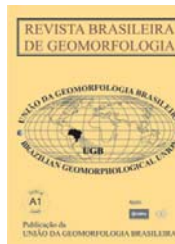




www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 15, nº 3 (2014)



### ANÁLISE MORFOMÉTRICA DA BACIA DO RIO PARDO (MG E SP)

### MORPHOMETRIC ANALYSIS OF THE PARDO BASIN (MG AND SP)

**André Luiz de Souza Celarino**

Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas.  
Rua João Pandiá Calógeras, 51, Campinas/SP, Cep: 13083 870, Brasil.  
E-mail: andre.celarino@ige.unicamp.br

**Francisco Sérgio Bernardes Ladeira**

Departamento de Geografia, Universidade Estadual de Campinas.  
Rua João Pandiá Calógeras, 51, Campinas/SP, Cep: 13083 870, Brasil.  
E-mail: fsbladeira@ige.unicamp.br

#### Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:  
05/11/2013  
Data de Aprovação:  
17/08/2014

#### Palavras-chave:

Rio Pardo, anomalias de drenagem, neotectônica.

#### Keywords:

Pardo river, drainage anomalies, neotectonic.

#### Resumo:

Os estudos neotectônicos têm sido utilizados no Brasil com o objetivo de entender como os movimentos da crosta terrestre desde o Paleoceno foram capazes de formar as feições geomorfológicas atuais. Desde então, uma série de estudos vem sendo realizado, geralmente em escala regional, com o intuito de gerar informações para sistematizar tais dados. Este trabalho utilizou-se da geomorfologia fluvial para investigar os parâmetros morfométricos que pudessem indicar a existência ou não de mudanças ambientais em virtude de movimentos neotectônicos na bacia do rio Pardo. O objetivo foi o de contribuir com uma análise regional relativamente rápida e eficiente, através de feições anômalas identificadas na bacia que pudessem ser indicativas de alguma interferência neotectônica, utilizando para isso parâmetros como: densidade de drenagem, índice SL (Stream Gradient Index), perfis longitudinais do rio principal e de 11 dos maiores tributários. O conjunto de técnicas utilizadas foi adequado para identificar anomalias de drenagem na bacia, sendo possível inclusive classificá-las como de origem distintas. Tais anomalias estão relacionadas a dois momentos distintos: movimentos antigos do fim do ciclo brasileiro, relacionados a falhas e zonas de cisalhamento compressivo nas províncias tectônicas Tocantins e Mantiqueira, ao sul do cráton de São Francisco; movimentos tectônicos mais recentes, relacionados a um conjunto de falhas normais oriundas da abertura do Atlântico e reativação da placa Sul Americana. Não foram encontradas evidências de movimentações tectônicas quaternárias, ou tais movimentos foram pouco expressivos e não produziram evidências suficientes.

#### Abstract:

Neotectonic studies have been used in Brazil in order to understand how the movement of the Earth's crust since Paleocene were able to build modern

geomorphology features. Studies have been made on a regional scale, in order to set a serie of records that could systematize and confirm these data. This work used an approach from fluvial geomorphology in order to analyse some morphometric parameters that could point to environmental changes in response to neotectonic events in the Pardo Basin. The aim was to contribute to a regional analysis through anomalous features identified over the basin that could point to some neotectonic influence, using for this some parameters: drainage density, SL index (Stream gradient index) and longitudinal profiles of the main river as well as the eleven larger tributaries. The methods were adequated to identify a set of drainage anomalies over the basin, moreover, it was possible to classify them by different origins. Such anomalies come from two different moments: ancient movements from brasiliano orogenic cicle, related to fauts and compressional shear zones in Tocantins and Mantiqueira provinces, southern part of São Francisco craton; younger tectonic movements related to normal faults by the atlantic opening and the reactivation of the South América Plate. Neither evidences of quaternary tectonic movements were recorded nor such movements were significant.

## Introdução

Os estudos neotectônicos têm sido utilizados no Brasil com o objetivo de entender como os movimentos da crosta terrestre, durante o Mioceno e Plioceno, foram capazes de formar as feições geomorfológicas atuais. Desde então, tem-se gerado uma grande quantidade de trabalhos que usam a geomorfologia como metodologia de análise, sobretudo a fluvial (DOORNKAMP, 1986; HASUI, 1990; MELO *et al.*, 1993; HIRUMA e PONÇANO, 1994; LATRUBESSE E RANCY, 2000; SAADI *et al.*, 2000; HAYAKAWA E ROSSETTI, 2012; entre outros).

Vários trabalhos de caráter regional por todo o Brasil têm investigado evidências de neotectônica em áreas com contextos geológicos completamente distintos. Nesse sentido, o presente trabalho tem como objetivo investigar e apresentar informações a respeito da bacia do rio Pardo segundo um conjunto de técnicas oriundas da geomorfologia fluvial.

A bacia do rio Pardo drena uma área de complexa configuração geomorfológica e geológica, as regiões mais altas escoam por cinturões orogênicos enquanto aquelas mais baixas escoam por extensas planícies, portanto, pode ser classificada como uma bacia de drenagem mista (LATRUBESSE *et al.*, 2005). Ainda que em termos de sistemas tropicais a bacia não esteja entre as maiores no que se refere à área drenada e vazão, na região do estado de São Paulo, o rio Pardo é um dos mais importantes tanto do ponto de vista ecológico quanto econômico.

Contudo, o rio Pardo apesar de sua importância no contexto regional foi muito pouco estudado. Além disso, sua complexidade de formas e processos, oriunda

da grande diversidade de materiais que o rio perpassa, desde o Escudo atlântico no estado de Minas Gerais até a Bacia sedimentar do Paraná em São Paulo, faz com que o rio apresente características bastante intrínsecas.

Neste artigo são apresentados os resultados de análises morfométricas realizadas com o objetivo de avaliar os processos geomorfológicos ocorridos no período Quaternário, dando ênfase a possíveis mudanças ambientais preservadas nas planícies aluviais e terraços.

Para isso, determinados parâmetros morfométricos como perfis longitudinais, densidade de drenagem e índice SL (Stream Gradient Index) foram calculados com o objetivo de buscar evidências de alterações ligadas a fatores estruturais.

O rio Pardo nasce na cidade de Ipuiúna-MG na unidade bacia do rio Grande, sub-bacia “afluentes mineiros dos rios Mogi-Guaçu/Pardo” (GD 06 - IGAM – Instituto Mineiro de Gestão das Águas), escoo no sentido SE-NW até atingir a sua foz, passando por 7 subdivisões em 2 comitês de bacia hidrográfica do estado de São Paulo (Figura 1). A área total drenada da bacia é de 17.860 km<sup>2</sup> e a descarga média anual no rio Grande é de 500 m<sup>3</sup>/s, no entanto, a vazão medida próximo às cidades de Barretos-SP e Guaira-SP nos meses de fevereiro e março pode passar de 1000 m<sup>3</sup>/s (DAEE s/d).

## Materias e Métodos

Foram utilizadas 43 cartas topográficas na escala 1:50.000 fornecidas pelo IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) e também imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission), obtidas através

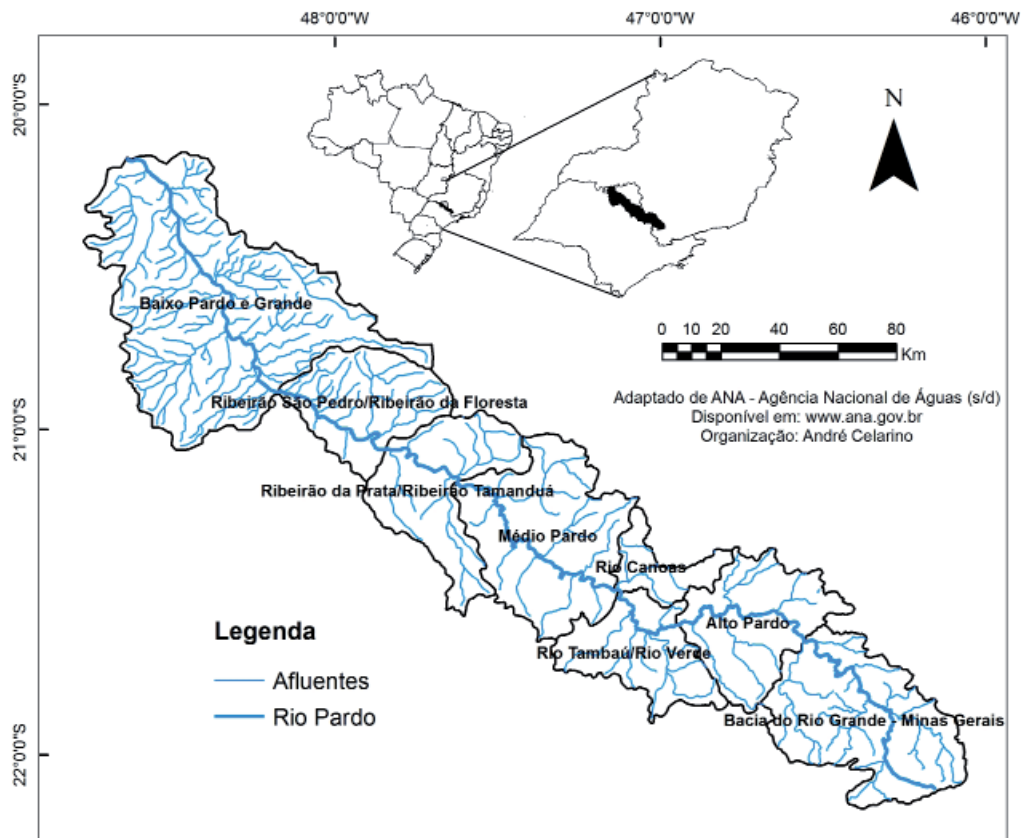


Figura 1 - Subdivisões da Bacia do rio Pardo nos estados de SP e MG.

do projeto TOPODATA (INPE-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) que foram processadas no software ArcMap®. Para cada análise, foram adotados alguns procedimentos que serão descritos a seguir.

#### Densidade de drenagem

O objetivo desta análise foi correlacioná-la com as demais análises fluviométricas para a identificação de zonas anômalas que possam ter sofrido processos neotectônicos. A densidade de drenagem foi definida por Horton (1945) como a razão entre o comprimento médio de rios de uma bacia hidrográfica dividido pela sua área, podendo ser descrita pela equação:

$$Dd = \frac{\Sigma L}{A}$$

onde Dd (em km/km<sup>2</sup>) é a densidade de drenagem, ΣL a soma do comprimento dos canais e A, a área da bacia.

A bacia do rio Pardo foi dividida em setenta sub-bacias para o cálculo do comprimento das drenagens e da área de cada bacia, utilizando-se o software ArcMap®. Após esse procedimento, utilizou-se a

ferramenta de interpolação *Geostatistical Analyst Tools*, sob o método da Krigagem ordinária, que é a estimativa de um valor numa determinada posição utilizando n dados mais próximos, através de uma combinação linear (Silva, 1999), com o objetivo de espacializar as informações e obter um mapa onde os índices pudessem ser comparados. A escolha deste método foi pautada assumindo duas premissas: 1) Não haver tendência nos dados; 2) Não haver correlação dos dados com distância, portanto outros métodos como o IDW (Inverso do quadrado da distância) não se aplicariam.

