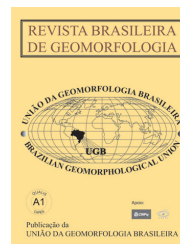




www.ugb.org.br
ISSN 2236-5664

Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 14, n° 4 (2013)



O PAPEL DAS CAPTURAS FLUVIAIS NA MORFODINÂMICA DAS BORDAS INTERPLANÁLTICAS DO SUDESTE DO BRASIL

THE HOLE OF RIVER CAPTURES IN THE MORPHODYNAMICS OF THE STEPPED PLATEAUS IN THE SOUTHEASTERN BRAZIL

Luis Felipe Soares Cherem

Instituto de Estudos Sócio-Ambientais – Universidade Federal de Goiás – 62 3521 1184 – Campus Samambaia – UFG, Goiânia, GO – Brasil – CEP: 74.001-970
E-mail: luis.cherem@gmail.com

César Augusto Chicarino Varajão

Departamento de Geologia – Universidade Federal de Ouro Preto – 31 3559 1876 – Campus do Morro do Cruzeiro – UFOP, Ouro Preto, MG – Brasil – CEP: 35.400-000
E-mail: cesarvarajao@gmail.com

Antônio Pereira Magalhães Júnior

Departamento de Geografia - Universidade Federal de Minas Gerais – 31 3409 5462 – Av. Antônio Carlos, 6.627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG – Brasil – CEP: 31.270-901
E-mail: magalhaesufmg@yahoo.com.br

Angélica Fortes Drummond Chicarino Varajão

Departamento de Geologia – Universidade Federal de Ouro Preto – 31 3559 1876 – Campus do Morro do Cruzeiro – UFOP, Ouro Preto, MG - Brasil – CEP: 35400-000
E-mail: angelicavarajao@gmail.com

André Augusto Rodrigues Salgado

Departamento de Geografia - Universidade Federal de Minas Gerais – 31 3409 5462
Av. Antônio Carlos, 6.627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG – Brasil – CEP: 31.270-901
E-mail: geosalgado@yahoo.com.br

Letícia Augusta Faria de Oliveira

Departamento de Geografia - Universidade Federal de Minas Gerais – 31 3409 5462
Av. Antônio Carlos, 6.627, Campus Pampulha, Belo Horizonte, MG – Brasil – CEP: 31.270-901
E-mail: lelefaria@gmail.com

William Zanete Bertolini

Departamento de Geografia – Universidade de São Paulo – 31 3432 2814
E-mail: geozaneti@hotmail.com

Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:
03/07/2012

Data de Aprovação:
05/12/2013

Palavras-chave:

Escarpas; morfodinâmica
cenozóica; geomorfologia
regional.

Keywords:

Escarpment; cenozoic
morpho-dynamics; regional
geomorphology.

Resumo

No sudeste do Brasil, principalmente no Estado de Minas Gerais, são observados planaltos escalonados drenados por diferentes bacias hidrográficas, muitas vezes separadas entre si por nítidos degraus morfológicos resultantes da diferença no potencial erosivo de suas cabeceiras de drenagem, como resposta à tectônica distensiva cenozóica. Adicionalmente, capturas fluviais que condicionam a rede de drenagem a buscar um novo perfil de equilíbrio e alteram a morfologia dos canais envolvidos (captor, capturado, decaptado e afluentes diretos) são frequentes. Esse artigo apresenta o papel de três grandes capturas fluviais (Capturas de São Vicente de Paula, de Carandaí e de Vilas-Boas) na morfodinâmica de três bordas interplanálticas entre as quatro mais importantes bacias hidrográficas do sudeste do Brasil: São Francisco, Doce, Paraná e Paraíba do Sul. A análise inicial com base em documentos pré-existentes (cartas topográficas, geológicas e geomorfológicas) e os trabalhos de campo, com descrição dos canais envolvidos mostraram que as três capturas analisadas apresentam características diferentes: 1) em Vilas-Boas a crista da escarpa mantém sua posição pré-captura e as alterações na paisagem se restringem aos vales próximos à captura (1 km à montante do ponto de captura), com incisão de 2,5m; 2) em Carandaí a crista da escarpa já se encontra recuada a cerca de 1,5 km do ponto de captura rebaixado em 100 m, e as alterações atingem os 3 km de distância desse ponto; e 3) em São Vicente a crista da escarpa já se encontra recuada a cerca de 3,5 km do ponto de captura rebaixado em 250m e atingindo o planalto inferior, com alterações atingindo 8km de distância desse ponto rumo à montante. Estes resultados demonstram a influência das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas do sudeste do Brasil. As capturas aceleram a morfodinâmica do processo de recuo das escarpas, onde as áreas capturadas são dissecadas e rebaixadas até serem integradas à drenagem capturante, contribuindo assim, para o recuo escarpa e, a conseqüente disputa de áreas entre as bacias hidrográficas.

Abstract

In southeastern Brazil, specifically in Minas Gerais, there are stepped plateaus drained by different river basins, which are often divided by morphological steps resultant of the difference in the erosive potential between the interfluves, as a long-term response to Cenozoic distensive tectonics. In addition, fluvial captures enforces the captured drainage network to a new equilibrium profile, changing the morphology of the involved channels (captor, captured, decapitated and direct tributaries). This paper presents the role of the great river captures (named São Vicente, Carandaí and Vilas-Boas) in the morphodynamics of three interplateau-escarpments between the four major river basins in southeastern Brazil: Paraná River, São Francisco River, Doce River e Paraíba do Sul River. The cartographic analysis (geologic, geomorphologic and topographic maps) and the following fieldworks - when the involved channels, valleys and surrounding slopes have been described - showed that the studied river captures have different characteristics: 1) at the Vilas-Boas capture, the escarpment crest remains in the original location (pre-capture), and the landscape changes are restricted to the valleys surrounding the capture, by the fluvial incision of 2,5m up to 1km upstream of the capture point; 2) at the Carandaí capture, the escarpment crest retreated around 1,5 km from the capture point, lowered by 100m, and the landscape changes reach around 3km upstream of the capture point; and 3) at the São Vicente capture, the escarpment crest retreated around 3,5 km from the capture point, lowered by 250m (reaching the lowlands) and the landscape changes reach around 8 km upstream of the capture point. These results revealed the river captures role in the morpho-dynamics of the escarpment between stepped plateaus: the escarpments retreat with greater rates when there are fluvial captures, which are dissected and recessed, contributing to the change of major-interfluve tracing and the consequent areal dispute between the major river basins.

