

ANÁLISE MORFOTECTÔNICA DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO AGUAPEÍ, PLANALTO OCIDENTAL PAULISTA, MEDIANTE FLUVIOMORFOMETRIA E FOTOINTERPRETAÇÃO

Daniela Rocha PORTO¹; Priscila da Silva PELLEGRINI²; Mario Lincoln ETCHEBEHERE^{3;5}; Antonio Roberto SAAD⁴

(1,2,3,5) Bolsista do Programa de Iniciação Científica da Universidade Guarulhos (PIBIC-UnG), Bolsista do Programa de Iniciação Científica do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – PIBIC-CNPq (cota UnG), Programa de Mestrado em Análise Geoambiental da Universidade Guarulhos (MAG-UnG) / Universidade Guarulhos – UnG / Praça Tereza Cristina, 01 – Centro / Guarulhos, São Paulo.

CEP: 07023-070 / Endereços eletrônicos: (danirochamr@gmail.com); (priscila.pellegrini@edu.ung.br) ; (mlincoln@rc.unesp.br)

(4) Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq / Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho – UNESP / Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE / Departamento de Geologia Aplicada / Av. 24-A, 1515 – Bela Vista, Rio Claro, São Paulo

CEP: 13506-900. Endereço eletrônico: (asaad@prof.ung.br)

Introdução

Localização da Bacia Hidrográfica Estudada

Contextos Geológico e Geomorfológico da Área de Estudo

Métodos e Procedimentos

Perfis longitudinais de drenagem

Índices RDE

Cotejamento com a paisagem fisiográfica

Resultados Obtidos e Discussão

Considerações Finais

Agradecimentos

Referências

RESUMO: Mediante estudo de perfis longitudinais de drenagens e índices RDE - Relação Declividade vs. Extensão) e de interpretação de imagens SRTM, executou-se uma análise morfotectônica no vale do rio Aguapeí. Esta bacia apresenta um substrato constituído por basaltos da Formação Serra Geral, rochas siliciclásticas cretáceas das formações Santo Anastácio, Adamantina e Marília, sedimentos quaternários (depósitos aluviais, colúvios e regolitos espessos). As medidas foram efetuadas das drenagens com extensão superior a 10 km, tendo como base topográfica as folhas plani-altimétricas em escala 1:50.000, editadas pelo IGG (Instituto Geográfico e Geológico) e IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). Os dados mensurados foram tratados sob a forma de gráficos de coordenadas cartesianas, com o perfil longitudinal de cada drenagem, a distribuição dos índices RDE e o acréscimo de informações geológicas. A interpretação de imagens de satélite SRTM buscou delimitar áreas com solos mais espessos e depósitos aluviais mais expressivos (normalmente característicos de blocos estruturais subsidentes) e das áreas mais dissecadas pela erosão (vinculadas a blocos estruturais em ascensão). A interpretação das imagens de satélite incluiu a extração de lineamentos, que podem indicar limites de blocos estruturais. O principal resultado do trabalho consta do delineamento dos principais setores morfotectônicos diferenciados, controlados pela neotectônica.

Palavras-chave: rio Aguapeí; morfometria fluvial; neotectônica; Planalto Ocidental Paulista.

ABSTRACT: This paper presents morphotectonic evaluation survey of the Aguapeí river valley, by applying stream longitudinal profile and RDE index - Slope vs. River length relationship analysis plus SRTM image interpretation. Cretaceous rocks and Quaternary sediments perform the geologic substrate, encompassing basalts of the Serra Geral Formation and siliciclastic rocks of the Santo Anastácio, Adamantina, and Marília formations. Quaternary is represented by alluvial floodplains and terraces, by colluvium aprons e, locally, by thick regoliths preserved from erosion vanishing. The stream morphometric measurements were performed on topographic sheets at 1:50,000 scale, edited by IGG (Geographical and Geological Survey) and IBGE (Brazilian Institute of Geography and Statistics). The acquired data were processed to generate Cartesian coordinates graphs, with representation of the longitudinal profile as well as the RDE indexes of each stream. SRTM images were studied with Global Mapper assistance with three main purposes, as follows: to define thicker regolith areas, to delimit the more expressive alluvial deposits and, finally, to obtain the chief lineament traces, whose swarms might represent structural block boundaries. The main results include a delineation of morphostructural zones, whose tectonic behaviors are supposed to be ruled by Neotectonics.

Key-words: Aguapeí River; stream morphometry; Neotectonics; Western São Paulo State Plateau.

INTRODUÇÃO

Análises de cunho fluviomorfométrico em diferentes contextos geológicos e geomorfológicos já são conhecidas na literatura há bastante tempo, incluindo trabalhos

conduzidos no território brasileiro (e.g., VOLKOV *et al.*, 1967; BJORNBERG, 1969a,b; HACK, 1973; BURNETT & SCHUMM, 1983; BJORNBERG, 1992;