#### Perfil Longitudinal

A representação de bacias hidrográficas através de perfis longitudinais é uma técnica bastante utilizada na identificação de anomalias no canal fluvial (HACK, 1973; McKEOWN *et al.*, 1988; GUEDES *et al.*, 2006, 2009; WHIPPLE *et al.*, 2007; ZANCOPÉ, 2008; LEE e TSAI, 2010). Esta técnica consiste na plotagem de um gráfico onde o eixo das ordenadas representa a altitude e a abscissa o comprimento do canal ou do vale, sendo esta última a variável independente.

Neste trabalho foram selecionados, além do rio Pardo, onze de seus maiores tributários para a confecção de perfis longitudinais. Para cada drenagem foi medida a distância percorrida pelo canal entre duas curvas topográficas (com intervalo de 20 m).

Para a verificação de trechos anômalos, gerou-se uma reta de regressão exponencial de melhor ajuste ao conjunto de dados (maior coeficiente R<sup>2</sup>). A escolha da função exponencial se deu em função do melhor ajuste desta em relação ao perfil das drenagens, em detrimento de regressões lineares e potenciais, conforme outros autores também já verificaram (SHEPERD, 1985, McKEOWN *et al.*, 1988).

Além disso, segundo Sheperd (1985), os perfis longitudinais geralmente respondem a mais que uma equação de regressão, pois possuem diferentes trechos anômalos dentro do seu curso. Portanto, naqueles perfis longitudinais com maiores rugosidades foram utilizadas duas retas de regressão e plotadas no mesmo gráfico, com o intuito da comparação e da eliminação de possíveis anomalias super ou subestimadas por apenas uma reta de regressão.

#### SL – Stream Gradient Index

Esta técnica foi utilizada pela primeira vez por Hack (1973) e consiste na relação entre declive e extensão do canal. Desde então, muitos trabalhos tem lançado mão desta técnica para identificar processos neotectônicos, zonas de falha, mudanças de nível de base, entre outros (ETCHBEHERE *et al.*, 2004, 2006; GUEDES *et al.*, 2009; LEE e TSAI, 2010; MONTEIRO *et al.*, 2010; FONT *et al.*, 2010).

Ela é calculada usando a seguinte fórmula:

$$SL = \left( \frac{\Delta h}{\Delta l} \right) \times L$$

onde,  $\Delta h$  é a diferença altimétrica entre dois pontos de um segmento ao longo do canal;  $\Delta l$  é a projeção horizontal da extensão do segmento e L é o comprimento total do curso a montante do ponto para o qual o índice foi calculado (Figura 2).

Foram selecionados, além do rio Pardo, os cinquenta maiores afluentes e calculado o índice SL tanto para segmentos quanto para toda a drenagem, conforme Etchbehere *et al.* (2004; 2009), Mckeown *et al.* (1988),

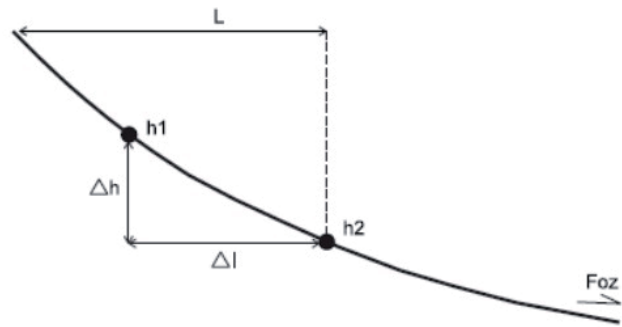


Figura 2 - Parâmetros utilizados no cálculo do SL. Extraído de Etchbehere *et al.* (2004).

Monteiro *et al.* (2010), Guedes *et al.* (2009) e Lee e Tsai (2010) utilizaram. Drenagens que possuíam algum tipo de alteração antrópica, como, por exemplo, construção de barragens ou alteração do leito original do rio foram evitadas. Ainda assim, aqueles trechos analisados que continham alguma alteração dessa natureza foram descartados para que os dados não fossem distorcidos.

O comprimento de cada drenagem foi medido com auxílio do Arcmap®, calculando a distância do segmento do canal entre duas curvas de nível, que no caso das cartas utilizadas, possuem equidistância de 20 m. Os dados foram tabulados e o índice obtido foi inserido no ponto médio de cada segmento, totalizando 725 pontos plotados. Na última etapa os índices SL geraram um mapa de valores interpolados usando a ferramenta *Geostatistical Analyst Tools*, utilizando a metodologia de krigagem ordinária, conforme justificado anteriormente. De acordo com Mckeown *et al.* (1988), os valores de SL variam muito localmente, por isso a interpolação se faz necessária para que tendências regionais ao longo da bacia sejam identificadas.

## Resultados

### Densidade de Drenagem

A figura 3 apresenta o mapa de densidade de drenagem para a área da bacia hidrográfica do rio Pardo. Com o objetivo de comparar valores, aqueles chamados anômalos superiores são aqueles cujo valor está acima da média + desvio padrão (1,813), aqueles chamados anômalos inferiores aqueles cujo valor está abaixo da média – desvio padrão (0,5657) e, finalmente, aqueles valores entre estes índices são intermediários, assim como Hiruma e Ponçano (1994) utilizaram.

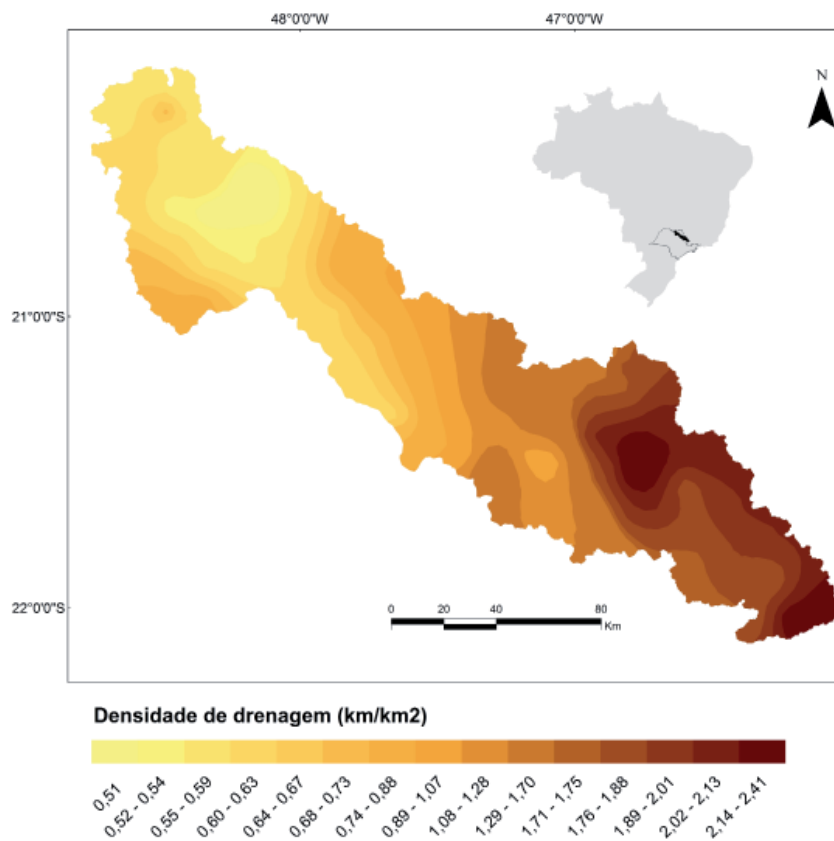


Figura 3 - Densidade de drenagem da bacia do rio Pardo.

Observa-se que os valores com anomalias superiores estão localizados na porção sul da bacia, no alto Pardo, e tais valores estão correlacionados à geologia regional e também à elevada declividade, que favorece o escoamento superficial.

A partir da região central da bacia, localizada próxima às cidades de Mococa-SP e São José do Rio Pardo-SP, os índices de densidade de drenagem passam a diminuir para valores entre 1 e 1,28, considerados intermediários. Nesta região ocorre a transição entre o compartimento cristalino para a bacia do Paraná, onde as rochas tem maior capacidade de absorção de água, o que faz o valor do índice regredir.

Nas porções mais setentrionais ocorrem anomalias inferiores, com valores entre 0,51 e 0,53. Nesta região afloram basaltos da Formação Serra Geral num relevo bastante aplainado, além disso, a baixa declividade somada ao clima regional possibilitou a gênese de solos bastante profundos, geralmente Latossolos, com boa capacidade de infiltração, o que faz com que haja uma diminuição no índice.

#### Perfis Longitudinais

Serão apresentados os perfis longitudinais do rio Pardo e dos onze maiores tributários, são eles: rio Canoas, rio Araraquara, rio Capivari, rio Cubatão, rio Guaxupé, rio Velho, ribeirão das Palmeiras, ribeirão do Agudo, ribeirão do Rosário, ribeirão do Tamanduá e córrego da Boiada. A figura 4 apresenta o contexto geológico no qual cada drenagem está inserida, com as principais feições estruturais e a litoestratigrafia da bacia do rio Pardo.

#### Rio Pardo

A figura 5 apresenta o perfil longitudinal do rio Pardo e dos 11 maiores afluentes, levando-se em conta uma regressão exponencial que considera toda a extensão do rio, e outras duas retas de regressão em dois trechos diferentes. Além disso, os índices SL foram adicionados também ao eixo y para identificação de anomalias por trecho. Foram considerados anômalos desvios no perfil longitudinal maiores que 10 m da