Introdução

O relevo do sudeste do Brasil, especificamente no estado de Minas Gerais, é caracterizado por planaltos escalonados drenados por diferentes bacias hidrográficas. Esses planaltos são, por vezes, separados entre si por degraus morfológicos (escarpas), onde o controle litoestrutural não é determinante, portanto, são escarpas resultantes da diferença no potencial erosivo nas cabeceiras de drena-

gem desses planaltos. Tal característica se deve ao fato da maior parte da área destas bacias se localizar em regiões da Plataforma Sul-Americana afetadas, em maior ou menor intensidade, pelo evento tectônico distensional paleógeno que deu origem ao “Rift Continental do Sudeste do Brasil” (Riccomini, 1989) ou “Sistema de Rifts Continentais do Sudeste do Brasil” (Zalán e Oliveira, 2005). Este evento distensional provocou um escalonamento regional de blocos, por meio do qual a bacia hidrográfica do rio Paraíba

do Sul instalou-se no nível mais baixo, a bacia rio do Doce em nível intermediário e as cabeceiras do Paraná e do São Francisco nas terras mais altas.

O relevo escalonado do sudeste do Brasil é uma consequência, de longo termo, de três episódios tectônicos distensivos: (i) o primeiro episódio corresponde à instalação no Cretáceo de uma margem continental passiva após a separação do Continente Gondwana (Brito Neves, 2003), (ii) em seguida, o Sistema de Riftes Cenozóicos no Sudeste do Brasil desenvolveu-se devido à tectônica distensiva ocorrida durante o Eoceno-Oligoceno (Almeida *et al.*, 1981; Riccomini, 1989; Zalán e Oliveira 2005) e (iii) por fim, uma tectônica distensiva quaternária formou o Sistema de Lagos Tectônicos no médio curso do Rio Doce (Riccomini e Assumpção 1999, Saadi *et al.* 2005, Mello *et al.*, 1999). Além desses eventos, a região tem estado sob contínuo soerguimento durante todo o Cenozóico, reativando estruturas herdadas dos eventos anteriores (Riccomini e Assumpção, 1999; Saadi *et al.*, 2005).

Em geral, as cabeceiras que drenam a frente das escarpas têm maior energia que as cabeceiras que drenam seu reverso (Bierman e Caffee, 2001; Persano *et al.*, 2002; Heimsath *et al.*, 2006; Vanacker *et al.*, 2007; Burke *et al.*, 2009). Isso resulta em uma integração de ambientes de alta e baixa energia ao longo de um mesmo interflúvio (Dietrich e Dunne, 1993; Montgomery e Dietrich, 1994; Heimsath *et al.*, 2000; Anderson *et al.*, 2002). Assim, as cabeceiras de maior energia que drenam as frentes das escarpas avançam sobre as cabeceiras de menor energia que drenam os planaltos superiores, permitindo a ocorrência de capturas fluviais, processos morfogenéticos de grande importância na esculturação das paisagens continentais, estudados com detalhes primeiramente por Gilbert (1877) e Davis (1896, 1899). No Brasil, as capturas fluviais começaram a ser estudadas por Ab'saber (1957), focando especificamente a captura do alto curso do Rio Tiete pelo médio curso do Rio Paraíba do Sul.

O termo captura fluvial define o processo no qual uma cabeceira de drenagem apreende um curso fluvial e se apodera de toda a área de drenagem pertencente a esse curso à montante, delimitando a área onde ocorreu essa apreensão na rede de drenagem (Summerfield, 1991; Huggett, 2007). As capturas são importantes no estudo de escarpas por recondicionarem toda a morfodinâmica da bacia capturada a um novo nível de base (Oliveira, 2010), de maneira que a dissecação do relevo e a progressão das cabeceiras de drenagem ocasionam a retração da escarpa (Prince *et al.*, 2011). Em geral, a morfogênese de capturas em escarpas é iniciada com a incisão fluvial de uma cabeceira que drena essa escarpa (canal captor), apreendendo, em seguida, um canal que drena o planalto superior (canal capturado) que passa a drenar rumo ao planalto inferior.

Como consequência, o novo nível de base local provoca o encaixamento da rede de drenagem que, por sua vez, leva ao rebaixamento das vertentes; provocando uma aceleração na morfodinâmica do recuo da escarpa (Prince *et al.*, 2010).

Nesse contexto, as capturas têm papel central na morfodinâmica de escarpas por acelerarem o recuo destas a partir da incisão da drenagem da área capturada (Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002; Oliveira, 2003; Oliveira e Queiroz Neto, 2007; Mikesell *et al.*, 2010; Prince *et al.*, 2010; Prince *et al.*, 2011; Salgado *et al.*, 2012; Rezende *et al.*, 2013). Oliveira (2010) revisa amplamente os estudos que trataram das capturas fluviais nos cenários nacional e internacional, descrevendo a morfodinâmica nos diversos tipos de capturas, as principais metodologias empregadas em seu estudo, bem como a terminologia utilizada.

Nos últimos anos, diversas escarpas, entre os interflúvios de grandes bacias hidrográficas localizadas na Região Centro-Sul do Brasil, foram objeto de estudo: entre a bacia do rio Paraná e bacias costeiras (Salgado *et al.*, 2013), entre a bacia dos rios Paraíba do Sul e Paraná (Rezende *et al.*, 2013), entre as bacias dos rios Paraná e Doce (Salgado *et al.*, 2012) e entre as bacias dos rios São Francisco e Doce e entre o Doce e o Paraíba do Sul (Cherem *et al.*, 2012a). Esse artigo objetiva contribuir para o entendimento do papel das capturas fluviais na morfodinâmica das escarpas que constituem as bordas interplanálticas localizadas nos divisores entre quatro das principais bacias do sudeste do Brasil (Paraná, São Francisco, Doce e Paraíba do Sul), sendo descritas as características morfológicas de três grandes capturas.

Área de estudo

Três grandes capturas situadas em diferentes bordas interplanálticas foram selecionadas nesse estudo (Figura 1): Captura de São Vicente, Captura de Carandaí e Captura de Vilas-Boas; localizadas, respectivamente: no Degrau de São Geraldo (entre os rios Doce e Paraíba do Sul), no Degrau de Barbacena (entre as bacias dos rios Paraná e Doce) e no Degrau de Cristiano Ottoni (entre os interflúvios das bacias dos rios São Francisco e Doce). A escolha destas capturas se deve ao fato de estarem situadas em escarpas que não apresentam controle litoestrutural determinante, ou seja, elas não são escarpas de falha e apresentam homogeneidade na composição do substrato rochoso (granitoides). Adicionalmente, apesar da existência de capturas fluviais de diversos tamanhos, optou-se por selecionar três capturas com áreas entre 20 a 70 km², tendo em vista explicitar, em pequenas áreas, as relações marcantes na paisagem entre o processo de captura e as morfologias associadas.

