

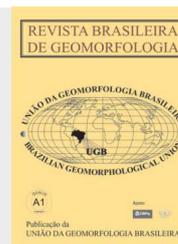


www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 17, nº 4 (2016)

<http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v17i4.1045>



### VARIAÇÃO ESPACIAL E CONDICIONANTES DO ENTALHAMENTO FLUVIAL NA BACIA DO RIO GRANDE, SUL DE MINAS GERAIS

### SPATIAL VARIATION AND CONTROLLING FACTORS OF THE DOWNCUTTING IN GRANDE RIVER BASIN, SOUTHERN MINAS GERAIS

**Éric Andrade Rezende**

*Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto  
Campus Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, Minas Gerais. CEP 35400-000. Brasil  
Email: ear.88@hotmail.com*

**Paulo de Tarso Amorim Castro**

*Departamento de Geologia, Universidade Federal de Ouro Preto  
Campus Morro do Cruzeiro, Ouro Preto, Minas Gerais. CEP 35400-000. Brasil  
Email: ptacastro@gmail.com*

#### Informações sobre o Artigo

Recebido (Received):  
08/03/2016  
Aceito (Accepted):  
06/09/2016

#### Palavras-chave:

Incisão Fluvial; Nível de Base;  
Soerguimento.

#### Keywords:

Fluvial Incision; Base Level;  
Uplift.

#### Resumo:

O presente trabalho pretende avaliar as variações no aprofundamento da drenagem na alta/média bacia do Rio Grande, sul de Minas Gerais. Para a mensuração do entalhamento fluvial (amplitude altimétrica) em cada trecho dos canais fluviais foi utilizada a base ottocodificada em conjunto com o modelo digital de elevação SRTM/Topodata. A distribuição das classes de amplitude mostrou que na maior parte da alta/média bacia do Rio Grande o entalhamento fluvial situa-se entre 40 e 120 m. Valores superiores a 120 m concentram-se principalmente na Serra da Mantiqueira, junto às cabeceiras dos principais rios. O controle litológico sobre a distribuição das classes de amplitude é espacialmente restrito, o que sugere que a tectônica cenozoica é o principal fator controlador da intensidade da incisão fluvial. A boa correspondência entre classes de amplitude e falhas mapeadas indica a atuação de soerguimentos diferenciais entre blocos, com o consequente rebaixamento de níveis de base regionais nos blocos baixos. Esse controle é mais evidente na porção sul da área, com destaque para a zona de cisalhamento de Jesuânia (ENE). Nesse contexto, as áreas mais soerguidas são as porções da Serra da Mantiqueira que reúnem as principais concentrações de amplitudes superiores a 200 m. Mais ao norte merecem destaque as áreas com concentrações anômalas de amplitudes relativamente elevadas ao norte de Três Corações e na média/baixa bacia do Rio Jacaré. No primeiro caso um considerável soerguimento neocenoico também deve ter ocorrido, enquanto no segundo as amplitudes mais elevadas aparentemente estão relacionadas à retração erosiva de um knickpoint com o consequente rejuvenescimento do relevo. A predominância de amplitudes menores (< 80 m) na porção oriental, drenada por afluentes do alto Rio Grande, em relação à porção ocidental (sub-bacia do Rio Sapucaí) aparenta estar relacionada à presença de soleiras quartzíticas na primeira e grabens neocenoicos na segunda. Por um lado, as entradas de algumas gargantas situadas nas cristas quartzíticas

funcionam como barreiras que limitam a incisão fluvial nas áreas a montante. Por outro lado, a subsidência das depressões tectônicas causou rebaixamento do nível de base regional e, conseqüentemente, uma tendência de encaixamento da drenagem a montante. Os resultados indicam um destacado papel da incisão fluvial na evolução e compartimentação do relevo dessa bacia hidrográfica interiorana situada em ambiente intraplaca.

#### Abstract:

This study aims to evaluate the variations of valley depth in the upper/middle Grande River basin, south of Minas Gerais - Brazil. For measurement of the river downcutting (altimetry amplitude) in each section of the fluvial channels was used the ottocoded cartographic base (ottobasins) in conjunction with the digital elevation model SRTM/Topodata. The distribution of amplitude classes demonstrated that in most of the Grande River basin the downcutting is between 40 and 120 m. Values greater than 120 m are concentrated mainly in the Mantiqueira Range, near the headwaters of major rivers. The lithologic control over the distribution of the amplitude classes is spatially restricted, which suggests that the Cenozoic tectonics is the main factor controlling the intensity of the fluvial incision. The good correspondence between amplitude classes and mapped faults indicates the action of differential uplift between blocks, with the consequent lowering of regional base levels. This control is most evident in the southern portion of the area, especially in the reactivated Jesuânia shear zone (ENE). In this context, the most uplifted areas are the portions of the Mantiqueira Range with the main concentrations of amplitudes greater than 200 m. Further north stands out the areas with anomalous concentrations of relatively high amplitudes to the north of Três Corações and in the middle/lower basin of the Jacaré River. In the first case considerable neocenoic uplift must also have occurred, while in the second case the higher amplitudes are apparently related to erosive retraction of a knickpoint with consequent relief rejuvenation. The predominance of smaller amplitudes (< 80 m) in the eastern portion, drained by tributaries of the upper Grande River in relation to the western portion (Sapucai River subbasin) appears to be related to the presence of quartzite barriers in the first and neocenoic grabens in the second. The entries of some gorges situated in quartzite ridges serve as barriers which limit the river incision in the areas upstream. In contrast, the subsidence of tectonic depressions caused base level lowering and, consequently, an incision tendency in the upstream drainage. The results indicate an important role of incision in the relief evolution of this inland drainage basin located in intraplate environment.

#### Introdução

O entalhamento fluvial, expresso pela amplitude altimétrica entre topos e fundos de vale, é um indicador do grau de rejuvenescimento do relevo e pode ser utilizado como ferramenta para quantificar a intensidade relativa do soerguimento de áreas continentais (BONNET *et al.*, 1998, 2000). Analogamente, a altura de terraços fluviais acima do leito atual também pode ser vista como uma medida aproximada do soerguimento crustal desde a deposição dos sedimentos (BRIDGLAND, 2000; VIVEEN *et al.* 2012). Além disso, diferenciações no aprofundamento de vales podem indicar a localização de níveis de base regionais que controlam a intensidade da incisão fluvial em bacias hidrográficas (MATHER, 2000; SCHUMM, 2005; LARUE, 2008; DONAHUE *et al.*, 2013; OLIVETTI *et al.*, 2016).

Contudo, persiste uma antiga dificuldade em representar esse parâmetro morfométrico cartograficamente devido à sua grande variabilidade tanto ao longo de um

vale quanto à escala de bacia hidrográfica. Em áreas com densidade de drenagem relativamente alta, como o “Planalto Atlântico” (HASUI *et al.*, 1982), surge a possibilidade de utilizar a área de contribuição de cada trecho de curso de água como unidade espacial de análise para mensuração da amplitude altimétrica local. Entende-se aqui como trecho de curso de água a distância entre uma nascente e uma confluência ou a distância entre duas confluências. Tais áreas de contribuição de trecho de curso de água encontram-se disponíveis para a bacia hidrográfica do Rio Grande por meio de base ottocodificada produzida pela Agência Nacional de Águas, compatível com a escala de 1:50.000. Deste modo, propõe-se a utilização, em sistema de informação geográfica, da base ottocodificada em associação com modelos digitais de elevação para mensuração e representação cartográfica do aprofundamento dos vales. Técnica semelhante foi utilizada por Meis *et al.* (1982), porém com o cálculo do desnivelamento altimétrico feito de forma manual e apenas para bacias de segunda ordem.

A pequena distância entre confluências, comumente encontrada em áreas de substrato cristalino densamente fraturado, como o sul de Minas Gerais (MARQUES NETO & PEREZ FILHO, 2012), faz da bacia do Rio Grande uma região ideal para a aplicação da técnica proposta. Nesse contexto, o presente trabalho tem como objetivo analisar as diferenças no aprofundamento da drenagem no interior da alta/média bacia do Rio Grande, a montante da barragem de Furnas (Figura 1). Pretende-se comparar o grau de dissecação de suas principais sub-bacias, bem como discutir os possíveis condicionantes

geológicos/geomorfológicos das diferentes intensidades de entalhamento fluvial. Essa bacia tem sua evolução ligada a variações do nível de base ocorridas desde o soerguimento pós-Cretáceo da Serra da Mantiqueira (SAADI *et al.*, 1998) e ainda apresenta uma forte correspondência entre organização da rede de drenagem e macrocompartimentação geomorfológica. Tais características sugerem a hipótese de que há um importante controle da dinâmica fluvial sobre a evolução do relevo e indicam a relevância de um estudo que busque espacializar as variações da incisão fluvial no interior da bacia.