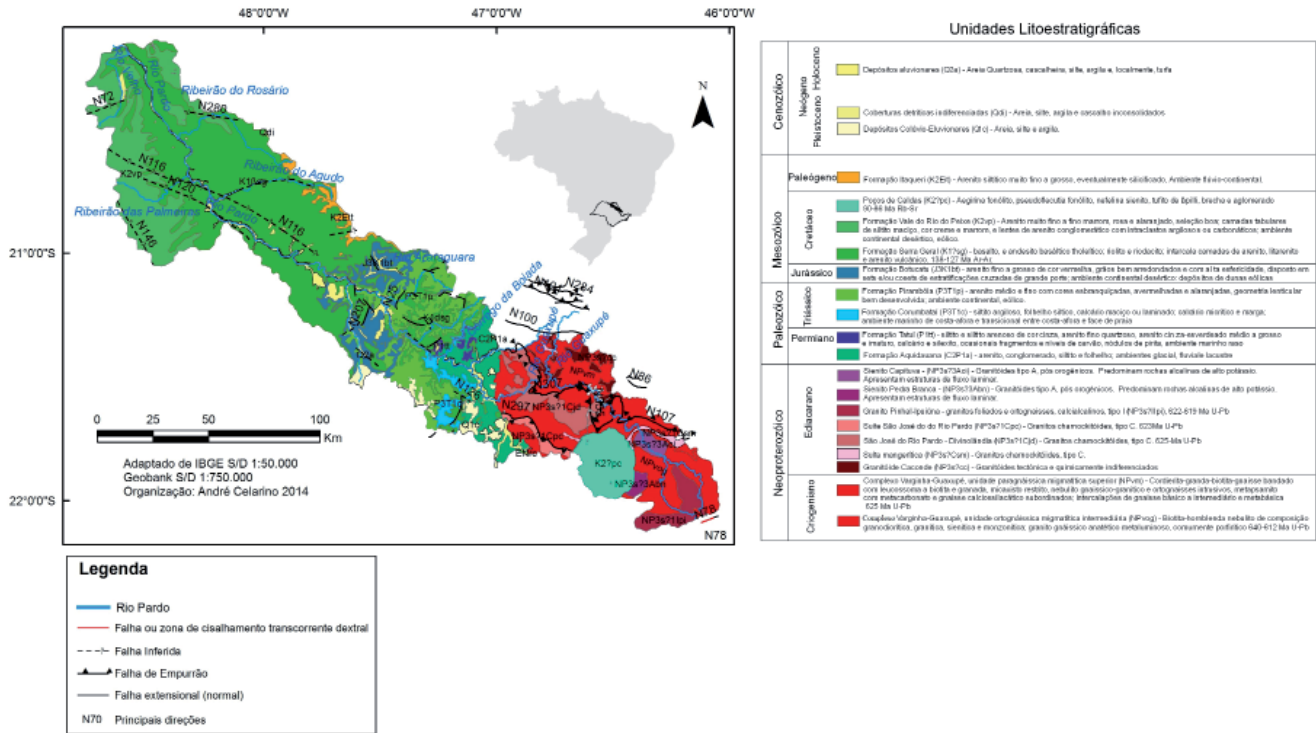


Figura 4 - Litoestratigrafia e principais feições estruturais da bacia do rio Pardo, compiladas do mapa geológico de SP produzido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil através do banco de dados Geobank.

linha de regressão, assim como Guedes *et al.* (2006) também o fizeram.

Observa-se que, de maneira geral, as anomalias estão concentradas nas porções mais a montante da bacia até a cota de aproximadamente 650 m, onde o rio Pardo começa a escoar pela Bacia Sedimentar do Paraná. Em comparação com a linha de regressão azul, apenas a anomalia 2 não persiste, enquanto as anomalias 1, 3 e 4 permanecem, embora menos proeminentes. Este setor compreende as formações geológicas do Granito Pinhal Ipuiuna, Complexo Varginha-Guaxupé, Sienito Capitiva e outras demais rochas que afloram em setores específicos, geralmente ligadas ao desenvolvimento da província Tocantins.

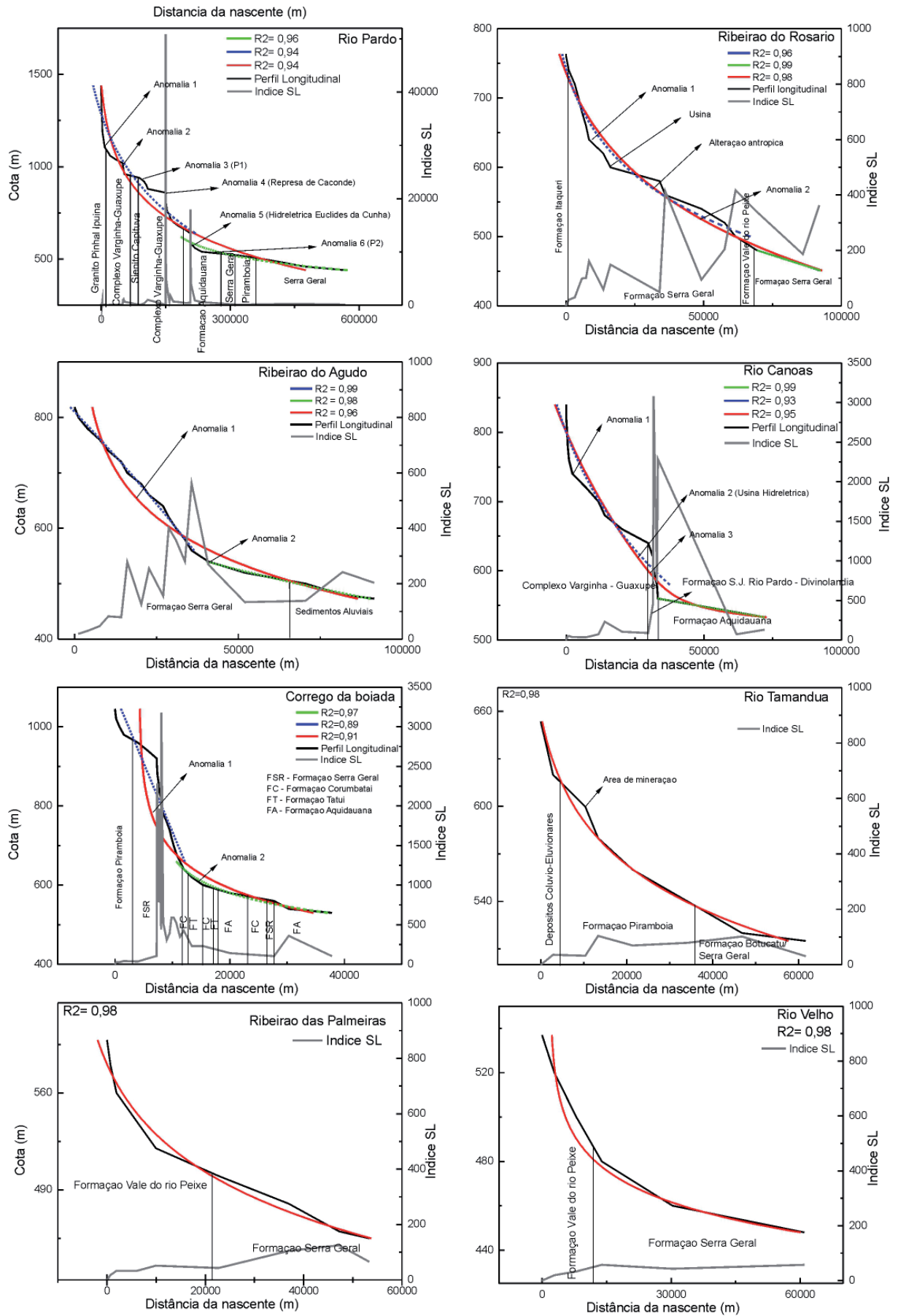
Na anomalia 3 observa-se que a linha do perfil longitudinal está bastante acima da linha de regressão, neste trecho afloram ortognaisses do Complexo Varginha-Guaxupé, de alto grau metamórfico bordado por faixas de dobramentos mais jovens da faixa alto rio Grande (JANASI, 1993) e, no limite oeste, há o contato com rochas básicas geradas no magmatismo

que deu origem ao dique anelar cretáceo de Poços de Caldas (HIRUMA E PONÇANO, 1994). Ou seja, esta anomalia está ligada ao contexto estrutural que remonta ao Proterozoico, e, mais recentemente, às atividades magmáticas do Cretáceo. O mesmo ocorre na anomalia 4, área onde atualmente está instalada a usina Caconde, justamente para aproveitar a energia hidráulica gerada pelas quedas d'água e *nick points* (variação brusca no perfil longitudinal de um rio) ao longo deste trecho.

Já as anomalias 5 e 6 ocorrem na Bacia Sedimentar do Paraná. A anomalia 5 ocorre devido a usina Euclides da Cunha próxima ao município de São José do Rio Pardo-SP. A anomalia 6 ocorre à jusante, próximo ao ponto 2 e ao município de Mococa-SP.

A anomalia 6 é explicada pela diferença de resistência entre as rochas do complexo Varginha e da Formação Aquidauana. A curva do perfil longitudinal fica abaixo da curva de regressão exatamente porque o rio Pardo encontra menor resistência nos arenitos da Formação Aquidauana, sendo mais eficiente na erosão do seu talvegu.

Análise Morfométrica da Bacia do Rio Pardo (Mg e Sp)



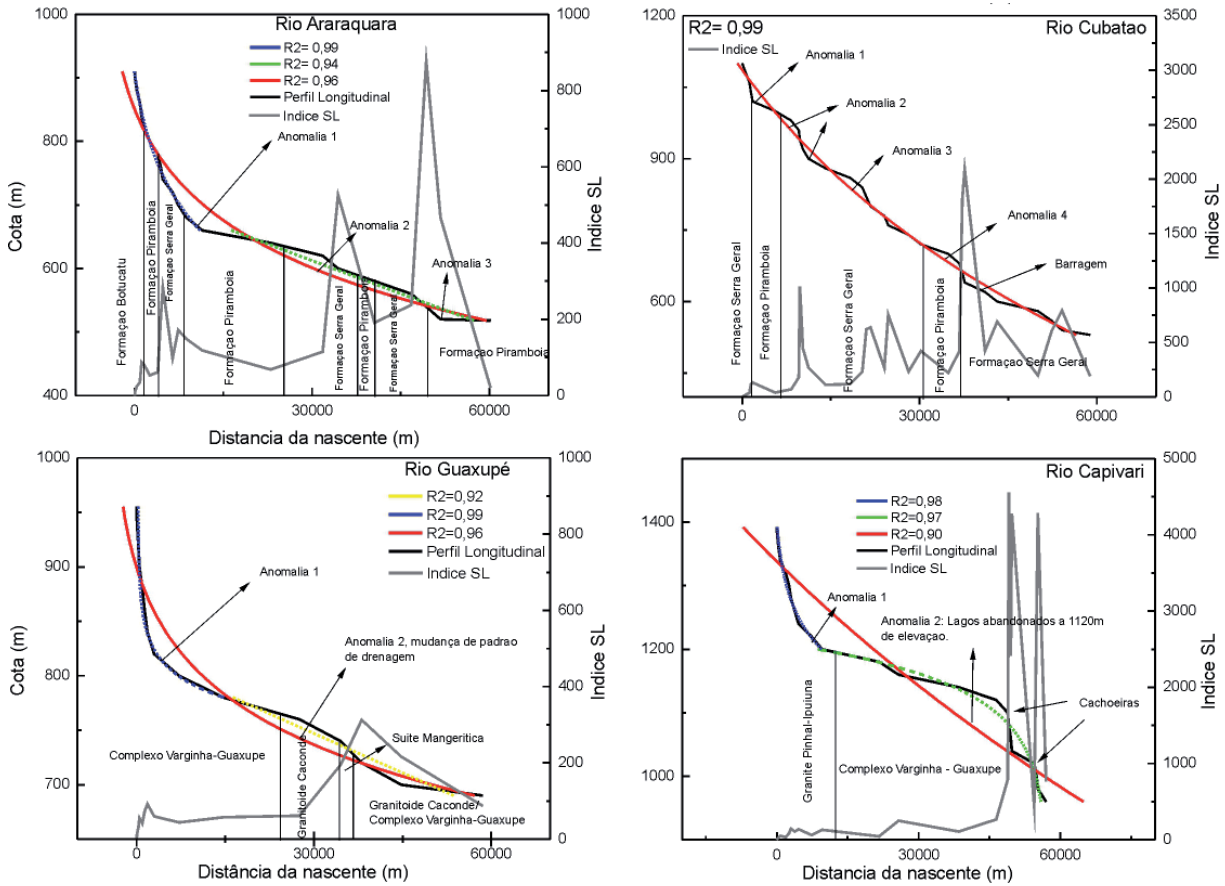


Figura 5 - Perfis longitudinais das principais drenagens da bacia do rio Pardo.