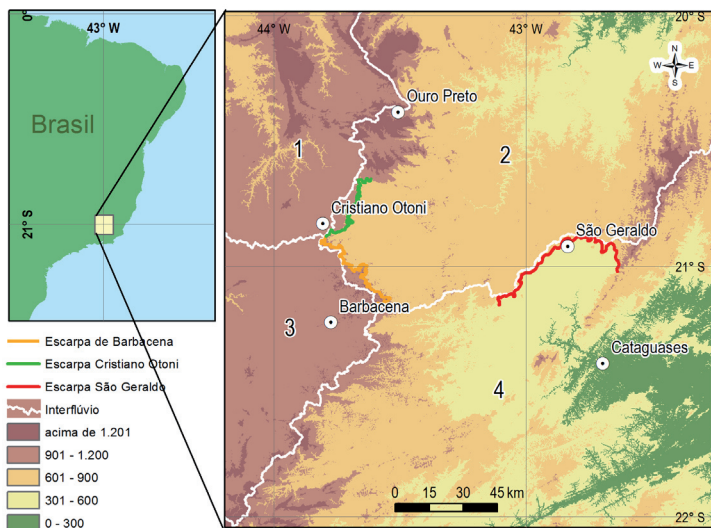


Figura 1 – Localização das escarpas estudadas. (1) Bacia do Rio São Francisco, (2) Bacia do Rio Doce, (3) Bacia do Paraná e (4) Bacia do Rio Paraíba do Sul. Modificado de COMIG e CPRM (2003). Sistema de coordenadas geográficas (graus decimais), projeção SIRGAS.

Degrau de São Geraldo (Rio Doce / Rio Paraíba do Sul – Captura de Vilas-Boas)

Esse degrau tem 65 km de extensão e sentido principal N45E. Seu formato planimétrico é semelhante a um arco com concavidade voltada para o platô inferior (SW). A diferença altimétrica entre sua base (média de 400 m) e seu topo (média de 850 m) é, em média, de 450 m, chegando a 550 m na porção N. O substrato é formado principalmente por rochas granitóides riacianas do Complexo Piedade - 2,3Ga (Figura 2; COMIG e CPRM, 2003). A captura analisada está localizada

na porção nordeste desse degrau, com área de 55,4 km², à qual foi dado o nome de Captura de Vilas-Boas. Nessa região, o relevo da bacia do Rio Paraíba do Sul é ondulado a suavemente ondulado e o da bacia do Rio Doce é moderadamente ondulado a ondulado.

Degrau de Barbacena (Rio Paraná / Rio Doce – Captura de Carandaí)

Esse degrau tem 60,2 km de extensão, tendo sentido principal N30W. A diferença altimétrica entre sua base (média de 800 m) e seu topo (média de 1.200 m) é de, em média, 400 m, chegando a 550 m na porção SE. Predominam rochas granitóides da Suíte Intrusiva riaciana Ressaquinha - 2,3 Ga (Figura 2). Na porção central dessa escarpa, localiza-se uma captura fluvial com bacia capturada de 66,9 km² à qual foi dado o nome de Captura de Carandaí. Na região, o relevo da bacia do Rio Doce é ondulado a moderadamente ondulado e o da bacia do Rio Paraná é moderado a suavemente ondulado.

Degrau de Cristiano Ottoni (Rio São Francisco / Rio Doce – Captura de São Vicente)

Esse degrau tem 37,0 km de extensão, apresentando sentido principal N20E. A diferença altimétrica entre sua base (média de 750 m) e seu topo (média de 1.050 m) é de, em média, 250 m, atingindo 350 m na porção SW. Predominam as rochas granitóides da Suíte Intrusiva riaciana Alto Maranhão - 2,1 Ga (Figura 2). Na porção central dessa escarpa, localiza-se uma captura fluvial com bacia capturada de 22,4 km² de área à qual foi dado o nome de Captura de São Vicente. O relevo da bacia do Rio Doce, na região, é moderado a fortemente ondulado e o da bacia do Rio São Francisco é predominantemente suave-ondulado.

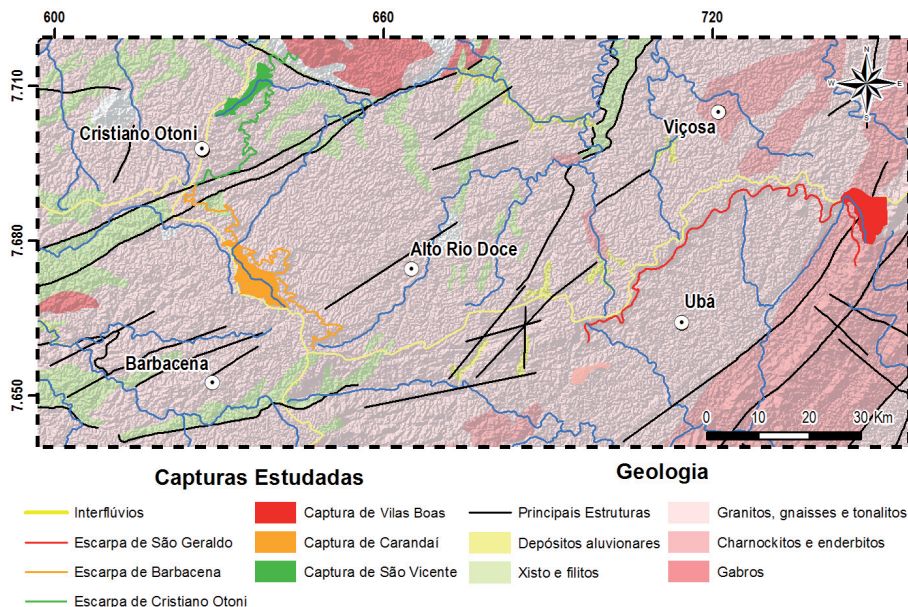


Figura 2 – Mapa geológico representando as capturas estudadas. Modificado de COMIG e CPRM (2003). Sistema de coordenadas UTM, no fuso 23k e projeção SIRGAS.