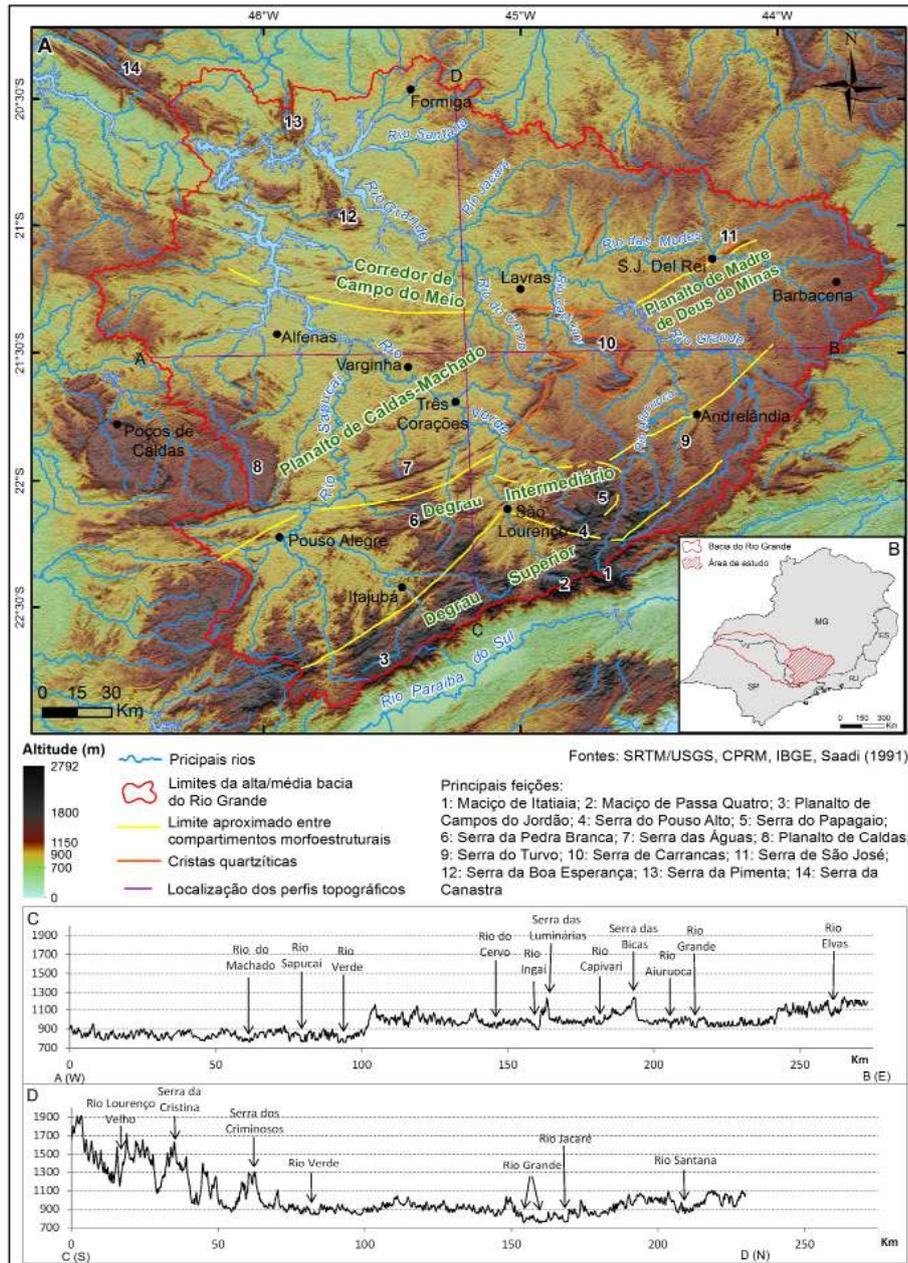


Figura 1 – Localização da área de estudo. A) Modelo digital de elevação com limites da bacia do Rio Grande a montante da barragem de Furnas e compartimentos morfoestruturais segundo Saadi (1991); B) Localização da bacia do Rio Grande no sudeste brasileiro; C) Perfil topográfico A-B de direção W-E; d) Perfil topográfico C-D de direção S-N.

### Caracterização da área de estudo

A alta/média bacia do Rio Grande está localizada no contato entre a borda sul do Cráton do São Francisco e a zona de interferência entre os orógenos Brasília (NNW-SSE) e Ribeira (NE-SW), ambos desenvolvidos durante a Orogenia Brasiliano-Pan Africana, ocorrida no Neoproterozoico (HEILBRON *et al.*, 2004; TROUW *et al.*, 2013). A região é caracterizada por uma grande variedade litológica que inclui rochas cristalinas do embasamento paleoproterozoico-arqueano, metassedimentos proterozoicos dos grupos São João del Rei, Carandaí, Andrelândia, Araxá e Canastra, além das unidades granulítica, diatexitica e migmatítica da Nappe Socorro-Guaxupé, também neoproterozoicas (CAMPOS NETO *et al.*, 2004, HEILBRON *et al.*, 2004). No extre-

mo norte da área de estudo ocorre ainda uma cobertura neoproterozoica composta pela alternância entre rochas sedimentares siliciclásticas e carbonáticas pertencentes ao Grupo Bambuí (ALKMIM & MARTINS-NETO, 2012). As intrusões alcalinas neocretáceas de Itatiaia e Passa Quatro também estão parcialmente inseridas na alta bacia do Rio Grande. Sedimentos paleogênicos e neogênicos ocorrem de maneira restrita, com destaque para a bacia de Aiuruoca (SANTOS, 1999) e para as bacias do “Rift de São João Del Rei” (SAADI, 1990; MORALES & HASUI, 2003). Os principais registros quaternários correspondem a sedimentos fluviais dispostos em planícies e terraços. A figura 2 apresenta um mapa geológico simplificado, com os principais agrupamentos de litologias e estruturas.

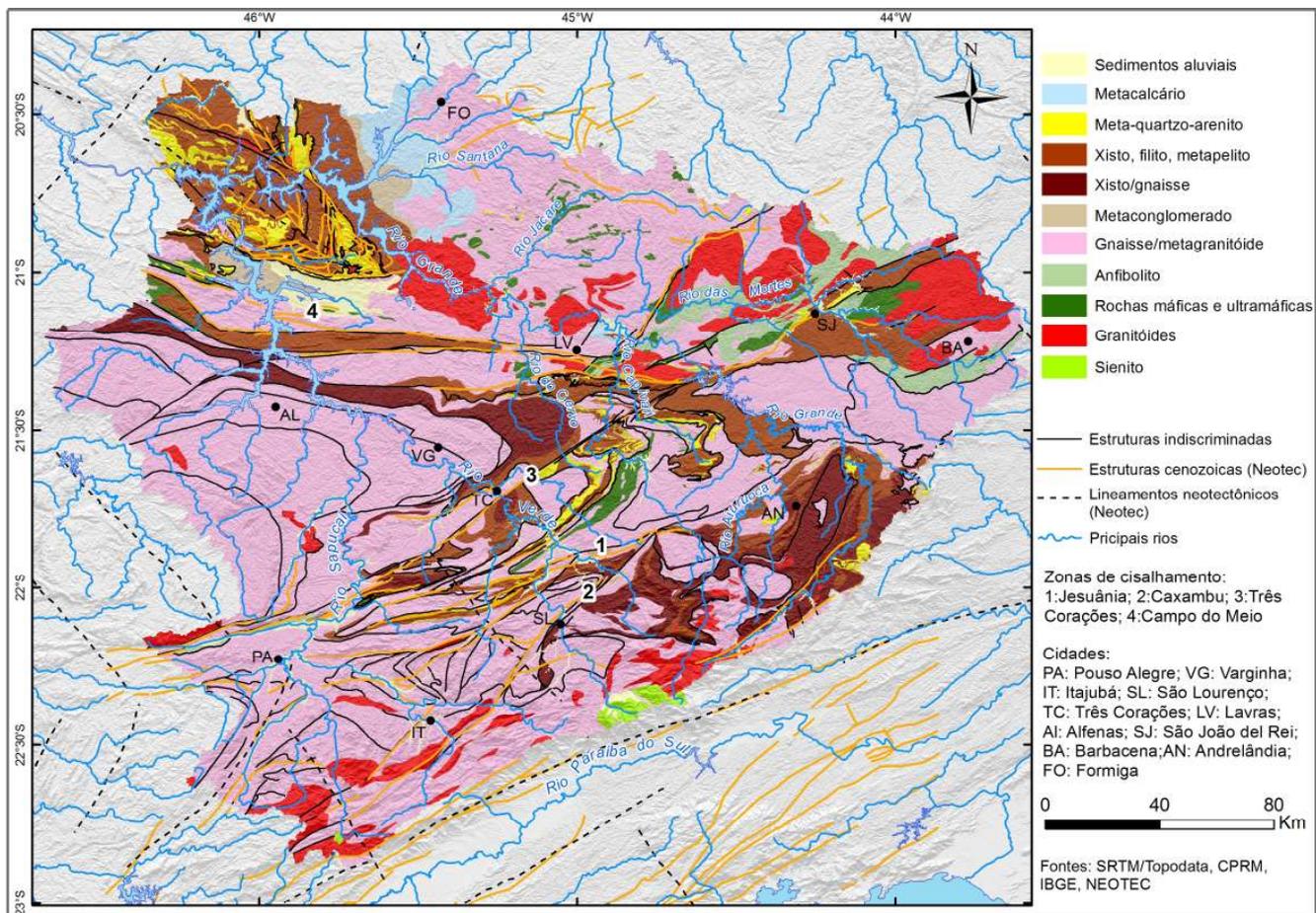


Figura 2 – Mapa geológico simplificado com unidades litológicas agrupadas segundo o tipo de rocha predominante.