**Ribeirão do Rosário**

O ribeirão do Rosário é o maior afluente do rio Pardo, nasce na área do município de Orlândia-SP, a uma cota de 760 m, percorrendo 91,9 km até a sua foz a 451 m de altitude. A anomalia 1 pode ser explicada pelo fator litológico, já que está sobre basaltos que compõe a Formação Serra Geral, esta alteração pode resultar do processo de disjunção colunar da rocha. Além disso, nos primeiros 35km de percurso o canal drena áreas urbanas, ou seja, obras estruturais no rio podem ser responsáveis pela geração de anomalias e índices SL mais elevados. Já a anomalia 2 está associada a uma falha inferida de direção N280° já que, observando a figura 4, percebe-se que o canal muda de direção repentinamente e passa a escoar orientado pela direção da falha.

**Ribeirão do Agudo**

No perfil longitudinal do ribeirão do Agudo, rio que nasce entre os municípios de Batatais-SP e Nupuranga-SP, percorrendo 91,4 km desde a nascente a 818

m até a foz a 473 m, observa-se que ambas as anomalias estão localizadas na Formação Serra Geral. Com relação à anomalia 1, apesar de suavizada quando se compara com a reta de regressão por trechos, observa-se que no eixo do rio ocorre uma falha de direção N74° que coincide com o canal (Figura 4) e com a cachoeira da Gruta no município de Orlândia-SP. Já a anomalia 2 ocorre num setor mais a jusante onde há um bloco soerguido aproximadamente 40 m acima do nível de base local, o que fez com que o canal do rio tivesse que contorná-lo para só depois retomar o sentido original de escoamento (Figura 6).

**Rio Canoas**

O rio Canoas é o terceiro maior afluente do rio Pardo, nasce próximo aos municípios de Guaranésia-MG e Guaxupé-MG, a uma cota de 850 m, percorrendo 71 km até atingir sua foz com o rio Pardo, a uma cota de 530 m. Nota-se, a exemplo do que ocorre no perfil longitudinal do rio Pardo, que as anomalias 1, 2 e 3 estão





Figura 6 - Trecho do ribeirão do Agudo relacionado à anomalia 2. A seta representa o sentido da drenagem.

localizadas na área onde afloram rochas do complexo Varginha-Guaxupé. A anomalia 1 está relacionada a uma falha ou zona de cisalhamento extensional com direção N100° (Figura 4).

Com relação às anomalias 2 e 3, a Figura 7 mostra a mudança na geometria do canal no trecho em questão. Do lado direito da figura o rio Canoas apresenta caráter meandrante, enquanto no lado esquerdo, apresenta-se retilíneo com algumas curvas em ângulos retos. No seu trecho retilíneo, ocorrem rochas intrusivas da suíte São José do Rio Pardo-Divinolandia, constituída de mangeritos máficos onde também ocorrem charnockitos finos e quartzo sienitos, datados de 625 ma que ocorrem em altos estruturais de até 850 m de altitude, intensamente deformadas, limitadas a oeste e a leste pelo Complexo Varginha-Guaxupe, de idade ainda mais antiga (BASEI *et al.*, 1995; JANASI, 1999). Três falhas de empurrão (Figura 4) de direções N116°, N307° e N288° estão associadas a este trecho, portanto, a mudança abrupta na geometria do canal responde à transição entre uma litologia mais antiga (Complexo Varginha-Guaxupé) para uma intrusão mais recente (Suíte São José do Rio Pardo-Divinolândia), associadas a uma série de dobramentos antigos. Observa-se também que os índices SL são muito altos em relação aos outros trechos do rio,

fato este que explica a ocorrência da usina hidrelétrica de Mococa no local.

#### Rio Araraquara

O rio Araraquara nasce entre os municípios de Cássia dos Coqueiros-SP e Santo Antônio da Alegria-SP, na cota de 900 m, para desaguar no rio Pardo após 60 km na cota 520 m, portanto, num desnível de 380 m.

Observa-se que a anomalia 1 existe apenas quando se compara com a reta de regressão usada para todo o curso do rio ( $r^2=0,96$ ). O trecho em questão foi checado usando como base as cartas SRTM da região e imagens do Google Earth, e nenhum indicio de alteração no canal foi encontrado.

Já a anomalia 2 ocorre entre duas falhas normais de direção N25° (Figura 4), localizadas nas formações Serra Geral e Pirambóia. A figura 8A mostra que neste trecho anômalo ocorrem algumas corredeiras e o canal do rio passa a fazer algumas curvas em ângulos praticamente retos, caracterizando um padrão de drenagem retangular numa geometria retilínea orientada pelas falhas. O mesmo ocorre com a anomalia 3, como pode ser observado na figura 8B.



Figura 7 - Trecho do rio Canoas com controle estrutural. Ao lado direito da imagem o canal é meândrico, enquanto ao lado esquerdo o canal é retilíneo (a seta branca indica a direção do fluxo da drenagem e os números correspondem às cotas dos altos estruturais).

#### Rio Cubatão

O rio Cubatão nasce próximo à cidade de Monte Santo de Minas-MG na cota de 1100 m, escoar por 58 km até desaguar no rio Pardo na cota 530 m, num desnível de 570 m entre sua nascente e sua foz.

Neste perfil longitudinal não foram feitas retas de regressão por trechos porque o rio não apresentou nenhuma inflexão ou *nick point* bem definido, como foi o caso dos demais já estudados, mas uma série de pequenos trechos anômalos.

Estes trechos estão relacionados à ocorrência de aproximadamente 60 cachoeiras e corredeiras ao longo do rio, coincidindo com a localização de falhas normais observadas na figura 4. Na anomalia 4 observa-se um nítido nickpoint assim como altos valores de índice SL, é um trecho constituído por uma série de cachoeiras esculpidas na Formação Pirambóia, como as cachoeiras do Mangue, da Serra e do Pastel.

#### Rio Guaxupé

O rio Guaxupé nasce próximo ao município de mesmo nome, na cota de 955 m, percorrendo 58 km até desaguar no rio Pardo na cota 690 m (Figura 5).

Observa-se que a anomalia 1 ocorre apenas se comparada à reta de regressão que considera todo o rio ( $R^2 = 0.96$ ). Consultando cartas SRTM e imagens do Google Earth, não foram encontradas evidências de alterações neste trecho.

Em relação à anomalia 2, ocorre uma mudança na morfologia do canal de meandrante para retilíneo e o padrão de drenagem é em treliça, este trecho está na transição do complexo Varginha Guaxupé para o Granitóide Caconde, onde ocorrem uma série de falhas compressoriais. Além disso, a área apresenta-se soerguida regionalmente devido à ocorrência da Suite Mangerítica de São José do Rio Pardo, responsável pelo alçamento crustal da região e sucessivos cavalgamentos (BASEI *et al.*, 1995).

#### Rio Capivari

O rio Capivari nasce próximo ao município de Ipuína-MG, não muito distante da nascente do próprio rio Pardo, numa cota de 1392 m, percorrendo 56 km até a sua foz na cota 960 m.

Observa-se que o rio nasce em cotas elevadas e tem um desnível entre a nascente e a foz de 420 m. O trecho relativo a anomalia 1 não é significativo em

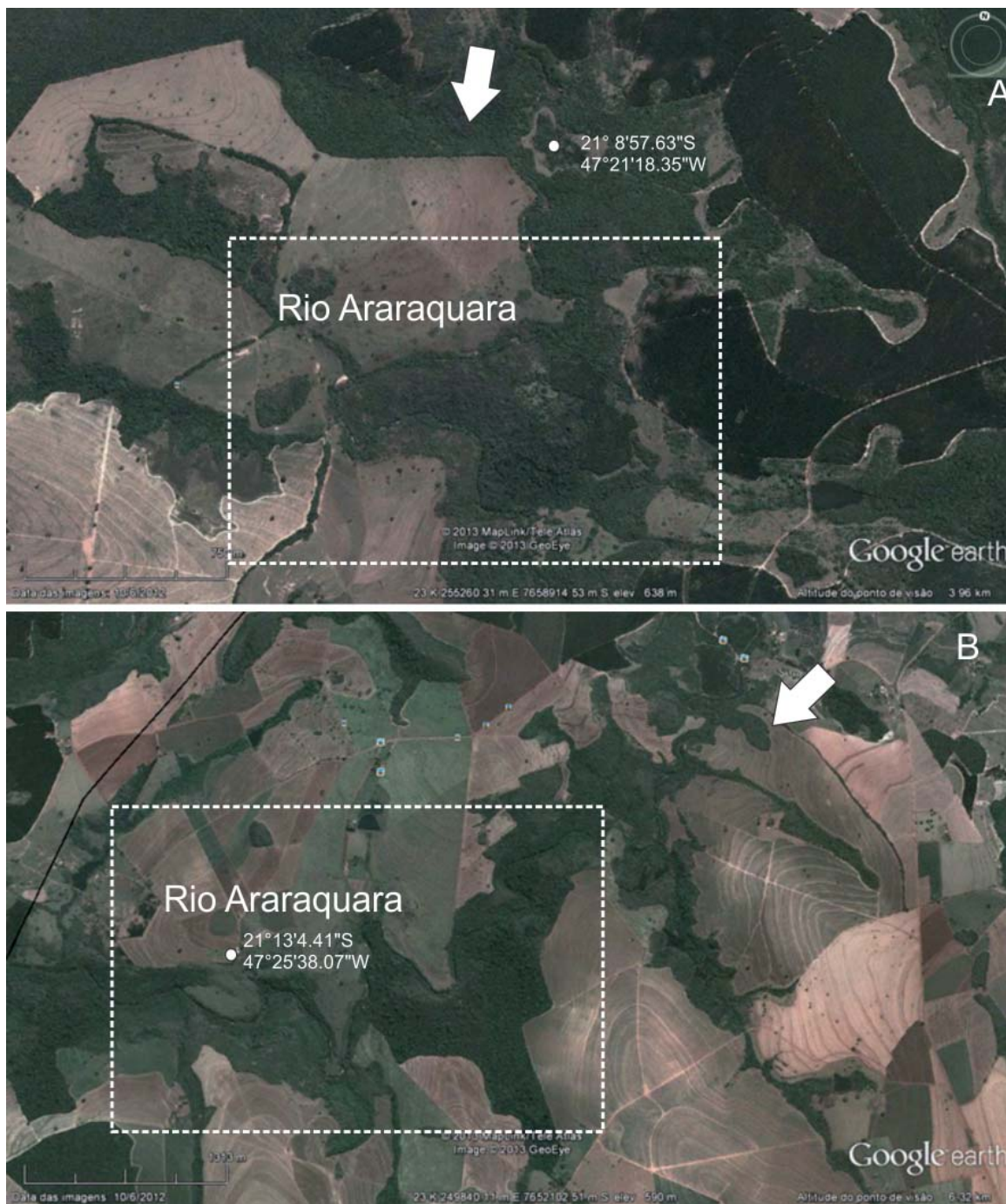


Figura 8 - Trechos do rio Araraquara apresentando controle estrutural. A – Anomalia 2. B – Anomalia 3 (A seta branca indica a direção do fluxo da drenagem).

relação às retas de regressão por trechos ( $R^2= 0,98$  e  $0,97$ ) e, após consulta às cartas SRTM e às imagens do Google Earth, nenhuma evidência de alteração estrutural foi encontrada.