Metodologia

A análise do papel das capturas fluviais na morfodinâmica das bordas interplanálticas compreendeu a descrição das feições observadas nas folhas topográficas e daquelas observadas em campo. A análise cartográfica baseou-se na análise conjunta de cartas geológicas (COMIG e CPRM, 2003), geomorfológica (RADAM Brasil, 1983) e modelos digitais de elevação (MDE), gerados a partir de dados ASTER e em folhas topográficas de escala 1:50.000 do IBGE.

Na análise cartográfica foi descrita a atual geometria da rede de drenagem por meio da interpretação de perfis longitudinais e transversais dos canais fluviais. A observação de campo concentrou-se na descrição dos vales fluviais e dos pontos de captura, sendo descritos os vales e os canais adjacentes aos canais capturados, conforme metodologia proposta por Oliveira e Queiroz Neto (2007). A morfologia dessas capturas foi descrita individualmente, sendo consideradas as características do canal captor, do canal capturado, do canal capturado com fluxo invertido e do vale seco.

Descrição morfológica das capturas fluviais das bordas interplanálticas

Captura de Vilas-Boas

O canal capturado corresponde à cabeceira decapitada do Córrego das Tábuas (pertencente à bacia do Rio Doce) que foi apreendido por uma das cabeceiras do Rio dos Bagres (bacia do Rio Paraíba do Sul) (Figura 3A). O canal responsável pela captura (canal captor) tem curso encachoeirado com 350 m de desnível entre a crista e a base da escarpa (Figuras 3B e 4A). No trecho onde ocorre a captura, a planície do canal capturado preserva suas cotas altimétricas originais (750 m), sendo ainda morfologicamente contínuo ao trecho não capturado. Em geral, os vales adjacentes à captura são diferentes daqueles da porção não capturada, possuem amplos terraços escalonados e planície pouco desenvolvida (Figura 4B e C).

A incisão fluvial se limita, à montante, a 1 km de distância do ponto de captura, estando encaixada cerca de 2,5 m em relação calha fluvial atual (Figura 4B). À jusante, na frente da escarpa, esse trecho é limitado a montante por uma sequência de cachoeiras com cerca de 30 m de desnível altimétrico (Figura 4A). O vale decapitado (*beheaded valley*) que verte rumo ao Rio Doce apresenta canal desajustado (*underfit stream*) às dimensões desse vale e não apresenta encaixamento (Figura 4C). Essas características são evidências que o reafeiçoamento da paisagem se restringe aos vales diretamente afetados pela captura.

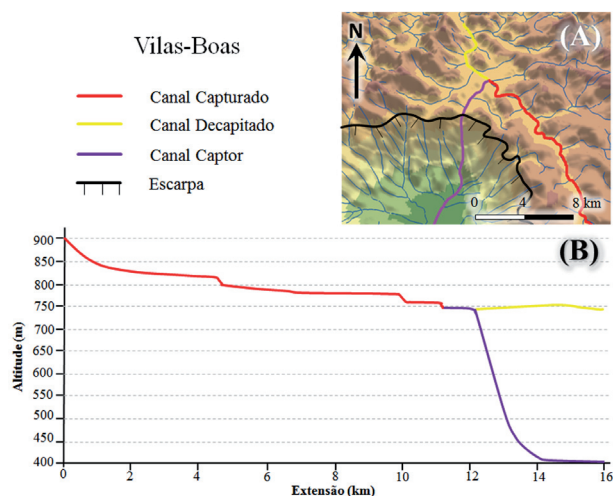


Figura 3 – (A) Representação do relevo em perspectiva tridimensional e (B) perfil longitudinal da captura de Vilas Boas entre as bacias do Rio Doce (planalto superior) e do Rio Paraíba do Sul (planalto inferior).

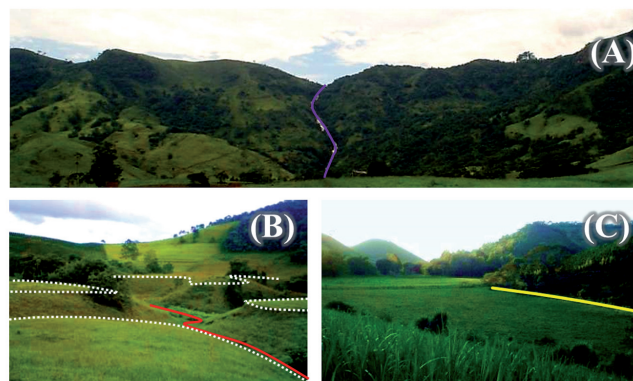


Figura 4 – (A) Canal captor encachoeirado sobre o escarpamento, (B) drenagem encaixada 2,5 m na planície fluvial em afluente esquerdo do canal capturado em Vilas-Boas e, (C) vale seco no planalto superior. Legenda conforme Figura 3.

Captura de Carandaí

Essa captura fluvial corresponde à cabeceira decapitada do Rio Carandaí (bacia do Rio Paraná) apreendida por uma cabeceira do Rio Piranga (bacia do Rio Doce) (Figura 5A). A captura apresenta, além do curso principal capturado, a inversão de um trecho da drenagem de seu vale decapitado (*beheaded valley*) com canal desajustado (*underfit stream*) (Figuras 5B e 6A). O canal captor flui sobre a escarpa por 2,5 km entre a crista (1.070 m) e a base (780 m), sendo composto por trechos encachoeirados que fluem sobre o substrato rochoso com carga de leito composta por matacões graníticos pouco alterados, intercalados por trechos quase planos que fluem sobre depósitos aluviais (Figura 6A). Embora o canal captor flua sobre a escarpa, o ponto de inflexão da drenagem

onde ocorreu a captura já está a 100 m abaixo do planalto superior, o que indica a ocorrência de incisão fluvial do canal capturado (Figura 5B) e o consequente recuo da escarpa em cerca de 1,5 km. Por sua vez, as cabeceiras de drenagem ainda se encontram na mesma cota altimétrica que o planalto superior (1.150 m) e as alterações atingem 3 km de distância desse ponto de captura. Essas feições revelam como o canal capturado é afetado pelo novo nível de base, enquanto suas cabeceiras ainda preservam seus vales e encostas semelhantes ao trecho não capturado da bacia do rio Carandaí.