Segundo Hasui *et al.* (1982), o relevo pode ser dividido em duas grandes zonas: o “Planalto do Alto Rio Grande”, que ocupa a maior parte da área e a “Serra da Mantiqueira”, restrita à uma estreita faixa

na extremidade sul/sudeste. O Planalto do Alto Rio Grande consiste num planalto de estrutura complexa, maturamente dissecado, desfeito em morros, serras lineares e elevações de topo plano. A Serra da Manti-

queira corresponde a um conjunto de escarpas, serras e morros, no qual o *Planalto do Alto Rio Grande* termina bruscamente a sul e sudeste, dividindo suas águas com as da bacia do Rio Paraíba do Sul. Para Saadi (1991), a diferenciação em compartimentos é comandada pelas consequências acumuladas de dois fatores tectônicos. O primeiro é a intensidade do soergimento mesozoico-cenozoico, que tem por resultado a profundidade da dissecação e conseqüentemente o grau de energia do relevo. O segundo fator é a relação com os cinturões de cisalhamento ou zonas de falhas que induzem o grau de fragmentação e as orientações principais do relevo. Com base nessas premissas, Saadi (1991) identificou os seguintes compartimentos representados na Figura 1: Degrau Superior (Blocos da Serra da Mantiqueira), Degrau intermediário, Planalto de Caldas-Machado, Planalto de Madre de Deus de Minas, Corredor (de cristas) de Campo do Meio e Serras quartzíticas.

O clima é tropical de altitude, com verões quentes e chuvosos e invernos frios e secos. A precipitação média anual supera 1800 mm nas porções mais elevadas da Serra da Mantiqueira e decai em direção a nordeste para um mínimo de aproximadamente 1400 mm. A temperatura média anual varia entre 12°C nas áreas mais altas e 20°C nas áreas menos elevadas (CARVALHO *et al.*, 2008). A flora nativa é composta predominantemente por Floresta Estacional Semidecidual, enquanto Floresta Ombrófila, Campos e Campos rupestres ocorrem de modo mais restrito (SCOLFARO & CARVALHO, 2006).

### **Procedimentos Metodológicos**

O aprofundamento da drenagem foi mensurado automaticamente no *software* ArcGIS 10.2 utilizando-se a base hidrográfica ottocodificada (1:50.000) elaborada pela Agência Nacional de Águas (ANA) em conjunto aos dados altimétricos SRTM/Topodata. A base ottocodificada encontra-se disponível no portal de metadados espaciais da ANA (<http://metadados.ana.gov.br/geonetwork>). Ela representa a rede hidrográfica em trechos entre os pontos de confluência dos cursos d'água de forma unifilar. Cada trecho é associado a uma superfície de drenagem denominada ottobacia. Ou seja, a base cartográfica é constituída por polígonos que representam cada área de contribuição entre uma nascente e confluências ou entre confluências (IGAM, 2012). Os dados topográficos digitais utilizados correspondem aos modelos digitais de elevação SRTM (*Shuttle Radar*

*Topographic Mission*) refinados pelo projeto Topodata do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Nesse projeto, que cobriu todo território brasileiro, os dados originais foram refinados da resolução espacial de 3 arco-segundos (~90m) para 1 arco-segundo (~30m) por krigagem (VALERIANO & ROSSETTI, 2012).

Através da ferramenta *Zonal Statistics as Table* do programa ArcGIS, cada ottobacia drenada por um trecho de um curso fluvial teve sua amplitude altimétrica calculada subtraindo-se sua altitude mínima de sua altitude máxima. Ou seja, a amplitude se refere à diferença entre o valor do *pixel* de maior altitude e o *pixel* de menor altitude no interior do polígono correspondente a cada ottobacia, conforme exemplificado na Figura 3. Esses dados foram representados cartograficamente em diferentes classes de amplitude altimétrica, o que permitiu avaliar as variações espaciais desse parâmetro. Foram definidas seis classes representativas da área de estudo (0-40; 41-80; 81-120; 121-200; 201-400 e > 400) com base em observações de campo, perfis topográficos e análise dos histogramas de frequência de amplitudes no ArcGIS 10.2.

Posteriormente, a distribuição espacial das diferentes classes de entalhamento fluvial nas ottobacias foi analisada em conjunto com mapas geológicos (Codemig/CPRM), modelo digital de elevação e rede de drenagem. Foram inseridos no mapa os limites de dez sub-bacias drenadas por cada um dos principais rios para facilitar a análise das variações no entalhamento fluvial entre delas. As seguintes sub-bacias foram individualizadas: Rio Sapucaí, Rio Verde, Rio do Cervo, Rio Capivari, Rio Aiuruoca, Rio Grande (alto curso – montante da confluência com Rio das Mortes), Rio das Mortes, Rio Jacaré, Rio Santana e Rio Grande (médio curso). Estruturas cenozoicas e lineamentos neotectônicos foram obtidos no “Sistema de Integração de Dados NEOTEC”, uma infraestrutura Web onde estão sendo disponibilizados dados preliminares do Mapa Neotectônico do Brasil (MORALES *et al.*, 2014). Devido ao grande número de unidades litológicas presentes na área, foi necessário agrupá-las de acordo com o(s) tipo(s) de rocha predominante(s) para uma melhor representação cartográfica (Figura 2). Para a definição dos grupos foi utilizado como base o Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais (PINTO & SILVA, 2014) em conjunto com mapas geológicos na escala de 1:100.000. Maiores detalhes relacionados a algumas unidades específicas foram discutidos ao longo do texto.

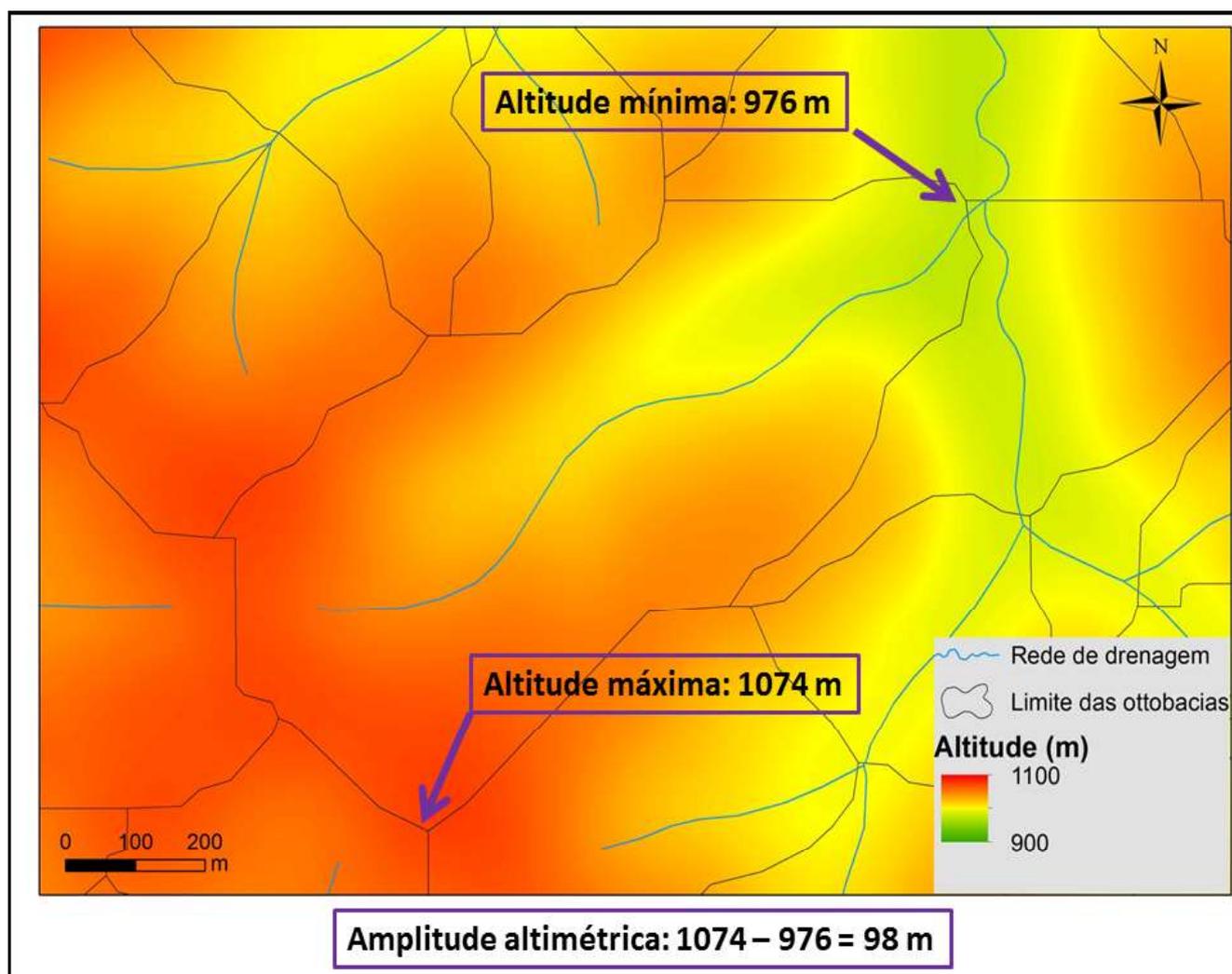


Figura 3 – Ilustração esquemática do procedimento de cálculo da amplitude altimétrica. A amplitude corresponde à diferença entre o valor do pixel de maior altitude e o pixel de menor altitude no interior de cada ottobacia.