Já na transição entre os domínios Granito Pinhal-Ipuiuna e Complexo Varginha ocorre uma inflexão

no perfil do rio, que passa a ser convexo e apresenta um trecho anômalo em relação às retas de regressão. A presença de cachoeiras coincide com dois picos de altos valores de índices SL (Figura 9), demonstrando que a metodologia foi adequada no sentido de indicar possíveis trechos influenciados por movimentos de soerguimento ou subsidência.

Dois fenômenos são observados neste mesmo trecho (Figura 9). O primeiro consiste no fato de o rio apresenta inúmeros meandros e extensa planície aluvial, morfologia não muito comum considerando-se uma altitude de 1200m e que o rio está erodindo rochas de

elevada resistência.

À jusante deste trecho ocorre o segundo fenômeno (Figura 10), onde há uma mudança na morfologia do canal antes meandrante para retilíneo, onde ocorre uma série de cachoeiras e quedas d'água.



Figura 9 - Caráter meandrante do rio Capivari, na cota de 1200 m (A seta branca indica a direção do fluxo de drenagem).



Figura 10 - Mudança brusca de padrão meandrante para retilíneo no rio Capivari (A seta branca indica a direção do fluxo da drenagem).

*Córrego da Boiada*

O córrego da Boiada nasce próximo ao município de Cássia dos Coqueiros-SP a 1045 m de altitude, percorre 37 km até desaguar no rio Pardo a 530m, entre os municípios de Cajuru-SP e Mococa-SP.

Destaca-se a inflexão no perfil longitudinal identificada na anomalia 1, comparando-se com as duas retas de regressão, assim como o alto índice SL. A anomalia está próxima ao município de Cássia dos Coqueiros-SP, corresponde à cachoeira do Itambé, uma queda d'água de mais de 80 m de altura, esculpida nos basaltos da Formação Serra Geral.

Nota-se que não há estrutura de falhas ou zonas de

cisalhamento próximas a essa anomalia. Observando-se o mapa geológico e a figura 11 é possível identificar um patamar elevado entre as cotas de 1050 e 950 m, correspondente ao limite da Formação Serra Geral em contato com as formações mais antigas do Carbonífero e Permiano (Corumbataí, Tatuí e Aquidauana), que estão num patamar mais abaixo, inferior a 800 m. Esse limite se faz através de uma cuesta basáltica, que também marca a transição da Depressão Periférica Paulista para o Planalto Ocidental Paulista, em termos geomorfológicos, portanto, essa cachoeira não é resultado de uma alteração de ordem tectônica, mas sim da erosão remontante das formações permianas e do Carbonífero Superior da Bacia do Paraná.

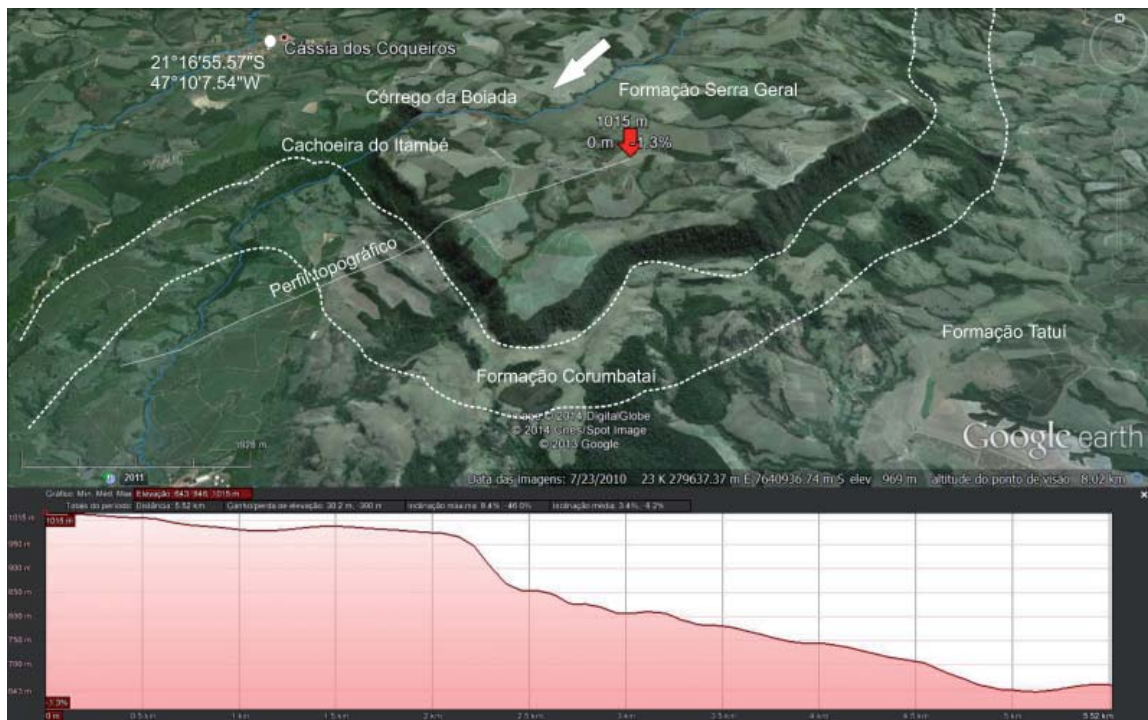


Figura 11 - Área da cachoeira do Itambé no Córrego da Boiada, em detalhe o resalto entre as formações permianas e carboníferas (abaixo de 850 m) e a Formação Serra Geral (1000 m). A seta branca indica a direção do fluxo da drenagem.

*Rio Tamanduá, Rio Velho e Ribeirão das Palmeiras*

Estes rios foram agrupados nesta seção porque são todos afluentes da margem esquerda, enquanto os anteriores são afluentes da margem direita. Além disso, os três perfis não apresentaram anomalias no perfil longitudinal, ou seja, os desvios em relação à curva de regressão não foram superiores a 10m, o que indica

um período de certa estabilidade estrutural nestes rios.

Aqueles rios localizados na margem esquerda do rio Pardo e fora do setor cristalino da bacia apresentaram, de maneira geral, maior estabilidade estrutural que aquelas drenagens que ocorrem no lado direito do rio principal. O item a seguir explica melhor a distribuição regional dessas informações através dos índices SL.

**SL - Stream Gradient Index**

Conforme explicado na metodologia do trabalho, o índice SL foi calculado primeiro para as 50 maiores drenagens como um todo (Figura 4), e depois por segmentos.

*SL- Drenagens*

Este índice foi calculado para que pudesse ser feita uma comparação entre os valores aqui encontrados e aqueles oriundos de outros trabalhos. Além disso, os índices também permitiram uma comparação qualitativa dos valores dividindo as drenagens entre margem esquerda e margem direita (Figura 12).

Observa-se que há uma tendência de uma maior distribuição de índices SL acima da média (linha tracejada) da bacia na margem direita do rio Pardo, justamente onde se encontra a grande maioria das feições de falhas e lineamentos da bacia (Figura 4).

Nota-se que na margem esquerda ocorrem dois pontos discrepantes com valores maiores que os demais, correspondentes aos rios da Fartura e do Peixe. Estes rios estão no setor cristalino da bacia (Figura 13), que geralmente possui maiores valores por estar influenciado pela ocorrência de quedas d'água e corredeiras, ou seja, as drenagens escoam seguindo a orientação das falhas da região e as abruptas variações topográficas.

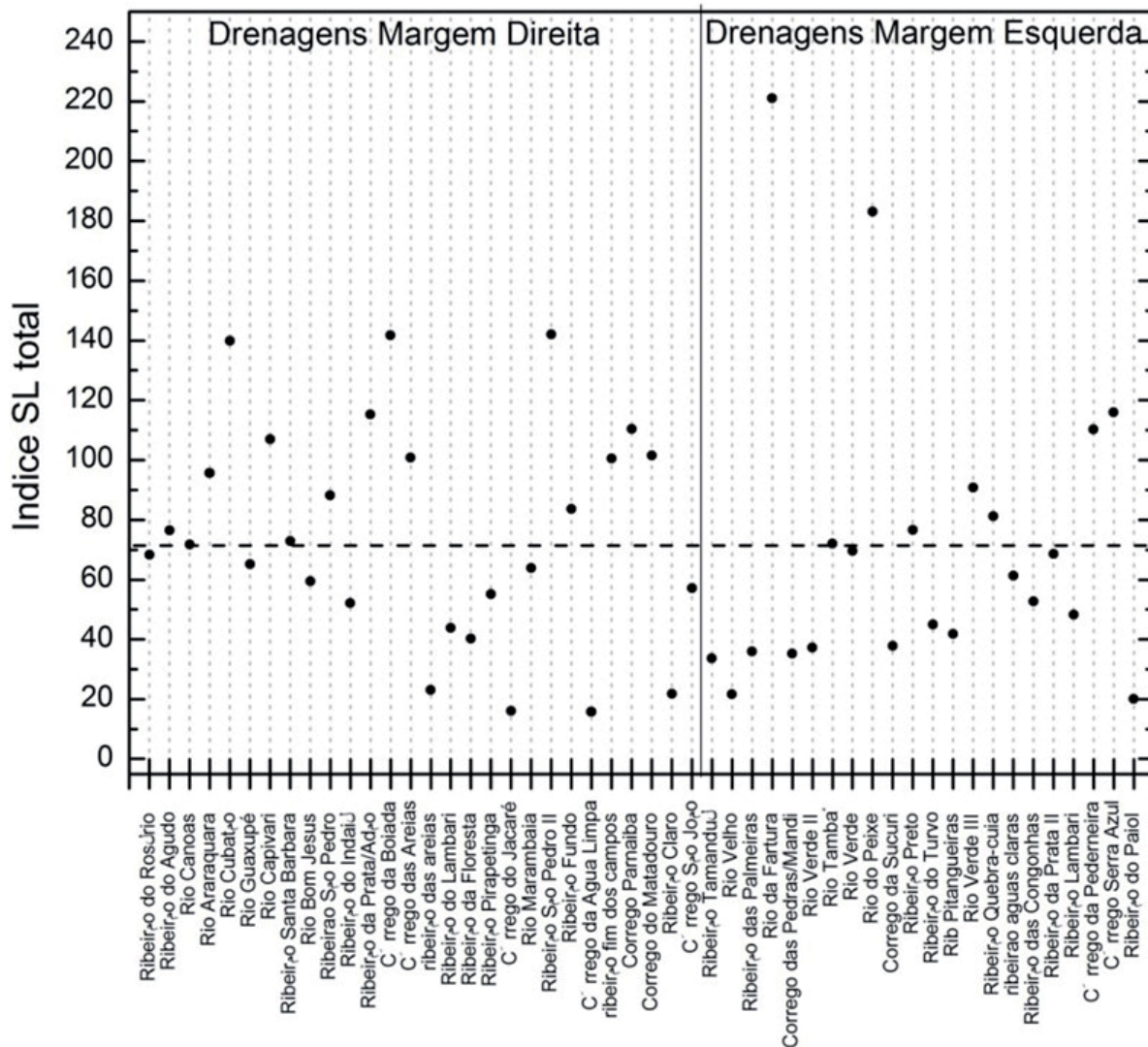


Figura 12 - Índices SL dos 50 maiores tributários do rio Pardo.