O material que recobre o ponto de divergência do fluxo superficial entre o vale seco e o canal capturado com fluxo invertido (Figura 6B) é silto-argiloso de coloração cinza escuro à preta também com seixos de quartzo (Figura 6C). Nas encostas adjacentes ao canal capturado com fluxo invertido, foram observados seixos de quartzo bem arredondados com comprimento médio de 8 cm dispersos em uma matriz argilosa cinza-brunada (Figura 6D). Essas características de sedimentos com seixos arredondados configuram o leito de um paleocanal, atualmente em posição de divisor de águas, são evidências que confirmam o ponto de captura.

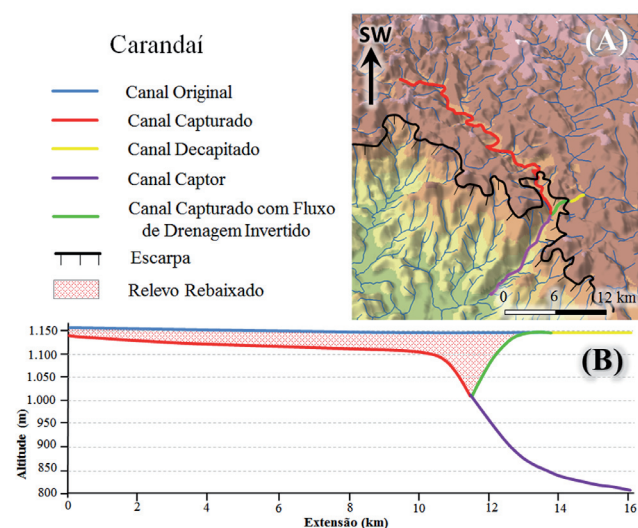


Figura 5 – (A) Representação do relevo em perspectiva tridimensional e (B) perfil longitudinal da captura de Carandaí entre as bacias do Rio Paraná (planalto superior) e do Rio Doce (planalto inferior).

Captura de São Vicente

Essa captura corresponde à cabeceira decapitada do Ribeirão dos Almeidas (bacia do Rio São Francisco) que foi aprendida por uma cabeceira do Ribeirão Água Limpa (bacia do Rio Doce) (Figura 7A). Analogamente ao que foi observado na Captura de Carandaí, ocorreu inversão da drenagem de um trecho de seu vale decapitado (*beheaded valley*) com

canal desajustado (*underfit stream*). Os altos cursos de ambos encontram-se sobre o planalto superior e seus respectivos médios cursos encontram-se na escarpa (Figura 7B). O ponto de inflexão da drenagem onde ocorreu a captura já está na cota altimétrica média do planalto inferior (755 m) e a incisão de ambos os canais capturados promoveu o recuo da escarpa, sendo mais intenso no canal capturado com fluxo invertido. Assim, esses canais que antes drenavam o planalto superior, drenam a frente da escarpa. Isso significa que, desde que a captura ocorreu, a crista da escarpa já se encontrava recuada de cerca de 3,5 km do ponto de captura, rebaixando-o em 250m; as alterações atingem 8 km de distância desse ponto (Figuras 7B e 8C).

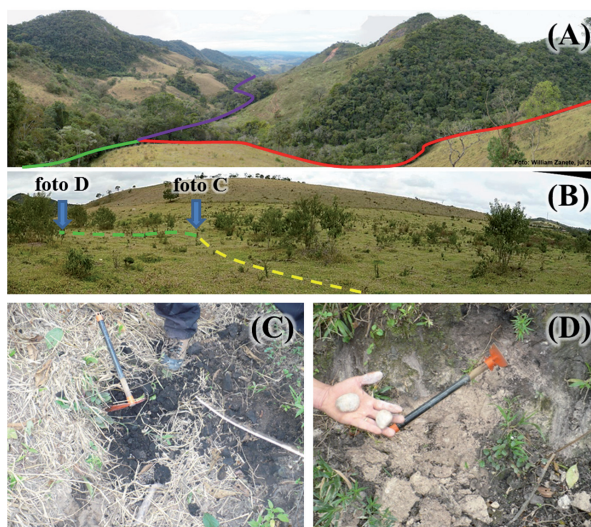


Figura 6 – (A) Vista dos canais captor, capturado e desajustado com inversão de drenagem, (B) vista do vale seco com crista da escarpa no limite esquerdo da fotografia, (C) material sedimentar, intensamente colorido por matéria orgânica e (D) material sedimentar, areno-siltoso, coloração cinza-brunado e com seixos arredondados a sub-arredondados. Legenda de (A) e (B) conforme Figura 5.

As porções desses canais que fluem sobre a escarpa correspondem a trechos sinuosos e vales fluviais amplos intercalados por trechos retilíneos e vales estreitos e declivosos (Figura 8B). Foram observados depósitos fluviais detríticos nas médias vertentes que bordejam os trechos declivosos dos canais em questão. Os afluentes desses canais se apresentam encaixados na forma de vales em “v”, havendo ruptura de declividade entre a média vertente e a baixa vertente (Figura 8C). As características dessa captura são evidências de que as alterações da paisagem ocorrem em toda a bacia capturada, bem como na bacia que teve a drenagem invertida. Adicionalmente, na porção central da escarpa, existe um canal de primeira ordem cuja cabeceira

encontra-se atrás da crista da escarpa e dentro da planície fluvial, no alto trecho do canal principal da captura (Figura 7B - área circulada em preto). Essa cabeceira que cruza a escarpa e drena sobre o vale de um canal que drena o planalto superior corresponde a uma configuração pré-captura, quando as cabeceiras vencem os interflúvios e iniciam a captura.

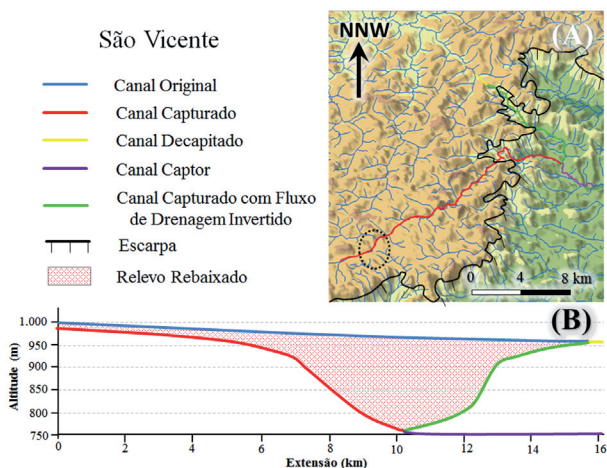


Figura 7 – (A) Representação do relevo em perspectiva tridimensional e (B) perfil longitudinal da captura de São Vicente de Paula entre as bacias do Rio São Francisco (planalto superior) e do Rio Doce (planalto inferior). Destaque (círculo preto) para o vale cortado por cabeceira de drenagem da escarpa em 'A'.