## Resultados e discussões

### Distribuição espacial do entalhamento fluvial

O número total de ottobacias utilizadas na análise foi 196506. A Tabela 1 traz alguns dados estatísticos referentes às amplitudes altimétricas e as áreas (km<sup>2</sup>) mensuradas. A classe de maior amplitude altimétrica (> 400 m) ocorre em um número reduzido de ottobacias que se concentram principalmente na porção sul da área de estudo, em regiões montanhosas genericamente denominadas “Serra da Mantiqueira”, assim como em seus prolongamentos (Figuras 4 e 5F). As altas bacias dos rios Sapucaí, Verde, Aiuruoca e Grande abrigam as principais concentrações dessa classe, com destaque

para as seguintes regiões: maciços alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia (feições número 1 e 2 na Figura 1), divisores Verde/Aiuruoca (serras do Papagaio e do Pouso Alto) e Verde/Sapucaí, além de serras ao sul de Itajubá. Essa classe também ocorre de modo restrito em algumas serras quartzíticas da porção central e da porção noroeste da área (serras da Boa Esperança e da Pimenta). Vale ressaltar que em diversas destas ottobacias a amplitude altimétrica elevada é mais um resultado do relevo escarpado do que propriamente do aprofundamento dos vales. No entanto, é notório que as áreas montanhosas incluídas nesta classe coincidem com as áreas de relevo com maior grau de rejuvenescimento.

**Tabela 1 - Dados estatísticos das ottobacias**

Número total de ottobacias	196506
Amplitude altimétrica média (m)	96
Mediana da amplitude altimétrica (m)	75
Amplitude altimétrica máxima (m)	1135
Amplitude altimétrica mínima (m)	0
Área média (km <sup>2</sup> )	0,27
Mediana da área (km <sup>2</sup> )	0,17
Área máxima (km <sup>2</sup> )	7,64*
Área mínima (km <sup>2</sup> )	0,000008

\*Não foram consideradas ottobacias que possuem área maior devido ao fato de estarem parcialmente inundadas pela represa de Furnas.

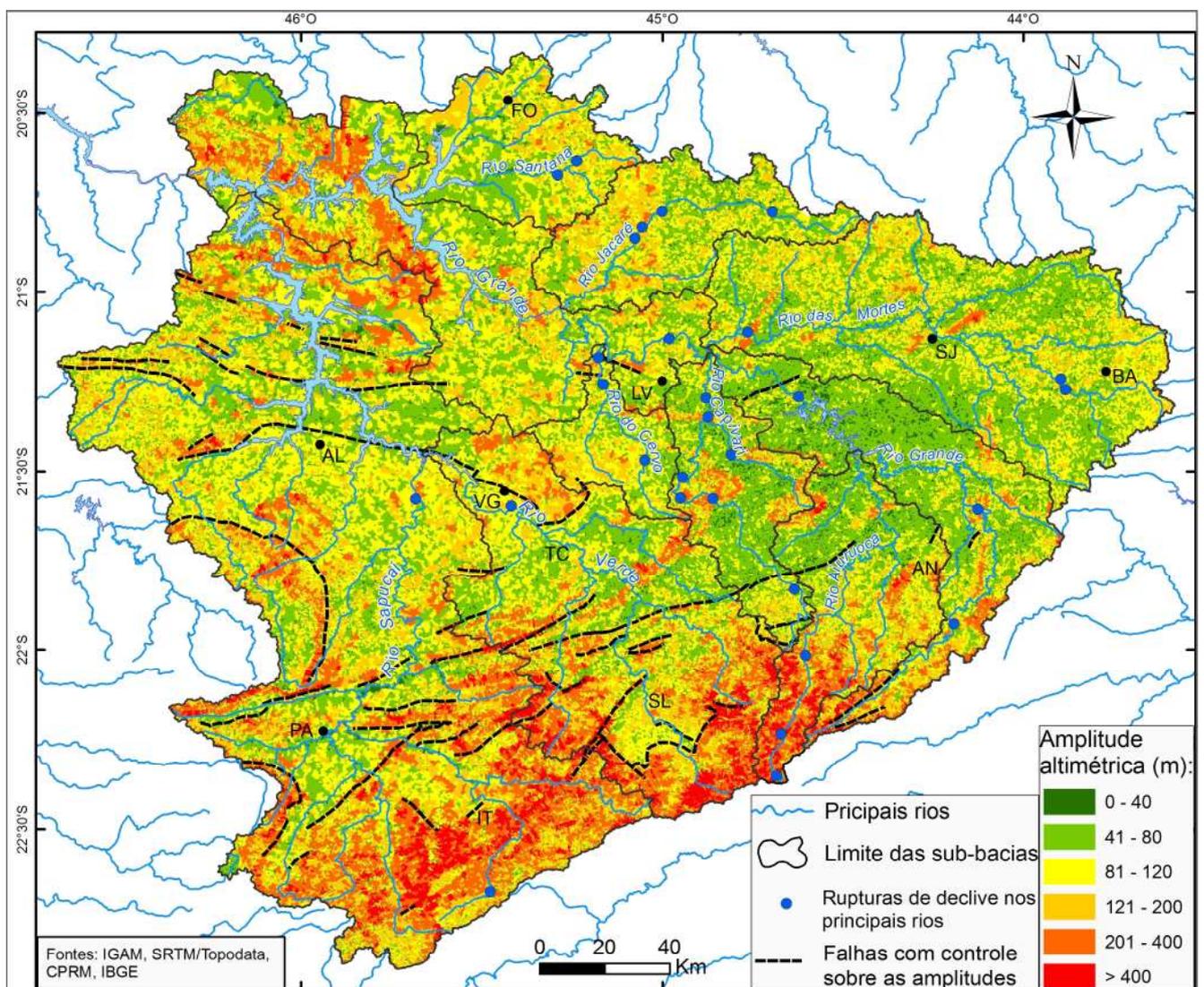


Figura 4 - Classes de amplitude altimétrica em ottobacias da área de estudo.

Cidades: PA: Pouso Alegre; VG: Varginha; IT: Itajubá; SL: São Lourenço; TC: Três Corações; LV: Lavras; AL: Alfenas; SJ: São João del Rei; BA: Barbacena; AN: Andrelândia; FO: Formiga.