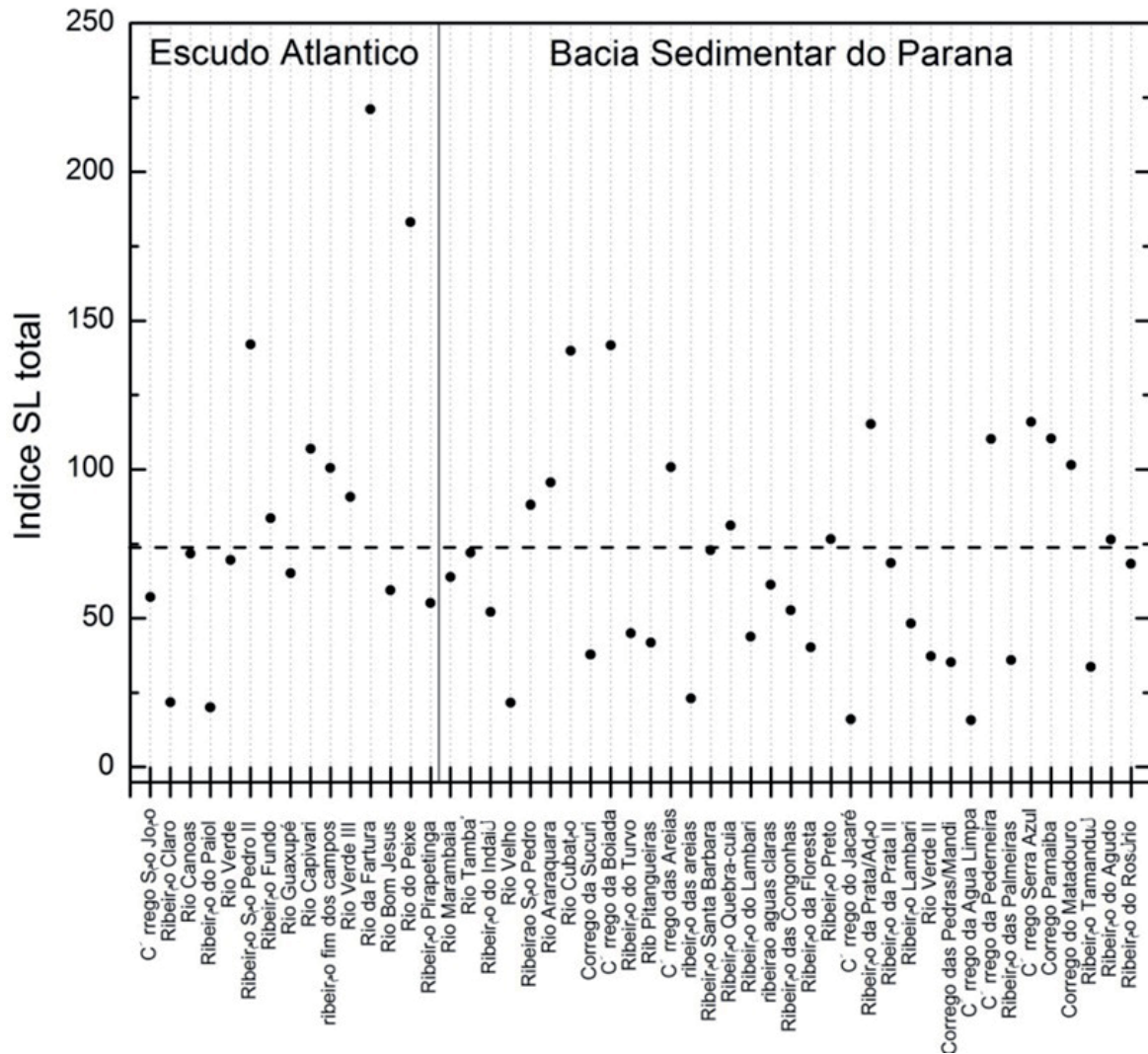


Figura 13 - Índices SL dos 50 maiores tributários separados por setor da Bacia.

Entre as 50 maiores drenagens, 34 nascem na bacia sedimentar do Paraná, das quais 13 estão acima do valor médio de SL para a bacia (73). Dentre elas, 9 estão localizadas na margem direita.

Os dados mostram que os maiores índices têm uma tendência a se distribuírem nas drenagens que percorrem o escudo atlântico (provincia Tocantins), no entanto, foi encontrada uma correlação mais significativa entre os altos valores e aquelas drenagens posicionadas na margem direita do rio Pardo, corroborando com os dados sobre os perfis longitudinais apresentados anteriormente.

#### SL- Segmentos de drenagem

Conforme apresentado na metodologia, nesta seção apresentamos o mapa com os valores do índice

SL por segmento de drenagem e interpolados segundo o método da krigagem ordinária (Figura 14).

Observa-se que os pontos com maiores índices estão localizados na porção sul da bacia. Foram destacados quatro trechos com índices elevados em relação ao padrão encontrado.

O primeiro setor (A) ocorre próximo a nascente e ao município de Caldas-MG, incluindo a sub-bacia do rio Capivari, no planalto São Pedro de Caldas. Neste setor as principais anomalias encontradas foram corredeiras e inflexões de perfil longitudinal seguidas de trechos com intenso meandramento, o que não é comum nessa cota (aproximadamente 1300 m) principalmente se considerarmos que o embasamento neste trecho é composto por rochas cristalinas (Granito Pinhal-Ipuiuna e Complexo Varginha-Guaxupé).

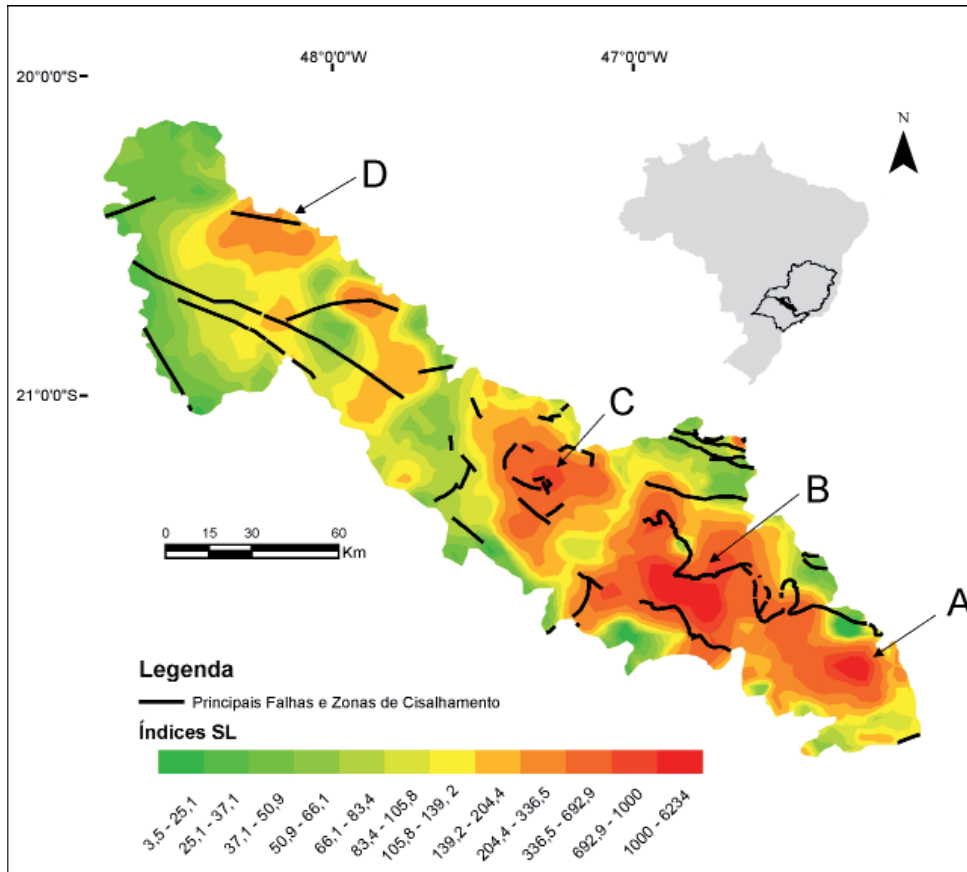


Figura 14 - Mapa de índices SL para toda a bacia.

O setor (B) está localizado entre as cidades de São José do Rio Pardo-SP, São Sebastião da Gramma-SP e Divinolândia-SP. Neste trecho ocorrem as drenagens do rio Peixe e rio da Fartura, que tiveram os maiores índices SL entre todos os afluentes do rio Pardo. Neste trecho ocorrem algumas usinas hidrelétricas que provavelmente influenciaram ainda mais os índices, já que a existência de tais usinas por si só já indicaria que as drenagens neste setor possuem quedas d'água e mudanças de nível de base acentuadas importantes para o aproveitamento hidráulico, como por exemplo, a cachoeira do Nasser, localizada em São José do Rio Pardo-SP (Rio Fartura).

O setor (C) está localizado entre os municípios de Cajuru-SP e Cássia dos Coqueiros-SP. Neste trecho ocorrem as drenagens do rio Cubatão, rio Araraquara e Córrego da Boiada. A análise dos perfis longitudinais destes rios revelou uma série de anomalias e inflexões, as principais feições encontradas foram a existência de cachoeiras, entre elas a do Itambé no córrego da Boiada, que conta com um desnível vertical de 80 m de altura e curvas em ângulos bastante acentuados.

O setor anômalo (D) está localizado próximo ao município de Guaira-SP e Barretos-SP e está relacionado a uma falha inferida (Figura 4) que corta o ribeirão do Rosário, maior drenagem mapeada. Segundo o mapa geológico do estado de São Paulo (Geobank-DNPM), a falha possui direção N280°. Pela análise do perfil longitudinal do rio, observou-se que este trecho está acima da linha de regressão proposta e ocorrem algumas mudanças bruscas de nível de base seguidas de formação de algumas corredeiras.

**Discussão**

*Densidade de drenagem (dd), perfis longitudinais e índices SL*

Com relação à densidade de drenagem, na porção sul da bacia onde afloram rochas de alto grau de metamorfismo do embasamento cristalino que bordejam a faixa Rio Grande, os maiores índices estão relacionados tanto à menor declividade, quanto à maior resistência à erosão das rochas assim como aos principais falhamentos antigos (Figura 4).