Os diferentes estágios evolutivos das capturas fluviais estudadas e implicações na morfodinâmica das bordas interplanálticas

A morfodinâmica de capturas fluviais em bordas interplanálticas apresenta um modelo evolutivo típico, no qual a área capturada é dissecada e rebaixada até atingir um novo perfil de equilíbrio condizente com o nível de base do planalto inferior, implicando, assim, no recuo da escarpa em direção ao interflúvio, por meio de diferentes estágios evolutivos (Figura 9). A análise dos perfis longitudinais dos rios capturados revela que: (i) na Captura de Vilas-Boas, o canal capturado ainda preserva, em toda sua extensão, perfil longitudinal semelhante ao seu perfil original; (ii) na Captura de Carandaí, o canal capturado apresenta um rebaixamento e um pequeno trecho do seu vale decapitado e o canal desajustado apresenta inversão de drenagem; enquanto que (iii) na Captura de São Vicente de Paula, um grande trecho do canal capturado, bem como do canal desajustado com drenagem invertida, já drenam sobre a escarpa. Nessa última captura observa-se uma cabeceira de drenagem da escarpa que se localiza no vale fluvial do planalto superior, o que caracteriza o momento que antecede uma captura fluvial, podendo ser classificada como uma captura iminente.

A análise das características morfológicas do relevo das capturas e das áreas de influência revela resultados distintos: (i) em Vilas-Boas a área de influência se restringe ao ponto de captura, (ii) em Carandaí engloba os trechos proximais do canal capturado e do canal desajustado e, (iii) em São Vicente ela engloba amplas extensões desses canais. Nesse contexto os vales da Captura de Vilas-Boas apresentam terraços fluviais embutidos, ao passo que, nas encostas dos vales das capturas de Carandaí e São Vicente de Paula, observam-se depósitos fluviais residuais.

Podemos concluir que as capturas analisadas apresentam características distintas, associadas a diferentes estágios de evolução. A Captura de Vilas-Boas se encontra em um estágio inicial pós-captura, no qual as alterações se limitam à 1 km do ponto de captura; a Captura de Carandaí, em um estágio intermediário, onde o ponto de captura foi rebaixado de 100 m e a crista da escarpa recuou de 2,5 km; e, a Captura de São Vicente de Paula em um estágio de amadurecimento, onde o ponto de captura foi rebaixado de 250 m e já se encontra no planalto inferior; sendo o recuo da escarpa de 3,5 km (Figura 9).

Como consequência, observa-se que a linha da crista da escarpa tem sua sinuosidade aumentada à medida que a área de influência da captura se estende e, a frente da escarpa recua com a incisão do canal capturado, sendo acompanhada da abertura dos vales e do recuo das vertentes. Assim sendo, a sinuosidade da crista da escarpa pode ser utilizada como um indicio da evolução das capturas; analogamente ao descrito por Matmon et al. (2003), que constataram o aumento da sinuosidade do escarpamento das margens continentais passivas ao longo do tempo.

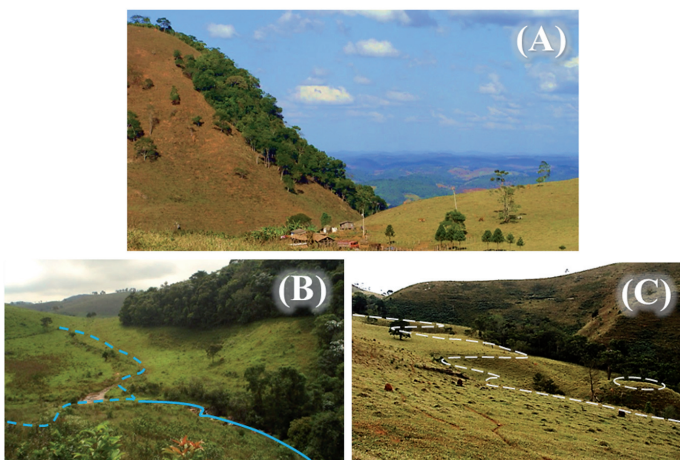


Figura 8 – (A) Vista do planalto inferior a partir do dorso da escarpa, (B) sucessão de trechos de vale fluvial plano com canal sinuoso (linha tracejada em azul) e de vale declivoso com canal retilíneo (linha contínua em azul) e (C) escalonamento dos depósitos coluviais e aluviais pela contínua dissecação do relevo pelo canal capturado (área tracejada em branco).

Salgado et al. (2012) defendem haver uma dupla frente erosiva envolvida no processo de recuo da escarpa, onde a primeira frente é a escarpa propriamente dita e segunda é delimitada pelos divisores hidrográficos entre as bacias. Entre ambas as frentes se localizam as áreas dos planaltos superiores que foram capturadas pelas bacias hidrográficas localizadas nos planaltos inferiores. Sendo assim, a primeira frente evoluiria através do recuo erosivo lateral da escarpa, enquanto a segunda frente evoluiria por meio das capturas fluviais, pois as áreas capturadas teriam maior poder erosivo do que as não capturadas, visto que estas últimas são controladas por um nível de base do planalto superior.

Estudos realizados nos compartimentos descritos acima (Cherem et al. (2012b), objetivando quantificar as taxas de erosão meio da análise química da carga iônica das águas fluviais, mostraram que bacias que drenam as escarpas apre-

sentam taxas denudacionais geoquímicas superiores àquelas que drenam os planaltos superiores. Resultados análogos foram encontrados utilizando-se o método ^{10}Be (meia vida 1,38 Ma.) que mensura com precisão as taxas de denudação total de longo-termo (Salgado *et al.*, 2012; Cherem *et al.*, 2012a; Rezende *et al.*, 2013). Além disso o método ^{10}Be revelou-se sensível para registrar valores de taxas de denudação intermediários para as áreas capturadas, localizadas entre as escarpas e os divisores hidrográficos (Cherem et al., 2012a). Ou seja, os trabalhos acima citados comprovam que, tanto em termos de atual denudação geoquímica, quanto em termos de denudação total de longo-termo, as taxas denudacionais corroboram o modelo evolutivo proposto neste trabalho: as taxas das bacias que drenam as escarpas são mais elevadas que aquelas que drenam em direção aos planaltos superiores; sendo que as áreas capturadas apresentam taxas intermediárias.