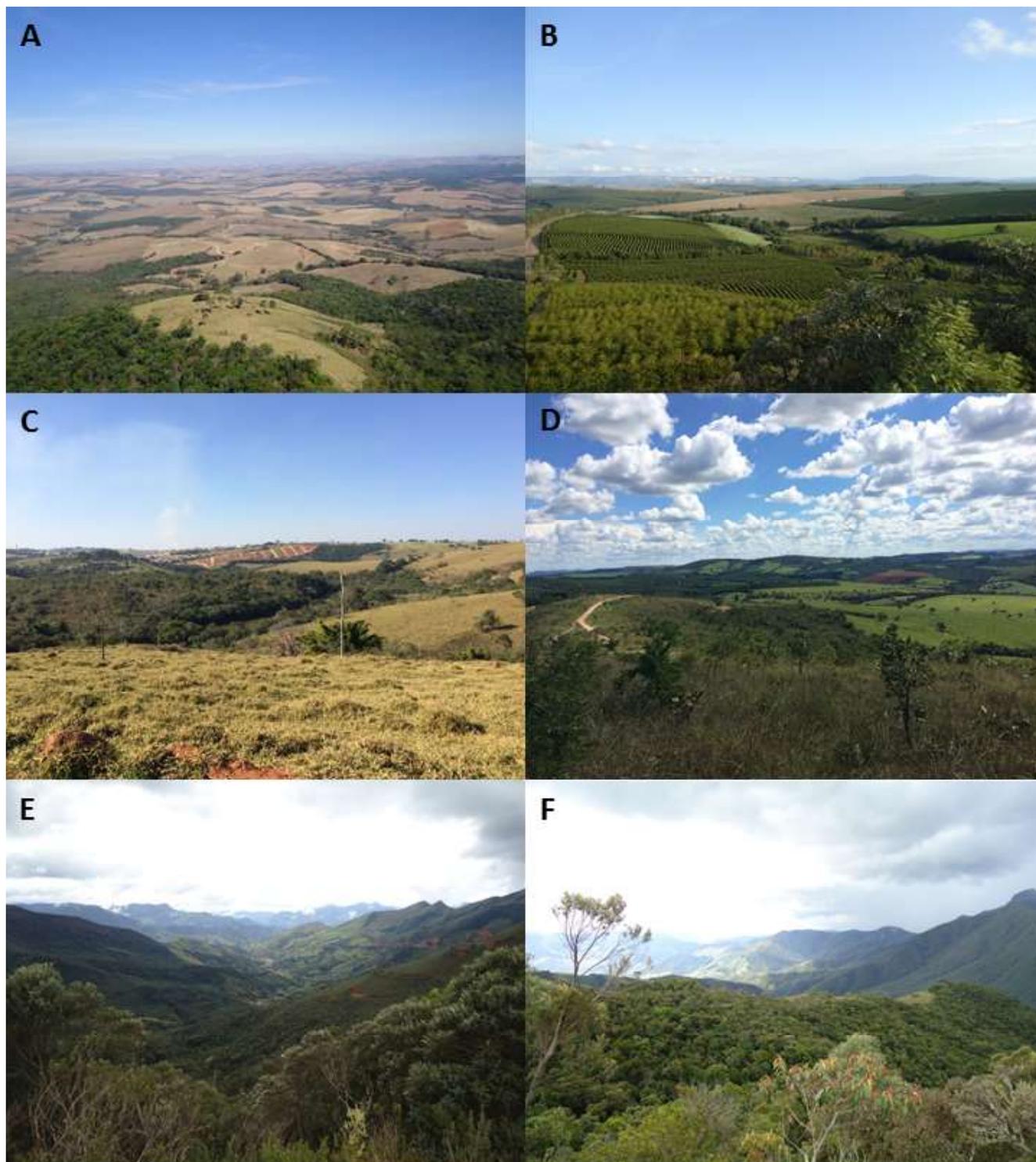


Figura 5 - Fotos de áreas representativas de cada uma das seis classes de amplitude altimétrica. A) 0 a 40 m – Luminárias/Cruzília; B) 41 a 80 m – São Bento Abade; C) 81 a 120 m – Varginha; D) 121 a 200 m – Carmo da Cachoeira; E) 201 a 400 m – Alagoa; F) > 400 m – Itamonte.

A classe de amplitude altimétrica entre 201 e 400 m ocorre associada à classe anterior (> 400 m), porém com uma distribuição mais ampla (Figuras a e 5E). As principais concentrações estão nas porções mais elevadas das bacias dos rios Sapucaí, Verde e Aiuruoca,

dentro do contexto da Serra da Mantiqueira. Na bacia do Rio Sapucaí também há significativas ocorrências dessa classe em alinhamentos de cristas (ENE) na região de Pouso Alegre, na média bacia a sudoeste de Alfenas e na baixa bacia em cristas de direção WNW. Na bacia

do Rio Verde, além das cristas que seccionam a média bacia, há uma concentração bastante expressiva na baixa bacia, a norte de Três Corações. As demais ocorrências restringem-se basicamente às serras quartzíticas (meta-quartzo-arenito no mapa da Figura 2) que ocorrem de maneira dispersa nas bacias dos rios Verde, Capivari, Aiuruoca, Grande e das Mortes. Entre elas merece destaque a região localizada na extremidade noroeste da área, no entorno da represa de Furnas.

Amplitudes altimétricas entre 121 e 200 m ocorrem em um número de ottobacias bastante superior ao das duas classes anteriores, com destaque para porção ocidental da área (Figuras 4 e 5D). Essa classe se manifesta na forma de morros, esporões e algumas cristas mais baixas. Distribui-se de forma dispersa ao longo de quase toda bacia do Rio Sapucaí. Nas demais sub-bacias merecem destaque as seguintes regiões: alta/média bacia do Rio Verde, alta bacia do Rio Capivari, alta/média bacia do Rio Aiuruoca, média/baixa bacia do Rio Jacaré e alta bacia do Rio Santana. Além disso, há uma significativa concentração desta classe em uma área situada a leste de Varginha, abarcando inclusive parte do divisor entre os rios Verde e do Cervo.

Amplitudes altimétricas entre 81 a 120 m possuem ampla distribuição na maior parte da área sob a forma de morros e morrotes (Figuras 4 e 5C). Essa classe só perde importância nas regiões serranas anteriormente citadas e em parte da porção leste, dominada por colinas de menor amplitude. As concentrações mais extensas dessa classe estão na média bacia do Rio Sapucaí.

A classe de entalhamento entre 40 e 80 m é a de maior ocorrência na área de estudo, ocupando amplas áreas colinosas, principalmente na porção leste (Figuras 4 e 5B). A maior concentração corresponde a uma extensa mancha que abarca a média bacia do Rio Capivari, a baixa bacia do Rio Aiuruoca, a porção central da alta bacia do Rio Grande e parte da bacia do Rio das Mortes. Nas bacias dos rios Sapucaí e Verde essa classe restringe-se basicamente às porções menos elevadas, adjacentes aos principais vales. A única exceção considerável corresponde ao Planalto de Caldas (HASUI *et al.*, 1982), situado a noroeste de Pouso Alegre (feição número 8 na Figura 1). Esse planalto é delimitado por escarpas com até 600 m em relação à depressão adjacente, mas boa parte de sua superfície cimeira possui incisão pouco pronunciada, diferentemente do que ocorre na Serra da Mantiqueira.

As amplitudes altimétricas inferiores a 40 m ocorrem em associação com a classe anterior (41 a 80 m), porém em um número muito inferior de ottobacias (Figuras 4 e 5A). As principais ocorrências estão nas mesmas regiões da classe anteriormente citada, com destaque para as adjacências das serras quartzíticas, a sudeste de Lavras. Nas bacias dos rios Sapucaí, do Cervo, Santana, Jacaré e Grande (médio curso) essa classe é praticamente inexistente.

### **Condicionantes geológicos e geomorfológicos das variações no entalhamento fluvial**

De um modo geral, há uma baixa correspondência entre a distribuição das classes de amplitude altimétrica e os grupos litológicos, como mostra a comparação entre as figuras 2 e 3. O controle litológico mais claro sobre as amplitudes das ottobacias é exercido pelos meta-quartzo-arenitos dos Supergrupos Piumhi e Minas e dos grupos Andrelândia, São João del Rei e Canastra, por vezes intercalados a metapelitos. Amplitudes superiores a 200 m ocorrem nas escarpas e reversos que marcam o contato entre os quartzitos e rochas mais frágeis, como gnaisses e xistos. Geralmente os canais que drenam essas cristas quartzíticas não possuem um grande aprofundamento vertical, exceto nas gargantas onde os principais rios as seccionam. Portanto, tais amplitudes elevadas geralmente expressam a diferença altimétrica entre topo e base de escarpas e reversos. Além da denudação diferencial, a presença de algumas falhas cenozoicas mapeadas (Figura 2) sugere que um componente tectônico pode ter tido participação na gênese de algumas destas cristas e, conseqüentemente, nas amplitudes de relevo ali observadas, como já sugerido por Saadi (1991) e Costa (1999).

Os maciços alcalinos cretáceos de Itatiaia e Passa Quatro, constituídos principalmente por sienitos, também abrigam uma clara concentração de classes de amplitudes elevadas (> 200 m) nas cabeceiras dos rios Verde e Aiuruoca (Figura 2 e 3). De acordo com Motoki *et al.* (2008), a textura maciça e a formação de crostas endurecidas conferem às rochas sieníticas uma elevada resistência ao intemperismo e erosão. A maior resistência em relação aos gnaisses circundantes cria grandes desníveis no contato entre as duas litologias. Situação semelhante ocorre em outras porções da Serra da Mantiqueira caracterizadas pela presença de alguns

granitoides neoproterozoicos, como o Granito Capivara, nas bacias dos rios Verde e Aiuruoca, e a Suíte Bragança Paulista, na bacia do Rio Sapucaí. Tanto na periferia dos complexos alcalinos quanto nos granitoides, as elevadas amplitudes não refletem apenas o relevo escarpado, mas também uma pronunciada incisão da drenagem representada por profundos vales em V. Nesses locais o contraste litológico entre sienitos e gnaisses apenas intensifica o grau de entalhamento fluvial que já é elevado em toda a região devido ao soerguimento da Serra da Mantiqueira (SAADI, 1991).

Por outro lado, a maioria dos granitoides paleoproterozoicos/arqueanos inseridos nas bacias dos rios das Mortes, Jacaré, Capivari e Grande (médio curso) não exercem uma clara influência sobre as variações na intensidade do entalhamento fluvial (Figuras 2 e 3). Na área de ocorrência dessas rochas as classes de amplitude apresentam uma grande variabilidade (0-40 m a 201-400 m), pouco se diferenciando dos gnaisses, metapelitos e metaultramáficas adjacentes. A maior presença de linhas de fraqueza (fraturas e falhas) nesses granitoides mais antigos pode explicar a escassez de desníveis altimétricos consideráveis nos contatos com as rochas circundantes, já que estas são teoricamente mais frágeis devido a características texturais e/ou mineralógicas (FONTES, 2012).