Tais falhamentos estão associados a zonas de cisalhamento compressionais da província Tocantins e Mantiqueira, com direção N-S, E-W (zonas de cisalhamento de Ouro Fino), WSW-ENE, SW-NE e NW-SE, conforme outros autores também já verificaram (MELO, 1993; HIRUMA E PONÇANO, 1994). Há correlação entre os altos valores de DD (Figura 3) com as principais falhas na direção E-W, NW-SE e SW-NE (Figura 4), e às descontinuidades geradas, caso do rio Capivari, ribeirão dos Campos, rio Bom Jesus, rio do Peixe, rio Marambaia, rio Guaxupé, ribeirão Pirapetinga entre outros.

Na área da bacia sedimentar do Paraná, os valores de DD diminuem em função da menor declividade e pela maior taxa de infiltração tanto nas rochas quanto nos solos, conseqüentemente, solos mais profundos com maior capacidade de drenagem promovem maior escoamento subsuperficial, o que reduz a DD gradativamente até a foz.

Os perfis longitudinais confirmaram que a bacia do rio Pardo sofreu uma série de falhamentos que remontam aos antigos sistemas do ciclo Brasileiro e da abertura do Oceano Atlântico no Cretáceo Superior. Embora nem todas as formas convexas ou setores que apresentaram *nickpoints* possam ser diretamente relacionados a ajustamentos no perfil longitudinal devido à tectônica (PHILLIPS e LUTZ, 2008), no caso específico deste trabalho, foi detectada uma série de anomalias relacionadas a este fator na província Tocantins (ALMEIDA *et al.*, 1977, DELGADO *et al.*, 2003).

Portanto, a complexa configuração entre as províncias estruturais e relevo resultante deve ser entendida à luz da história geológica desde o início do Neoproterozoico até a formação do supercontinente Gondwana.

As anomalias estão relacionadas às antigas falhas relacionadas ao ciclo Brasileiro II (640-600 Ma), como consequência de uma série de colisões de elevada reciclagem de material crustal e reduzida acreção juvenil, representada principalmente pelo Arco Magmático de Socorro-Guaxupé (DELGADO *et al.*, 2003). A Nappe Socorro-Guaxupé consiste em uma pilha de nappes deslocadas para NE, onde ocorre uma série de falhas transcorrentes posteriores aos deslocamentos principais (CAMPOS NETO E CABY, 2000). Nos granulitos basais ocorre como foliação principal estrutura plano-linear a lineações minerais e de estiramento com baixo ângulo de caimento para W-SW. Segundo Campos Neto

e Cabby (2000), os granulitos apresentam condições metamórficas de alta pressão-temperatura, atingindo temperaturas de 850°C e 14 kb de pressão, Basei *et al.* (1995) obtiveram em charnockito gnáissico da região de Muzambinho-MG idades U-Pb em zircão de 643 ± 12 Ma, interpretada como idade máxima para o metamorfismo. As anomalias de drenagem encontradas no rio Canoas, Guaxupé, Capivari e nos trechos próximos à nascente do rio Pardo têm a sua gênese relacionada a este período.

Após longo processo de resfriamento e estabilização do Gondwana, o período Triássico marca a reativação da atividade na placa Sul-Americana, indicada pela falha de Ouro Fino-Jacutinga (HACKSPACHER *et al.*, 2007), assim como o extenso vulcanismo basáltico associado à Formação Serra Geral.

Tal reativação, relacionada ao soergimento dos maciços da Serra do Mar e Mantiqueira, também marca a abertura do Oceano Atlântico, estes eventos foram registrados através da análise de traços de fissão em apatitas por Tello Saenz *et al.* (2003), onde foi atribuída idade cretácea. Ressalta-se que muitas das anomalias encontradas nos perfis longitudinais dos rios Canoas, Capivari, Guaxupé e Pardo, geradas em função de falhamentos antigos, podem ter sido reativadas durante estes eventos.

No Cretáceo Superior/Inferior a plataforma Sul-americana passou por processos de soergimento e aquecimento da crosta associados a uma série de eventos tectônicos e erosão (HACKSPACHER *et al.*, 2007), relacionada ao soergimento do maciço de Poços de Caldas, Ipanema e ao alinhamento magmático de Cabo Frio (ALMEIDA *et al.*, 1991). Tais eventos tectônicos estão relacionados com anomalias encontradas nos rios: Pardo, Ribeirão do Rosário, Ribeirão do Agudo, Rio Araraquara e Rio Cubatão. Nota-se que a direção das falhas e zonas de cisalhamento identificadas no mapa da Figura 4 coincide com as direções NE-SW e NW-SE encontradas por outros autores (MELO *et al.*, 1983; LIPSKI, 2002).

No fim do Cretáceo e início do Paleoceno, Hackspacher *et al.* (2007) demonstraram que existiram períodos de aquecimento e resfriamento da crosta, ainda em decorrência da reativação da placa Sulamericana com processos de soergimento e denudação no pós-cretáceo, responsáveis pelo recuo erosivo da Serra do Mar.

Nesse sentido, os depósitos em leques aluviais da

Formação Itaqueri que ocorrem nas Serras de Itaqueri, São Carlos, Cuzcuzeiro e São Pedro, são exemplo do tectonismo que ocorreu após o preenchimento sedimentar da Bacia Bauru. A silicificação dos arenitos que compõe a Formação Itaqueri associado ao hidrotermalismo é resultado da intrusão de rochas alcalinas ao longo da bacia do Paraná, as estruturas rúpteis geradas indicam deformações neotectônicas geradas ao longo dos eixos estruturais Tietê, São Carlos-Leme, Moji Guaçu, com direção NW-SE (RICCOMINI, 1997 ab; LADEIRA E SANTOS, 2005).

Os perfis longitudinais dos rios Córrego da Boiada, com cachoeiras de até 100 m de desnível vertical devido ao recuo diferencial das cuestas basálticas, e o ribeirão do Rosário, com seus vários trechos anômalos que se iniciam com a Formação Itaqueri, são os principais representantes dos eventos ligados ao período pós-cretáceo.

No período Quaternário, não foram encontradas evidências de ordem tectônica como terraços encaixados ou discordância entre horizontes ou entre depósitos aluviais recentes. As anomalias de drenagem não são encontradas nos pacotes sedimentares quaternários.

Como exemplo, se observarmos o mapa com os valores dos índices SL, chega-se a conclusão que os valores mais altos estão relacionados a contatos entre rochas, caso da transição entre as rochas do planalto atlântico e as da bacia do Paraná, e, mais representativamente, às principais falhas e alinhamentos estruturais da bacia.

Comparados a outros trabalhos realizados no Brasil que aplicaram os mesmos índices, caso de Guedes *et al.* (2009) (bacia do rio Santo Anastácio), Etchebehere *et al.* (2004; 2006) (vale do rio do Peixe), os valores aqui encontrados para a bacia do rio Pardo foram quase sempre muito superiores, indicando que a bacia ainda se encontra em desequilíbrio. Tratando-se apenas de valores de SL, os aqui encontrados são mais correlacionáveis aos altos valores trabalhados por Penna *et al.* (2009) e Font *et al.* (2010), que trabalharam na região de Granada (Espanha) e na região norte da França, respectivamente.

As drenagens localizadas na margem direita do rio Pardo são aquelas que possuem os maiores índices de SL, enquanto que, quando se compara a distribuição dos índices entre as drenagens do setor da Bacia do Paraná e aquelas do Escudo Atlântico, uma correlação pouco significativa foi encontrada (Figuras 12 e 13), ou seja,

o fator litológico tem um peso menor do que o fator estrutural, a distribuição de falhas e lineamentos explica melhor a distribuição dos valores anômalos de SL.

As anomalias A e B estão ligadas a movimentos tectônicos antigos no fim do ciclo brasileiro, pois estão relacionadas a falhas e zonas de cisalhamento compressional oriundas ainda da província Tocantins. Ambas as anomalias estão localizadas em rochas do embasamento Neoproterozoico, respectivamente Complexo Varginha-Guaxupé e o granito São José do Rio Pardo-Divinolândia, relacionado ao orógeno Socorro-Guaxupé.

As anomalias C e D provavelmente estão ligadas a acomodações mais recentes. A anomalia C está cercada por um conjunto de falhas normais relacionadas à abertura do atlântico e à consequente reativação da placa Sul Americana, em resposta à intensa atividade vulcânica que tem sua expressão máxima na intrusão de rochas básicas de Poços de Caldas-MG. A anomalia D ocorre próxima a uma falha inferida, podendo estar associada a algum ajuste mais recente. No entanto, há poucas evidências de depósitos aluviais ou falhas recentes neste trecho que comprovem uma atividade neotectônica quaternária mais efetiva, como Giaconia *et al.* (2012), Latrubesse e Franzinelli (2002) e Latrubesse e Kalicki (2002) encontraram trabalhando em terraços da Espanha, rio Solimões e rio Purus, respectivamente.

## Considerações Finais

Conclui-se que a metodologia foi adequada para identificar que as anomalias encontradas nas análises morfométricas são de origens distintas associadas a dois momentos: movimentos tectônicos antigos do fim do ciclo brasileiro, relacionados a falhas e zonas de cisalhamento compressional na província Tocantins e a movimentos tectônicos mais recentes, relacionados a um conjunto de falhas normais oriundos da abertura do Atlântico e consequente reativação da placa Sul Americana.

As anomalias mais antigas relacionadas ao fim do ciclo brasileiro (640-600 Ma) são observadas nos perfis longitudinais do rio Canoas, Guaxupé, Capivari e trechos mais próximos à nascente do rio Pardo. No rio Canoas, as anomalias 2 e 3 estão relacionadas a um sistema de falhas inversas com orientação N307° e N116° nas rochas do complexo Varginha-Guaxupé. No rio Guaxupé a anomalia 1 está relacionada à falhas

normais com orientação N100° nas rochas do complexo Varginha-Guaxupé, enquanto a anomalia 2 ocorre em função de falhas inversas associadas ao granito Caconde e a suíte mangerítica dos granitóides do orógeno Socorro-Guaxupé. No rio Capivari a anomalia 1 representa a transição entre o granito Pinhal-Ipuina e as rochas do Complexo Varginha-Guaxupé, já a anomalia 2 representa uma drástica mudança na morfologia do canal de retilínea para meandrante seguida de uma série de cachoeiras. Embora não haja nenhum sistema de falhas mapeado na região, provavelmente tais alterações têm motivação tectônica. A reativação da plataforma Sul-Americana no Mesozóico reativou antigas falhas neoproterozóicas, gerou uma série de novas feições tectônicas no Cretáceo inferior com os espessos derrames de basalto e diques de diabásio da Formação Serra Geral, mas também foi responsável por um conjunto de feições no Cretáceo superior, caso do soerguimento do maciço de Poços de Caldas, Serra do Mar e Mantiqueira, Ipanema e o alinhamento de Cabo Frio (ALMEIDA *et al.*, 1991). Tais eventos tectônicos também tiveram expressão nas anomalias encontradas nos perfis longitudinais e índices SL das drenagens do ribeirão do Rosário, ribeirão do Agudo, córrego da Boiada, rio Araraquara e rio Cubatão, geralmente associadas a falhas normais no sentido NE-SW e NW-SE na formação Serra Geral. No período Quaternário, não foram encontradas evidências de ordem tectônica como terraços encaixados ou discordância entre horizontes ou entre depósitos aluviais recentes. As anomalias de drenagem não são encontradas nos pacotes sedimentares quaternários.