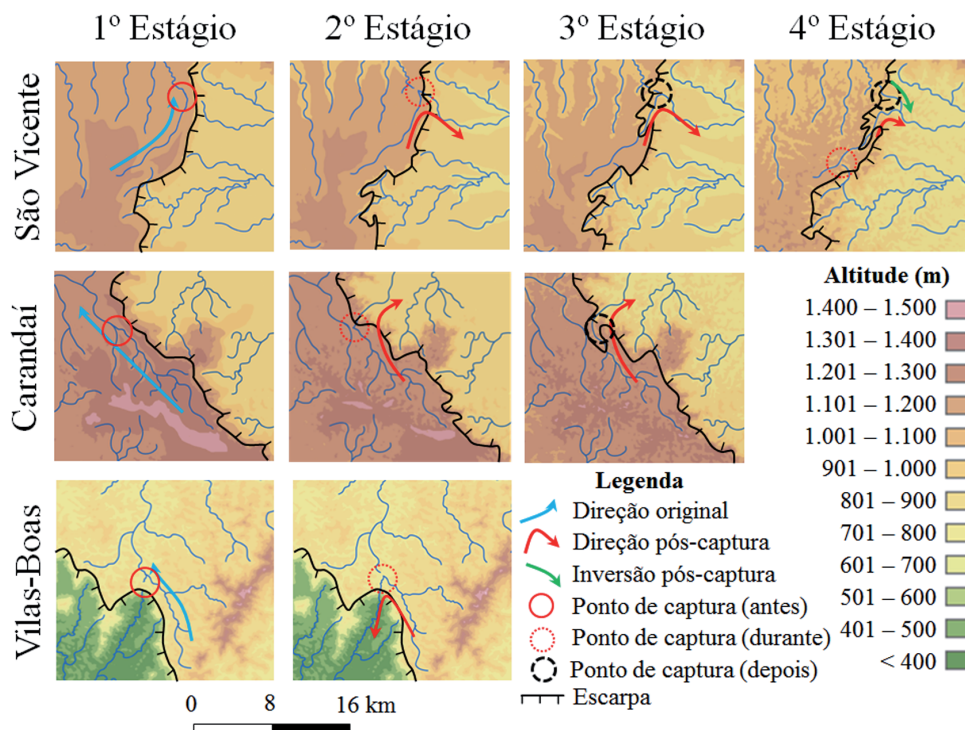


Figura 9 – Esquema representando os estágios evolutivos da morfodinâmica das capturas.

A disputa de áreas entre as bacias hidrográficas

A evolução das capturas localizadas nos degraus que dividem as grandes bacias hidrográficas tem implicações na área das bacias envolvidas nos processos de captura: a que perde e a que ganha área. Os resultados acima apresentados demonstram que as capturas fluviais constituem um processo fundamental na evolução do relevo do sudeste mineiro e das bacias hidrográficas que drenam esta região: Paraíba do Sul, Doce, Paraná e São Francisco. A regressão das escarpas em forma de degrau no relevo faz com que as bacias que ocupam

a porção inferior da escarpa aumentem sua área em detrimento daquelas que se localizam na parte superior (Figura 9). Desse modo, a Bacia do Paraíba do Sul se apropria de áreas da Bacia do Doce e esta bacia, por sua vez, se apodera de áreas das bacias do São Francisco e do Paraná. O processo se inicia tal como o estágio identificado na captura de Vilas-Boas; evolui para um estágio semelhante ao da captura de Carandaí e; por fim, a área da captura é incorporada à escarpa em regressão e adquire as características do estágio evolutivo identificado na captura de São Vicente de Paula. Estas observações evidenciam a importância do nível de base para a evolução do

relevo, pois as bacias dos planaltos inferiores, que drenam a frente dos escarpamentos, aumentam sua área em detrimento daquelas que drenam os planaltos superiores e os reversos dos respectivos escarpamentos.

Considerações finais

Os resultados revelam que: (i) as capturas fluviais estudadas se encontram em diferentes estágios evolutivos; (ii) as capturas aceleram a retração das escarpas ao capturar áreas que se encontram em seus reversos e que estavam ajustadas a um nível de base superior; (iii) esse processo vem resultando no rebaixamento médio do relevo das bordas interplanálticas capturadas, contribuindo para a morfodinâmica regional das escarpas; e (iv) a consequente retração dessas escarpas em um cenário de longo termo define a perda de área e muitas vezes de um volume de relevo das bacias que drenam os planaltos superiores para as bacias que drenam os planaltos inferiores. Portanto, as grandes capturas têm um importante papel na morfodinâmica das bordas interplanálticas e seu estudo auxilia a compreensão da forte relação entre arranjos espaço-temporais da rede hidrográfica e a evolução do relevo regional. Neste contexto, como resposta ao evento distensional que afetou a Plataforma Sul-Americana no SE do Brasil durante o Cenozoico, os resultados evidenciam uma dinâmica em que a Bacia do Paraíba do Sul captura áreas da Bacia do Doce que, por sua vez, se apodera de áreas das bacias do São Francisco e do Paraná.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao convênio CAPES/COFECUB 676/2010, ao CNPq e à FAPEMIG pelo apoio financeiro e incentivos à pesquisa.

Referências bibliográficas

AB'SABER, A. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tiete. **Boletim Paulista de Geografia**, v. 26, p. 38-49, 1957.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Brazilian structural provinces: an introduction. **Earth Science Review**, v. 17, p. 1-29, 1981.

ANDERSON, S. P.; DIETRICH, W. E.; BRIMHALL-JR., G. H. Weathering profiles, mass-balance analysis, and rates of solute loss: Linkage between weathering and erosion in a small, steep catchment. **GSA Bulletin**, v. 114, n. 9, p. 1143-1158, 2002.

BIERMAN, P. R.; CAFFEE, M. Slow rates of rock surface erosion and sediment production across the Namib desert and escarpment, southern Africa. **American Journal of Science**, v. 301, p. 326-358, 2001.

BRITO NEVES, B.B. Geologia do Brasil no contexto da plataforma Sul-Americana. In: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Ed.), **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil**. CPRM, Brasília, Brazil, p. 5-26, 2003.

BURKE, B. C.; HEIMSATH, A. M.; DIXON, J. L.; CHAPPELL, J.; YOO, K.. Weathering the scarpment: chemical and physical rates and processes, south-eastern Australia. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 4, p.768-785, 2009.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÉS, D.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C. . Long-term evolution of denudational escarpments in southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 173-174, p. 118-127, 2012a.