Os gnaisses são as rochas de maior ocorrência na área de estudo e abrigam a maioria das ottobacias com amplitudes altimétricas mais baixas (< 80 m). No entanto, gnaisses também se associam a todas as demais classes de amplitude e, portanto, não condicionam qualquer tipo de padrão de distribuição (Figuras 2 e 3). O melhor exemplo desse quadro é dado pelos ortognaisses do Complexo Mantiqueira, que ocorrem tanto em porções montanhosas, com amplitudes superiores a 400 m, quanto em regiões colinosas, com amplitudes inferiores a 40 m. Situação semelhante ocorre com o Complexo Varginha-Guaxupé e com os paragnaisses do Grupo Andrelândia. Anfibolitos e rochas ultramáficas também não estão associados a classes de amplitudes específicas.

Os metapelitos tendem a condicionar amplitudes altimétricas inferiores a 120 m (Figuras 2 e 3). No entanto, há duas exceções importantes que apresentam amplitudes altimétricas maiores. A primeira é quando ocorrem intercalados a quartzitos, como a sudeste de Lavras (Formação Campestre). A segunda exceção são ocorrências afetadas por um soerguimento de maior

intensidade por estarem localizadas no contexto da Serra da Mantiqueira (Formação Santo Antônio).

A presença da mesma litologia em regiões com altitude e amplitude de relevo extremamente diferenciados sugere que o papel da tectônica cenozoica suplanta o fator litológico como controlador da intensidade da incisão fluvial na maior parte da bacia do Rio Grande. O soerguimento diferencial de blocos limitados por falhas faz com que a rede de drenagem situada nos blocos altos tenha seu nível de base rebaixado e, conseqüentemente, sofra uma intensificação da incisão, caso não haja obstáculos à propagação da vaga erosiva remontante. Por outro lado, os blocos baixos sofrem uma subsidência relativa que tende a desacelerar o encaixamento da drenagem ou até mesmo iniciar um processo de agradiação. Nesse caso, um efeito semelhante também pode ser gerado a montante de soleiras geomórficas formadas por rochas com elevada resistência aos processos erosivos. A influência de movimentações crustais sobre a intensidade da incisão fluvial em ambientes intraplaca já foi observada em diversas áreas (BONNET *et al.*, 1998, 2000; CUNHA *et al.*, 2008; LARUE, 2008; MAGALHÃES JUNIOR *et al.*, 2011; DONAHUE *et al.*, 2013), inclusive, na bacia do alto Rio Grande, onde Saadi (1991) relacionou a profundidade da dissecação nos diferentes compartimentos à intensidade do soerguimento mesozoico-cenozoico.

A comparação entre a distribuição das classes de amplitude (Figura 4) e as estruturas presentes na Figura 2 mostra que há uma boa correspondência entre algumas delas. Na figura 4 foram inseridas todas as falhas previamente mapeadas que exercem um claro controle sobre a distribuição das amplitudes, exceto aquelas onde também há uma marcante influência litológica (meta-quartzo-arenitos e alguns granitoides). Nesse sentido, os blocos altos são aqueles na lateral da falha onde se concentram as maiores amplitudes e os blocos baixos onde se concentram as menores amplitudes. Além disso, há evidências de outras falhas ainda não mapeadas com movimentação cenozoica, o que deixaria ainda mais claro o significativo controle morfotectônico sobre o aprofundamento da drenagem. Esse controle é mais evidente na porção sul da área, através de falhas pertencentes ao Sistema Transcorrente Paraíba do Sul (HASUI, 2012) de direção geral ENE. O caso mais notório é o da zona de cisalhamento de Jesuânia (TROUW *et al.*, 2008) e de seu prolongamento para nordeste, referido por Hasui *et al.* (1990) como Zona de Transcorrência de Cruzília.

Essa zona de falhas corta a média bacia do Rio Verde, a alta bacia do Rio Capivari e a média bacia do Rio Aiuruoca, até as proximidades de Andrelândia. A sul da zona de cisalhamento predominam amplitudes superiores a 80 m, enquanto a norte ocorrem extensas áreas com amplitudes inferiores a 80 m. Essa configuração indica que o bloco ao sul foi mais soerguido.

Na bacia do Rio Sapucaí é possível identificar um cenário semelhante, porém, não tão nítido devido à intensa fragmentação do relevo em cristas e depressões relacionadas a falhas com orientações diversas. A formação de grabens neocenozoicos na região de Pouso Alegre (FERREIRA, 2001; MAGALHÃES JÚNIOR & TRINDADE, 2005) foi responsável pelo rebaixamento do nível de base regional, o que resultou em perturbações no perfil longitudinal dos principais rios, com consequência direta sobre o entalhamento fluvial. No piso das depressões tectônicas há predomínio de amplitudes inferiores a 120 m, enquanto nos blocos soerguidos predominam amplitudes superiores a esse valor.

No interior do bloco ao sul da zona de cisalhamento de Jesuânia ainda se destacam dois grandes eixos montanhosos onde o soerguimento cenozoico foi mais intenso, já que tanto as altitudes absolutas (> 1400 m) quanto as amplitudes (> 200 m) são bastante superiores ao que se encontra no restante da área (Figuras 1 e 3). Esses eixos, em parte limitados e segmentados por falhas, se prolongam para norte a partir da escarpa de falha que delimita a borda norte do Rift Continental do Sudeste do Brasil (RICCOMINI *et al.*, 2004) ou Rife do Paraíba do Sul (ZALÁN & OLIVEIRA, 2005).

Mais ao norte, a zona de cisalhamento de Três Corações (TROUW *et al.*, 2008), de direção NE, não exerce um controle tão claro sobre a distribuição das amplitudes altimétricas. No entanto, em algumas porções desvinculadas das serras quartzíticas há uma predominância de amplitudes superiores no bloco noroeste em relação ao bloco sudeste (Figuras 2 e 3). Ou seja, a tendência de um soerguimento crescente em direção ao sul (Serra da Mantiqueira) não é mais observada nessa região.

No Sistema Transcorrente Campo do Meio (N70W a N80W), o controle de falhas sobre o entalhamento fluvial também se faz presente. A norte de Alfenas há uma faixa estreita limitada por falhas com amplitudes altimétricas predominantemente inferiores a 80

m, enquanto nas adjacências prevalecem amplitudes superiores a esse valor. Essa configuração sugere que se trata de um bloco que sofreu subsidência, enquanto os alinhamentos de cristas ao norte representam zonas soerguidas associadas a falhas cenozoicas mapeadas (Figuras 1, 2 e 3). Ao norte da faixa citada há outras paralelas com um padrão semelhante de distribuição de amplitudes, porém, sem a mesma nitidez. Nessa mesma região do Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio, Morales *et al.* (2004) relatam a reativação de falhas antigas como falhas normais associadas a formação de zonas abatidas com extensa sedimentação aluvial (Figura 2). Portanto, essas depressões tectônicas no baixo Sapucaí constituem outros pontos onde houve rebaixamento do nível de base, com consequência direta na intensidade da incisão fluvial das áreas a montante.

Ainda chama a atenção uma concentração anômala de amplitudes relativamente elevadas a leste de Varginha e norte de Três Corações (Figura 4). Morfológicamente essa área se assemelha a um domo, inclusive com uma característica rede de drenagem radial. A área coincide aproximadamente com as ocorrências da Formação Arantina (biotita gnaisse/xisto grosso - Neoproterozoico), incluindo sua fácies granulito de alta pressão situada na Nappe Varginha. A princípio, tal fato sugeriria um controle litológico sobre o relevo e inclusive sobre o grau de entalhamento fluvial. No entanto, tais litotipos não apresentam características suficientes para sustentar elevações semelhantes àquelas verificadas nas serras quartzíticas situadas a leste (> 1200 m), bem como para justificar amplitudes de relevo superiores a 200 m, o que não ocorre sobre os gnaisses e xistos do entorno. A presença da Formação Arantina em outras áreas vizinhas de relevo mais suave e o manto de alteração relativamente espesso sobre ela desenvolvido corroboram essa afirmação. Desse modo, é provável que essa área tenha sido afetada por um soerguimento neocenozoico mais intenso do que as adjacências igualmente situadas fora dos domínios da Serra da Mantiqueira. Uma possível reativação das falhas que delimitam a Nappe Varginha pode ser a causa desse soerguimento.

No domínio cratônico destaca-se uma concentração anômala de amplitudes bastante elevadas (> 120 m) a sudeste de Formiga, abrangendo a alta bacia do Rio Santana e principalmente a média/baixa bacia do Rio Jacaré. Nesta última não há nenhum condicionante litológico claro, já que praticamente toda área é dominada por ortognaisses arqueanos. A área mais dissecada

tem seu início imediatamente a jusante de importantes rupturas de declive no perfil longitudinal (Figura 4), o que sugere que se trata de uma área rejuvenescida, provavelmente resultante da propagação de uma vaga erosiva disparada por um rebaixamento do nível de base no Rio Grande. O atual limite dessa retração erosiva corresponde a uma das zonas de ruptura, acima da qual a rede de drenagem não foi envolvida no processo de intenso rejuvenescimento e conseqüentemente apresenta amplitudes altimétricas mais modestas. Essa configuração é análoga ao que Olivetti *et al.* (2016) descrevem para a borda leste do Maciço Central francês, onde *knickpoints* separam morfologias muito diferentes: uma paisagem reliquial superior ainda não rejuvenescida e uma paisagem moderna inferior fortemente desequilibrada e caracterizada por uma topografia transitória. Já na bacia do Rio Santana o contraste entre amplitudes superiores a montante e inferiores a jusante pode estar relacionado a contatos esparsos entre gnaisses e metacalcários do Grupo Bambuí (Figura 2). Há ainda uma pequena falha cenozoica de direção NNW mapeada próxima a uma ruptura de declive no perfil longitudinal do rio em seu médio curso.

