geomorfologia, a geotectônica e a sedimentologia.

Verdadeiramente, nos terrenos cristalinos as respostas dadas pelos procedimentos de quantificação acionados apontam valores que apontam veementemente atividade neotectônica. Em relevos eminentemente tectônicos como a Serra da Mantiqueira, sinalizam de forma bastante eficaz anomalias no relevo e na drenagem, sugerindo pontos prioritários de controle de campo e fornecendo fortes indícios de uma tectônica ativa. Sob um prisma geográfico, é interessante que essa dinâmica interna seja correlacionada com os processos superficiais que também são influenciados pelo clima, uma vez que o ímpeto epirogenético desse setor da plataforma vem interferindo em reorganizações erosivas e rehierarquização de sistemas fluviais. Não menos, os relevos acidentados emoldurados em sistemas de falhas vinculadas a importantes zonas de cisalhamento de expressão regional são bastante susceptíveis a movimentos de massa na forma de escorregamentos e corridas, processos eficientemente incrementados pela energia engendrada pelo soerguimento, o que naturalmente influencia no uso e ocupação do espaço, podendo desencorajar o fomento de modalidades mais intensivas de uso da terra em função da elevada fragilidade potencial intrínseca a estes ambientes.

A ampliação dos estudos neotectônicos ao longo do território nacional é agenda necessária para o aprimoramento do entendimento acerca do relevante papel da tectônica cenozoica na evolução do relevo. São necessárias as comparações de resultados e as reflexões acerca da dinâmica da paisagem com base nos processos erosivos e sedimentares que se instauram, bem como sobre suas implicações no ordenamento territorial e na vida dos homens.

REFERÊNCIAS

- BIGARELLA, J. J. **Estrutura e origem das paisagens tropicais de subtropicais**. v. 3. Florianópolis: ed. da UFSC, 2003.
- BULL, W. B.; WALLACE, R. E. Tectonic geomorphology. **Geology**, Penrose Conference Report, p. 216, 1985.
- CORSI, A. C. **Compartimentação morfoestrutural da região do Triângulo Mineiro (MG): aplicado à exploração de recursos hídricos subterrâneos**. Rio Claro, 2003, 231p. Tese (Doutorado em Geociências), Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- COX, R. T. Analysis of drainage-basin symmetry as a rapid technique to identify areas of possible Quaternary tilt-block tectonics: an example from the Mississippi Embayment. **Geological Society of America Bulletin**, v. 106, n. 5, p. 571-581, mai. 1994.
- DOORNKAMP, J. C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of Geological Society**, v. 143, p. 335-342, 1986.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. **Terraços Neoquaternários no Vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista**: implicações estratigráficas e tectônicas. Rio Claro, 2000. 264p. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- _____. Aplicação do índice "Relação Declividade-Extensão – RDE" na bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. **Geologia USP-Séries Científicas**, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56, 2004.
- FACINCANI, E. M. **Morfotectônica da Depressão Periférica Paulista e cuesta basáltica**: regiões de São Carlos, Rio Claro e Piracicaba, SP. Rio Claro, 2000. 222p. Tese (Doutorado em Geologia Regional) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.
- FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí**. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente). 279p. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.
- GONTIJO, A. H. F. **Morfotectônica do médio vale do Rio Paraíba do Sul**: região da Serra da Bocaina, estados de São Paulo e Rio de Janeiro. 1999, 259p. Tese (Doutorado em Geologia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista. Rio Claro, 1999.
- HACK, J. T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of United States Geological Survey**. v. 1, n. 4, p. 421-429, 1973.
- HARE, P. W; GARDNER, I. W. Geomorphic indicators of vertical neotectonism along converging plate margins. In: ANNUAL BINGHAMTON GEOMORPHOLOGY SYMPOSIUM. Boston, 1985.
- HASUI, Y. Neotectônica e Aspectos Fundamentais da Tectônica Ressurgente no Brasil. In: 1º WORKSHOP DE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CONTINENTAL CENOZÓICA NO SUDESTE DO BRASIL, 11, 1990, Belo Horizonte. Minas Gerais: **Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia**, 1990. p. 1-31
- _____. Neotectônica do Brasil. In: 7º SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL/1º SIMPÓSIO SOBRE O TERCIÁRIO DO BRASIL, 2006, Serra Negra. São Paulo: **Boletim do 7º Simpósio Sobre o Cretáceo do Brasil/1º Simpósio Sobre o Terciário do Brasil**, 2006. p. 2.
- HIRUMA, S. T; RICCOMINI, C. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, USP, v. 20, n. ½, p. 5-19, 1999.
- JAIN, V. E. **Geotectónica general** (parte I). Moscú: Editorial Mir, 1973. 356p.

MARQUES NETO, R. **Compartimentação do meio físico, evolução morfológica e aspectos morfotectônicos em São Thomé das Letras (MG)**. 2007. 229f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2007.

_____. **Estudo evolutivo do sistema morfoclimático e morfotectônico da bacia do Rio Verde (MG), sudeste do Brasil**. 2012. 430p. Tese (Doutorado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2012.

MISSURA, R. **Análise morfoestratigráfica da bacia do Ribeirão dos Poncianos/MG**. 137f. Dissertação (Mestrado em Geografia). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2005.

RUBIN, J. C. **Sedimentação Quaternária, Contexto Paleoambiental e Interação Antrópica nos Depósitos Aluviais do Alto Rio Meia-Ponte – Goiás/GO**. Rio Claro, 1999. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SALAMUNI, E. **Tectônica da Bacia Sedimentar de Curitiba (PR)**. Rio Claro, 1998. Tese (Doutorado em Geologia Regional). Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista.

SEEBER, L; GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. **Tectonophysics**, v. 2, p. 335-367, 1983.

SOUZA, D. V; MARTINS, A. A; FARIA, A. L. L. Aplicação do Índice de Hack (SL) a um trecho do Rio Zêzere, Portugal. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 1, p. 23-28, 2011.

STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) **Continental deformation**. Oxford: Pergamon Pres, p. 370-409, 1994.

Recebido em janeiro de 2014

Revisado em junho de 2014

Aceito em junho de 2014