CHEREM, L. F. S.; VARAJÃO, C. A. C.; SALGADO, A. A. R.; VARAJÃO, A. F. D. C.; BRAUCHER, R.; BOURLÉS, D.; MAGALHÃES-JR, A. P.; NALINI-JR, H. A. . Denudação química e rebaixamento do relevo em bordas interplanálticas com substrato granítico: dois exemplos no SE de Minas Gerais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, p. 73-84, 2012b.

COMIG; CPRM. **Mapa geológico do estado de Minas Gerais**. Belo Horizonte: CPRM, 2003.

DAVIS, W. M. The Seine, the Meuse and the Mouselle. **National Geographic Magazine**, v. 7, n. 6, p. 189-202, 1896.

_____. The Geographical Cycle. **Geographical Journal** v. 14, p. 481-504, 1899.

DIETRICH, W. E.; DUNNE, T. The Channel Head. In: BEVEN, K.; KIRKBY, M. J. (Ed.). **Channel Network Hydrology**: John Wiley and Sons Ltd., 1993.

GILBERT, G. K. **Report on the geology of the Henry Mountains**, Washington. 141 p., 1877.

HEIMSATH, A. M.; CHAPPELL, J.; DIETRICH, W. E.; NISHIZUMI, K.; FINKEL, R. C. Soil production on a retreating escarpment in southeastern Australia. **Geology**, v. 28, n. 9, p. 787-790. 2000.

HEIMSATH, A. M.; CHAPPELL, J.; FINKEL, R. C.; FIFIELD, K.; ALIMANOVIC, A. Escarpment erosion and landscape evolution in southeastern Australia. **GSA Special Papers**, v. 398, p. 173-190, 2006.

HUGGETT, R. J. **Fundamentals of Geomorphology**. London: Routledge. (Routledge Fundamentals of Physical Geography Series), 2007.

MATMON, A.; BIERMAN, P.; ENZEL, Y. Pattern and tempo of great escarpment erosion. **Geology**, v. 30, n. 12, p. 1135-1138, 2003.

MELLO, C. L.; METELO, C. M. S.; SUGUIO, K.; KOHLER, H. C. Quaternary Sedimentation, Neotectonics and the Evolution of Doce River Middle Valley Lake System (Southeastern Brazil). **Revista do Instituto Geológico**, v. 20, n. 1-2, p. 29-36, 1999.

MIKESELL, L. R.; WEISSMANN, G. S.; KARACHEWSKI, J. A. Stream capture and piracy recorded by provenance in fluvial fan strata. **Geomorphology**, v. 115, n. 3-4, p. 267-277, 2010.

MODENESI-GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA T. S.; RICCOMINI, C. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 43, n. 3-4, p. 257-271, 2002.

MONTGOMERY, D. R.; DIETRICH, W. E.. Landscape dissection and drainage area-slope threshold. In: M. J. KIRKBY (Ed.). **Process Models and Theoretical Geomorphology**: John Wiley and Sons Ltd., p. 221-246, 1994.

OLIVEIRA, D. **A captura do Alto Rio Guaratuba: uma proposta metodológica para o estudo da evolução do relevo na Serra do Mar, Boracéia - SP**. Dissertação (Mestrado em Geografia Física) - USP, São Paulo, 130 p, 2003.

- _____. Capturas fluviais como evidências da evolução do relevo: uma revisão bibliográfica. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 20, p. 37-50, 2010.
- OLIVEIRA, D.; QUEIROZ NETO, J. P.. Evolução do relevo na Serra do Mar no estado de São Paulo a partir de uma captura fluvial. **GEOUSP - Espaço e Tempo**, v. 22, p. 73-88, 2007.
- PERSANO, C.; STUART, F.M.; BISHOP, P.; BARFOD, D.N. Apatite (U–Th)/He age constraints on the development of the Great Escarpment on the southeastern Australian passive margin. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 200, n. 1-2, p. 305-319, 2002.
- PRINCE, P. S., SPOTILA, J. A.; HENIKA, W. S. New physical evidence of the role of stream capture in active retreat of the Blue Ridge escarpment, southern Appalachians. **Geomorphology**, v. 123, n. 3-4, p.305-319, 2010.
- _____. Stream capture as driver of transient landscape evolution in a tectonically quiescent setting. **Geology**, v. 39, n. 9, p. 823-826, 2011.
- RADAMBRASIL. **Levantamento de recursos naturais**, v.32, folha S/ F. 23/ 24. Rio de Janeiro/ Vitória. Ministério das Minas e Energia, Rio de Janeiro, 1983.
- REZENDE, E. A., SALGADO, A.A.R., SILVA, J.R., BOURLÈS D, BRAUCHER, R, LÉANNI, L. Fatores controladores da evolução do relevo no flanco NNW do Rift Continental do Sudeste do Brasil: uma análise baseada na mensuração dos processos denudacionais de longo-termo. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, trabalho aceito, 2013.
- RICCOMINI, C. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p., 1989.
- RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. **Episodes**, v. 22, 221-225, 1999.
- SAADI, A.; BEZERRA, F.H.R.; COSTA, R.D.; IGREJA, H.L.S.; FRANZINELLI, E. Neotectônica da Plataforma Brasileira. In: SOUZA, C.R.G.; SUGUIO, K.; SANTOS, A.M.; OLIVEIRA, P.E. (Eds.), **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos, p. 211-234, 2005.
- SALGADO, A.A.R., SOBRINHO, L.C.G., CHEREM, L.F.S., VARAJÃO, C.A.C., BOURLÈS, D., BRAUCHER, R., MARENT, B.R. estudo da evolução da escarpa entre as bacias do Doce/Paraná em Minas Gerais através da quantificação das taxas de desnudação, **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 2, 213-222, 2012.
- SALGADO, A. A. R. ; MARENT, B. R. ; CHEREM, L. F. S. ; BOURLÈS, D. ; SANTOS, L. J. C. ; BRAUCHER, R. ; BARRETO, H. N. . Denudation and retreat of the Serra do Mar escarpment in southern Brazil derived from in situ-produced Be concentration in river sediment. **Earth Surface Processes and Landforms**, 2013.
- SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: Longman, 537 p., 1991.
- VANACKER, V.; VON BLANCKENBURG, F.; HEWAEASAM, T.. Constraining landscape development of the Sri Lankan Escarpment with cosmogenic nuclides in river sediment. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 253, p. 402-414, 2007.
- ZALÁN, P. V.; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do sistema de riftes cenozoicos do sudeste do Brasil. **Boletim Geociências Petrobrás**, v. 13, n. 2, p. 269-300, 2005.