Também é importante mencionar que as maiores concentrações de amplitudes inferiores a 80 m são diretamente condicionadas por importantes níveis de base regionais nos principais rios. As entradas de gargantas situadas nas resistentes cristas quartzíticas funcionam como soleiras geomórficas e limitam a incisão fluvial nas áreas a montante. Essa influência ocorre principalmente na bacia do Rio Capivari (Figura 4), o que explica, em parte, a predominância de um baixo aprofundamento da drenagem em suas áreas colinosas. Essas áreas a montante de soleiras mostram-se como as mais propícias à preservação de terraços fluviais, geralmente situados entre 15 e 30 m acima do canal. Por outro lado, algumas gargantas situadas nas bacias dos rios Sapucaí, Verde e das Mortes não possuem grande influência sobre as variações no entalhamento fluvial, o que indica que sua função como nível de base já foi reduzida pela retração erosiva ou eliminação de suas soleiras.

Por fim, merece ser destacado o caso do Planalto de Caldas, descrito por Hasui *et al.* (1982) como uma subzona do *Planalto do Alto Rio Grande* situada no divisor das águas que vertem para os rios Grande, Pardo e Moji-Guaçu. O interior desse planalto possui um aprofundamento da drenagem relativamente baixo (< 200 m), apesar de estar posicionado centenas de

metros acima do Rio Sapucaí, a noroeste de Pouso Alegre (feição número 8 na Figura 1). É um exemplo de compartimento elevado onde a resposta erosiva ao soerguimento não se propagou para a rede de drenagem da superfície cimeira. Portanto, o *knickpoint* situado na escarpa que delimita o planalto separa dois segmentos do Rio do Machado com níveis de base distintos.

Datações de depósitos fluviais antigos em outras áreas cristalinas de Minas Gerais permitem estimar taxas de incisão entre 70 e 600 mm/ka (MAGALHÃES JÚNIOR *et al.*, 2011, 2012; BARROS & MAGALHÃES JÚNIOR, 2013; OLIVEIRA *et al.*, 2014). Caso as taxas de incisão na bacia do Rio Grande sejam semelhantes às citadas, é possível inferir que o entalhamento registrado nos atuais vales tem idade essencialmente quaternária. Conseqüentemente, as movimentações crustais associadas também teriam ocorrido, pelo menos em parte, durante o Quaternário. Esse quadro é compatível com a ocorrência de eventos tectônicos transpressivos na Serra da Mantiqueira durante o intervalo Neogeno-Quaternário, como mencionado por Santos (1999), Costa (1999), Riccomini *et al.* (2004) e Cogné *et al.* (2013). Modenesi-Gauttieri *et al.* (2011) também indicam uma última fase de soerguimento no Pleistoceno associada a uma tendência de podzolização no Planalto de Campos do Jordão. Tomando como base as diferenças no entalhamento fluvial entre blocos adjacentes é possível estimar que os desnivelamentos tectônicos tenham atingido algumas dezenas de metros em determinadas falhas. Além disso, um componente isostático também teve participação no soerguimento que afetou a área. A datação de terraços fluviais na bacia do Rio Grande poderá permitir a identificação de diferenças no ritmo de incisão ao longo dos principais rios e conseqüentemente na temporalidade e espacialidade do soerguimento quaternário que afeta a área.

### Considerações finais

A utilização de ottobacias como unidade espacial de análise para mensuração do entalhamento fluvial se mostrou uma técnica eficiente e que pode ser facilmente reproduzida em regiões que dispõem de uma base ottocodificada compatível com a escala de 1:50.000. Contudo, a representação cartográfica em classes de amplitude altimétrica deve ser analisada com cautela devido a possíveis diferenças acentuadas na densidade de drenagem ou no nível de detalhe do mapeamento

topográfico original. Esses fatores podem resultar em trechos de drenagem com dimensões muito variadas, o que prejudica a comparação.

A distribuição das classes de amplitude mostrou que na maior parte da alta/média bacia do Rio Grande o entalhamento fluvial situa-se entre 40 e 120 m. Valores superiores (> 120 m) concentram-se principalmente na Serra da Mantiqueira, junto às cabeceiras dos principais rios. O controle litológico sobre a distribuição das classes de amplitude é pouco observável na região como um todo. Apenas sienitos, meta-quartzo-arenitos e alguns granitoides neoproterozoicos concentram amplitudes mais elevadas (> 120 m), em parte relacionadas a escarpas. Amplitudes inferiores a 80 m tendem a ocorrer em áreas gnáissicas. Contudo, rochas teoricamente mais frágeis, como gnaisses e metapelitos também estão presentes em porções montanhosas, caracterizadas por uma pronunciada incisão fluvial.

O controle litológico relativamente pouco expressivo sugere que a tectônica cenozoica é o principal fator controlador da intensidade da incisão fluvial. A boa correspondência ente classes de amplitude e falhas mapeadas indica a atuação de soerguimentos diferenciais entre blocos, com o conseqüente rebaixamento de níveis de base. Esse controle é mais evidente na porção sul da área, através de falhas reativadas pertencentes ao Sistema Transcorrente Paraíba do Sul (ENE), com destaque para a zona de cisalhamento de Jesuânia. Nesse contexto, as áreas mais soerguidas são aquelas porções da Serra da Mantiqueira com as principais concentrações de amplitudes superiores a 200 m. Mais ao norte merecem destaque as áreas com concentrações anômalas de amplitudes relativamente elevadas ao norte de Três Corações e na média/baixa bacia do Rio Jacaré. No primeiro caso um soerguimento neocenoico superior ao das áreas adjacentes também deve ter ocorrido. No segundo caso as amplitudes mais elevadas aparentemente estão relacionadas à retração erosiva de uma ruptura de declive no perfil do rio com o conseqüente rejuvenescimento do relevo.

A predominância de amplitudes menores (< 80 m) na porção oriental, drenada por afluentes do alto Rio Grande, em relação à porção ocidental (bacia do Rio Sapucaí) aparenta estar relacionada à presença de soleiras quartzíticas na primeira e grabens neocenoicos na segunda. Por um lado, as entradas de algumas gargantas situadas nas cristas quartzíticas funcionam como barreiras que limitam a incisão fluvial nas áreas

a montante. Por outro lado, as depressões tectônicas situadas na região de Pouso Alegre e no baixo Sapucaí causaram rebaixamento do nível de base regional e, conseqüentemente, uma tendência de encaixamento da drenagem a montante. Portanto, os resultados indicam um destacado papel da incisão fluvial na evolução e compartimentação do relevo dessa bacia hidrográfica interiorana situada em ambiente intraplaca.

### **Agradecimentos**

Agradecemos à CAPES pela bolsa de doutorado do primeiro autor.

### **Referências Bibliográficas**

- ALKMIM, F. F.; MARTINS-NETO, M. A. Proterozoic first-order sedimentary sequences of the São Francisco craton, eastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 33, n. 1, p. 127–139, 2012.
- BONNET, S.; GUILLOCHEAU, F.; BRUN, J. Relative uplift measured the case of the armorican using river basement incisions: (France). **Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science**, v. 327, p. 245–251, 1998.
- BONNET, S.; GUILLOCHEAU, F.; BRUN, J. Large-scale relief development related to Quaternary tectonic uplift of a Proterozoic-Paleozoic basement: The Armorican Massif, NW France. **Journal of Geophysical Research**, v. 105, p. 19,273–19,288, 2000.
- BRIDGLAND, D. R. River terrace systems in north-west Europe: An archive of environmental change, uplift and early human occupation. **Quaternary Science Reviews**, v. 19, n. 13, p. 1293–1303, 2000.
- CAMPOS NETO, M. C.; BASEI, M. A. S.; VLACH, S. R. F.; CABY, R.; SZABÓ, G. A. J.; VASCONCELOS, P. Migração de Orógenos e Superposição de Orogêneses: Um Esboço da Colagem Brasileira no Sul do Cráton do São Francisco, SE - Brasil. **Geologia USP - Serie Científica**, v. 4, n. 1, p. 13–40, 2004.
- CARVALHO, L.G.; OLIVEIRA, M.S.; ALVES, M.C.; VIANELLO, R.L.; SEDIYAMA, G.C.; CASTRO NETO, P.; DANTAS, A.A.A. Clima. In: SCOLFORO, J.R.S.; CARVALHO, L.M.T.; OLIVEIRA, A.D. (eds). **Zoneamento Ecológico-Econômico de Minas Gerais: Componentes geofísico e biótico**. Lavras, Universidade Federal de Lavras, 2008. p. 89-102.