Quanto aos índices SL da bacia, houve pouca correlação entre a distribuição dos índices que ocorrem em drenagens na Bacia do Paraná e aqueles da província Tocantins, ou seja, o fator estrutural através da distribuição de falhas e lineamentos é mais significativo do que o fator litológico. Os maiores índices encontram-se nos setores próximos à nascente do rio Pardo (A e B), domínio da província Tocantins, intimamente ligados a Nappe Socorro-Guaxupé. A anomalia C está ligada à reativação da plataforma Sul-Americana, representada por falhamentos relacionados à formação Serra Geral, enquanto a região anômala D é marcada por uma série de falhas inferidas, o que pode sugerir acomodações mais recentes, no entanto, se fazem necessários estudos estruturais mais específicos naquela região.

## **Agradecimentos**

À Fundação de Amparo à pesquisa do estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio concedido através de bolsa no Exterior (Processo número: 2012/04094-7). Ao prof. Edgardo M. Latrubesse do departamento de Geografia da Universidade do Texas em Austin (EUA), pelas contribuições e pelo apoio dado ao estágio no exterior do primeiro autor.

Ao CNPq pela Bolsa Produtividade em Pesquisa do segundo autor (processo 307465/2012-8).

## **Referências Bibliográficas**

- ALMEIDA, F.F.M., HASUY, Y., BRITO NEVES, B.B & FUCK, R.A. As províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, **Anais**, p. 363-391, 1977.
- ALMEIDA, F.F.M. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *In*: **Simpósio de Geologia do Sudeste**, 2, São Paulo: SBG/NSP-RJ, p. 423-428, 1991.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. A metodologia urânio chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v.67, n.2, p.221-237, 1995.
- CAMPOS NETO, M.C., CABY, R. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. **Tectonics**, vol. 19, nº4, p. 669-687, 2000.
- DELGADO, I.M, SOUZA, J.D., SILVA, L.C., FILHO, N.C.S., SANTOS, R.A., PEDREIRA, A.J., GUIMARÃES, J.T., ANGELIM, A.A., VASCONCELOS, A.M., GOMES, I.P., FILHO, J.V.L., VALENTE, C.V., PERROTTA, M.M., HEINECK, C.A. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In*: BIZZI, L.A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R.M.; GONÇALVES, J.H. (Coords.). **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: Textos, mapas e SIG**, Brasília: CPRM (Programa Levantamento de Recursos Minerais do Brasil), p.227-334, 2003.
- DOORNKAMP, J.C. Geomorphological approaches to the study of neotectonics. **Journal of the Geological Society**, v. 143, p. 335-342, 1986.
- DUNNE, T. & MERTES, L.A.K. Rivers of South America, *In*: VEBLE, T., YOUNG, K., ORME, A.R. **The Physical Geography of South America**. Oxford University Press, p. 76-90, 2007.

- ETCHEBEHERE, M.L.; SAAD, A.R.; FÚLFARO, V.J.; PERINOTTO, J.A.J. Aplicação do Índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do rio Peixe (SP) para Detecção de Deformações Neotectônicas. **Geociências (São Paulo) Série Científica**, v4, n.2, p-43-56, 2004.
- ETCHEBEHERE, M. L. C. ; SAAD, A. R. ; SANTONI, G. C. ; CASADO, F. C. ; FULFARO, V. J. Detecção de prováveis deformações neotectônicas no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista mediante aplicação de índices RDE (Relação Declividade-Extensão) em segmentos de drenagem. **Geociências (São Paulo)**, v. 25, p. 271-289, 2006.
- FONT, M.; AMORESE D.; LAGARDE J.L. DEM and GIS analysis of the stream gradient index to evaluate effects of tectonics: The Normandy intraplate area (NW France). **Geomorphology**, v.119, n.3-4, p.172-180, 2010.
- GIACONIA, F., BOOTH-REA, G., MARTÍNEZ-MARTÍNEZ, J.M., AZAÑÓN, PÉREZ-PEÑA, J.V., PÉREZ-ROMERO, J., VILLEGAS, I. Geomorphic evidence of active tectonics in the Sierra Alhambra (eastern Betics, SE Spain). **Geomorphology**, 145-146, p.90-106, 2012.
- GUEDES, I.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C; MORALES, N; STEVAUX J. C.; SANTONI, G. C.; Análise morfotectônica da bacia do rio Santo Anastácio, SP, através de parâmetros fluviomorfométricos e de registros paleossísmicos. **Revista Geociências**, v.28, n.4, p.345-362, 2009.
- GUEDES, I.C.; SANTONI, G.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; STEVAUX, J.C.; MORALES, N.; SAAD, A.R. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia do rio Santo Anastácio (SP) para detecção de possíveis deformações neotectônicas. **Revista da Universidade de Guarulhos, Geociências**, v. 5, n. 1, p. 75-102, 2006.
- HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. **Journal of Research of the United States Geological Survey**, v.1, n.4, p. 421-429, 1973.
- HACKSPACHER, P.C., GODOY, D.F., RIBEIRO, L.F.B., HADLER-NETO, J.C., FRANCO, A.O.B. Modelagem térmica e geomorfologia da borda sul do Cráton do São Francisco: termocronologia por traços de fissão em apatita. **Revista Brasileira de Geociências**, 37 (4 – suplemento), p. 76-86, 2007.
- HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro, **Anais, Boletim** 11, p. 1-31, 1990.
- HAYAKAWA, E.H.; ROSSETTI, D.F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v.13, n. 4, p. 401-418, 2012.
- HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfopedológicos na área do alto rio Pardo, SP e MG. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 15, n. 1/2, p. 49-57, 1994.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins Hydrophysical approach to quantitative morphology: **Geological Society of America Bulletin**, v. 56, p. 275-370, 1945.
- JANASI, V. A. Petrogenesis and tectonic setting of the neoproterozoic Capituva K-syenitic massif, SW Minas Gerais, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**. 23 (2): p.129-138, 1993.
- JANASI, V.A. **Petrogênese de granitos crustais na Nappe de Empurrão Socorro-Guaxupé (SP-MG): uma contribuição da geoquímica elemental e isotópica**. Tese de livre docência. USP, 1999. 316p.
- LATRUBESSE, E.; FRANZINELLI, E. The Holocene alluvial plain of the Middle Amazon River, Brazil. **Geomorphology**, v. 44, n. 3-4, p. 241-257, 2002.
- LATRUBESSE, E; KALICKI, T. Late Quaternary Paleohydrology of the Purus river, Amazon, Brazil. **Zeitschrift Fur Geomorphologie**, v. 129, p. 41-59, 2002.
- LATRUBESSE, E.; RANCY, A. Neotectonic influence on tropical rivers of southwestern Amazon during the late Quaternary: the Moa na Ipixuna river basins, Brazil. **Quaternary International**, v. 72, p. 67-72, 2000.
- LATRUBESSE, E.; STEVAUX, J.C.; SINHA, R. Tropical Rivers. **Geomorphology**, v. 70, p.137-206, 2005.
- LADEIRA, F.S.B & SANTOS, M. O uso de paleossolos e perfis de alteração para a identificação e análise de superfícies geomórficas regionais: o caso da Serra de Itaqueri (SP). **Revista Brasileira de Geomorfologia**, nº2, p. 3-20, 2005.
- LEE, C. S.; TSAI, L.L. A quantitative analysis for geomorphic indices of longitudinal river profile: a case study of the Choushui River, Central Taiwan. **Environmental Earth Sciences**, v.59, n. 7, p.1549-1558, 2010.
- LIPSKI, M. **Tectonismo Cenozóico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais**. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, 2002, 171p.
- McKEOWN, F. A., JONES-CECIL, M., ASKEW, B.L.K., McGRATH, M.B. Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains region. **U. S.**

- Geological Survey Bulletin**, n. 1807, p. 1-39, 1988.
- MELO, M.S. de; STEIN, D.P.; PONÇANO, W.L.; BISTRICHI, C.A. Neotectônica da área do alto rio Pardo (SP e MG). **Revista do Instituto Geológico**, v.14, n.2, p. 27-38, 1993.
- MONTEIRO, K.A.; MISSURA, R.; CORREA, A.C.B. Application of the hack index or stream length-gradient index (SL INDEX) to the Trachunhaém river watershed, Pernambuco, Brazil. **Geociências – Unesp**, v. 29, n.4, p. 533-539, 2010.
- NETO, M.da.C., CABY, R. Terrace accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: Petrologic and structural constraints. **Tectonics**, v. 19, n° 4, p. 669-687, 2000.
- PÉREZ-PENA, J.V., AZANON, J.M., AZOR, A., DELGADO, J. GONZÁLEZ-LODEIRO, F. Spatial Analysis of Stream Power Using GIS: SLk Anomaly Maps. **Earth Surface process landforms**, 34, p.16-25, 2009.
- PHILLIPS, J.D., LUTZ, J.D. Profile convexities in bedrock and alluvial streams. **Geomorphology**, 102, p. 554-566, 2008.
- RICCOMINI, C. Considerações sobre a posição estratigráfica e tectonismo deformador da formação Itaqueri na porção centro-leste do estado de São Paulo. **Revista do Instituto Geológico São Paulo**, 18 (1/2), p. 41-48, 1997.
- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da bacia Bauru no estado de São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, 27(2), p. 153-162, 1997.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Revista Brasileira de Geociências**, v.1, p. 1-15, 1993.
- SAADI, A.; MACHETTE, M.N.; HALLER, K.M.; DART, R.L.; BRADLEY, L.; SOUZA, A.M.P.D de Souza. **Map and Database of Quaternary Faults and Lineaments in Brazil**. U.S. Geological Survey, 2000, 59p.
- SHEPHERD, R.G. Regression analysis of river profile. **Journal of Geology**, v.93, n.3 p.377–384, 1985.
- SILVA, A.B. **Sistemas de Informações Geo-referenciadas: conceitos e fundamentos**. Campinas: Unicamp, 1999. 236p.
- WHIPPLE, K.X., WOBUS, C., KROSBY, B., KIRBY, E., SHEEHAN, D., 2007. New Tools for Quantitative Geomorphology: Extraction and Interpretation of Stream Profiles from Digital Topographic Data. **GSA Short Course: #506**. Disponível em: [http://geomorphtools.org/Tools/StPro/Tutorials/StPro\\_UserGuidees\\_Final.pdf](http://geomorphtools.org/Tools/StPro/Tutorials/StPro_UserGuidees_Final.pdf).
- TELLO SAENS, C.A., HACKSPACHER, P.C., HADLER, N.J.C., IUNES, P.J., GUEDES, O.S., PAULO, S.R., RIBEIRO, L.F.B. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene Activities, through AFTA, in Precambrian Areas of the Southeast Brazil: Association with the South Atlantic ocean opening. **Journal of South American Earth Sciences**, 15: p. 765-774, 2003.
- ZANCOPÉ, M.H.C. **Análise Morfodinâmica do Rio Mogi Guaçu**. Campinas-SP: Unicamp, 2008. Tese de Doutorado – Programa de Pós Graduação em Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2008. 111p.