- COGNÉ, N.; COBBOLD, P. R.; RICCOMINI, C.; GALLAGHER, K. Tectonic setting of the Taubaté Basin (Southeastern Brazil): Insights from regional seismic profiles and outcrop data. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 42, p. 194–204, 2013.
- COSTA, R. D. **Determinação dos campos de tensão cenozóicos na região sul de Minas Gerais**. 1999. 135 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.
- CUNHA, P. P.; MARTINS, A. A.; HUOT, S.; MURRAY, A.; RAPOSO, L. Dating the Tejo river lower terraces in the Ródão area (Portugal) to assess the role of tectonics and uplift. **Geomorphology**, v. 102, n. 1, p. 43–54, 2008.
- DONAHUE, M. S.; KARLSTROM, K. E.; ASLAN, A.; DARLING, A.; GRANGER, D.; WAN, E.; DICKINSON, R. G.; KIRBY, E. Incision history of the Black Canyon of Gunnison, Colorado, over the past ~ 1 Ma inferred from dating of fluvial gravel deposits. **Geosphere**, v. 9, n. 4, p. 815–826, 2013.
- FERREIRA, M. F. M. **Geomorfologia e análise morfotectônica do alto vale do Sapucaí – Pouso Alegre (MG)**. 2001. 279 f. Tese (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2001.
- FONTES, M. P. F. Intemperismo de rochas e minerais. In: KER., J. C.; CURTI, N.; SCHAEFER, C. E.; TORRADO, P. V. (Org.). **Pedologia: fundamentos**. Viçosa (MG): SBCS, 2012, p. 171-202.
- HASUI, Y. Sistema Orogênico Mantiqueira. In: HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R.; ALMEIDA, F. F. M.; BARTORELLI, A. (org.) **Geologia do Brasil**. São Paulo: Beca, 2012, p. 331-610.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; MIOTO, J. A.; MELO, M. S. **Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna**. São Paulo: IPT, 1982.
- HASUI, Y. HERBERT, H.D.; COSTA, J.B.S. Estruturação de extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. **Anais**. Natal, Sociedade brasileira de Geologia, 1990. p. 2296-2308.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B.; (org) **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**, São Paulo: Beca, 2004. p. 203-234.
- IGAM. **Construção de base ottocodificada de Minas Gerais – Manual técnico**. Belo Horizonte, IGAM, 2012. 72 p.
- LARUE, J. P. Tectonic influences on the Quaternary drainage evolution on the north-western margin of the French Central Massif: The Creuse valley example. **Geomorphology**, v. 93, n. 3-4, p. 398–420, 2008.
- MAGALHÃES JUNIOR, A. P. & TRINDADE E. S.. Morfodinâmica fluvial cenozóica em zonas de contato entre faixas móveis e “cunhas tectônicas” na região sul de Minas Gerais. **Geonomos**, v. 13, n. 1 e 2, p. 59-74, 2005.
- MAGALHÃES JUNIOR, A. P.; CHEREM, L. F. S.; BARROS, L. F. P.; SANTOS, G. B. OSL dating of sediments from a mountainous river in southeastern Brazil: Late Cenozoic tectonic and climatic implications. **Geomorphology**, v. 132, n. 3-4, p. 187–194, 2011.
- MAGALHÃES JUNIOR, A. P.; BARROS, L. F. P.; RAPOSO, A. A.; CHEREM, L. F. S. Dinâmica fluvial quaternária do Rio Maracujá, Quadrilátero Ferrífero (MG). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 1, p. 3-14, 2012.
- MARQUES NETO R. & PEREZ FILHO A. Relevos tectônicos no meio tropical: questões sobre a fisiologia da paisagem nas terras altas do sudeste brasileiro. **Revista Geonorte**, edição especial, v. 2, n. 4, p. 646-658, 2012.
- MATHER, A. E. Adjustment of a drainage network to capture induced base-level change: An example from the Sorbas Basin, SE Spain. **Geomorphology**, v. 34, n. 3-4, p. 271–289, 2000.
- MEIS, M. R.; MIRANDA, L. H. G.; FERNANDES, N. F. Desnívelamento de altitude como parâmetro para a compartimentação do relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. v. 4, p. 1489-1509.
- MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; TOLEDO, M. C. M.; HIRUMA, S. T.; TAIOLI, F.; SHIMADA, H. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. **Catena**, v. 85, n. 3, p. 221–230, 2011.
- MORALES, N.; HASUI, Y. Neotectônica na região de Tiradentes – MG. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos. 2003, Búzios, **Boletim**, p 284-285.
- MORALES, N.; MENICHELII, M.M.; RUEDA, J.R.L.; BORGES, M.S. O Cinturão de Cisalhamento Campo do Meio: história de reativação de falhas e importância no regime neotectônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Anais...** Araxá: SBG, 2004.

CD-ROM.

MORALES, N., ALGARTE, K.T.S.; ANTONIALI, R.C.; ASSINE, M.L.; ASSUMPCÃO, M.; BEZERRA, F.H.R.; BUENO, G.V.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; FERREIRA, J.M.; FONTES, S.L.; GOMES, L.C.C.; GONTIJO, R.C.; GONTIJO-PASCUTTI, A.H.F.; HASUI, Y.; LADEIRA, F.S.B.; NASCIMENTO, E.R.; NEVES, M.A.; SALAMUNI, E.; SILVA, C.L.; SOARES JR., A.V.; SOUZA, I.A.; VINCENTELLI, M.G.C., BRICALLI, L.L., SOUSA, M.O.L.. Projeto Mapa Neotectônico do Brasil: caracterização da deformação neotectônica do território brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 47., 2014, Salvador, **Anais**, CD-ROM.

MOTOKI, A.; PETRAKIS, G. H.; SICHEL, S. E.; CARDOSO, C. E.; MELO R. C.; SOARES R.; MOTOKI K. F. Origem dos relevos do Maciço Sienítico do Mendanha, RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do Vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, v. 33, n. 1, p. 11–25, 2008.

OLIVEIRA, L .A. F.; MAGALHÃES JÚNIOR, A. P.; LIMA, L. B. S.; CARVALHO, A. Fatores Condicionantes da Configuração de Fundos de Vale Colmatados na Bacia do Alto-Médio Rio Pomba, leste de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 4, 2014.

OLIVETTI, V.; GODARD, V.; BELLIER, O.; ASTER TEAM. Cenozoic rejuvenation events of Massif Central topography (France): Insights from cosmogenic denudation rates and river profiles. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 444, p. 179–191, 2016.

PINTO C .P.; SILVA M. A. **Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais**. Codemig/CPRM, 2014.

RICCOMINI, C; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A. CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (Ed.). **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.

SAADI, A. Um “rift” neo-cenozóico na região de São João Del Rei – MG; Borda Sul do Cráton do São Francisco. In: 1º WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1990, Belo Horizonte. **Boletim SBG/Núcleo Minas Gerais**. Belo Horizonte: SGB, 1990. p. 63-79

SAADI, A. **Ensaio Sobre a Morfotectônica de Minas Gerais -**

**tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese**. 1991. 285 f. Tese (Prof. Titular) – Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1991.

SAADI, A.; SILVA, L. M.; MAGALHÃES, JR. A. P. Contribuição à discussão das superfícies de aplainamento no sudeste brasileiro, com base na análise quantitativa da paleotopografia do sul de Minas Gerais. **Geosul**, v. 14, n. 27, p. 569-571, 1998. (Edição especial, Simpósio Nacional de Geomorfologia, 2).

SANTOS, M. **Serra da Mantiqueira e Planalto do Alto Rio Grande: a bacia terciária de Aiuruoca e evolução morfotectônica**. 1999. 134 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1999.

SCHUMM, S. A. **River variability and complexity**. Cambridge University Press, 2007.

SCOLFORO, J. R. S.; CARVALHO, L. M. T. **Mapeamento e inventário da flora nativa e dos Reflorestamentos de Minas Gerais**. Lavras: IEF/UFLA, 2006. 288 p.

TROUW, R. A. J.; NUNES, R. P. M.; CASTRO, E. M. O.; TROUW, C. C.; MATOS, G. C. (2008). Varginha - SF.23-V-D-VI, escala 1:100.000: nota explicativa integrada com a Folha Itajubá. In: CPRM. **Geologia da folha Varginha SF.23-V-D-VI**. Minas Gerais: CPRM. CD-ROM.

TROUW, R. A. J.; PETERNEL, R.; RIBEIRO, A.; HEILBRON, M.; VINAGRE, R.; DUFFLES, P.; TROUW, C. C.; FONTAINHA, M.; KUSSAMA, H. H. A new interpretation for the interference zone between the southern Brasília belt and the central Ribeira belt, SE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 48, p. 43–57, 2013.

VALERIANO, M. M.; ROSSETTI, D. F. Topodata: Brazilian full coverage refinement of SRTM data. **Applied Geography**, v. 32, n. 2, p. 300–309, 2012.

VIVEEN, W.; BRAUCHER, R.; BOURLÈS, D.; SCHOORL, J. M.; VELDKAMP, A.; BALEN, R. T. Van; WALLINGA, J.; FERNANDEZ-MOSQUERA, D.; VIDAL-ROMANI, J. R.; SANJURJO-SANCHEZ, J. A 0.65 Ma chronology and incision rate assessment of the NW Iberian Miño River terraces based on <sup>10</sup>Be and luminescence dating. **Global and Planetary Change**, v. 94-95, p. 82–100, 2012.

ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. B. A. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.