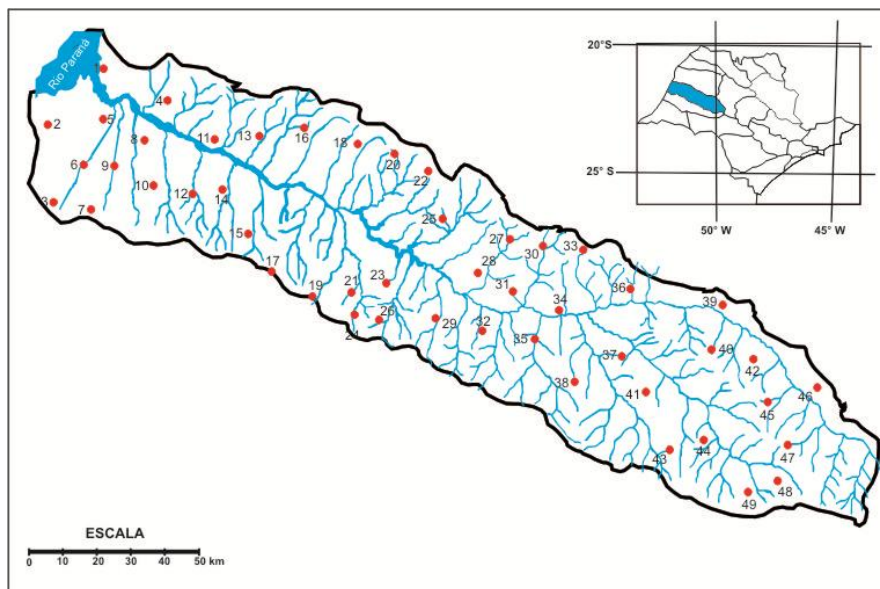
MAYER, 1992; RODRIGUES & SUGUIO, 1992; RODRIGUES, 1993; MARPLE & TALWANI, 1993; MERRITS & HESTERBERG, 1994; BOYD & SCHUMM, 1995; SCHUMM & SPITZ, 1996; SPITZ & SCHUMM, 1997; TAKIYA, 1997; ETCHEBEHERE & SAAD, 1999; ETCHEBEHERE, 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2004; 2006; GUEDES *et al.*, 2009). Tais contribuições baseiam-se na premissa de que os cursos d'água configuram os elementos mais sensíveis às modificações tectônicas crustais, respondendo de imediato aos processos deformativos, incluindo aqueles de pequenas escalas e magnitudes. As drenagens se ajustam rapidamente a quaisquer deformações crustais, alterando processos de erosão, transporte de sedimentos e formação de novos depósitos sedimentares (ETCHEBEHERE *et al.*, 2006).

A abordagem morfotectônica do Planalto Ocidental Paulista, com base em dados de morfometria fluvial e análise da paisagem, foi primeiramente conduzida no âmbito da bacia hidrográfica do Rio do Peixe

(ETCHEBEHERE, 2000), seguindo-se, com aprimoramentos graduais, os estudos de mesmo cunho nos vales vizinhos do Rio Turvo (SANTOS *et al.*, 2004), rio Santo Anastácio (GUEDES, 2008; GUEDES *et al.*, 2009) e Pontal do Paranapanema (SANTOS *et al.*, 2011). O presente artigo dá continuidade a esta linha de trabalho, ao mostrar a análise morfotectônica conduzida na bacia hidrográfica do rio Aguapeí.

Entende-se que o contexto intraplaca do território brasileiro demanda enfoques diferenciados para se tentar entender a influência de processos deformativos neotectônicos na conformação da paisagem, ensejando a possibilidade de se elaborar modelos apropriados às condições fisiográficas da região Sudeste. Nesse sentido, a abordagem morfotectônica calcada em dados fluviomorfométricos e na análise dos grandes traços estruturais e geomorfológicos do terreno afigura-se como uma técnica efetiva, de rápida aplicação e de custos relativamente baixos. Este é o propósito maior do artigo ora apresentado.

LOCALIZAÇÃO DA BACIA HIDROGRÁFICA ESTUDADA



| | | | | |
|----------------------------|-----------------------|-----------------------|--------------------------|-------------------------|
| 1 - Castilho | 11 - Guaraçaí | 21 - Lucélia | 31 - Santópolis | 41 - Pompéia |
| 2 - Paulicéia | 12 - Juqueirópolis | 22 - Rubiácea | 32 - Iacri | 42 - Guaimbê |
| 3 - Panorama | 13 - Mirandópolis | 23 - Salmourão | 33 - Braúna | 43 - Oriente |
| 4 - Nova Independência | 14 - Irapuru | 24 - Inúbia Paulista | 34 - Luiziana do Aguapeí | 44 - Marília |
| 5 - São João do Pau D'Alho | 15 - Pacaembu | 25 - Guararapes | 35 - Tupã | 45 - Julio Mesquita |
| 6 - Santa Mercedes | 16 - Lavinia | 26 - Osvaldo Cruz | 36 - Alto Alegre | 46 - Garantã |
| 7 - Ouro Verde | 17 - Flórida Paulista | 27 - Gabriel Monteiro | 37 - Queiroz | 47 - Alvaro de Carvalho |
| 8 - Monte Castelo | 18 - Valparaíso | 28 - Paicatu | 38 - Herculândia | 48 - Garça |
| 9 - Nova Guataporanga | 19 - Adamantina | 29 - Rinópolis | 39 - Promissão | 49 - Vera Cruz |
| 10 - Tupi Paulista | 20 - Bento de Abreu | 30 - Clementina | 40 - Getulina | |

Figura 1 - Localização da bacia hidrográfica do rio Aguapeí no Estado de São Paulo e as cidades compreendidas na área de estudo.

A área de estudos compreende o vale do rio Aguapeí no extremo oeste do território paulista, localizado aproximadamente entre as coordenadas 21° e 22°15' de latitude sul e 49°45' e 51°45' de longitude oeste, perfazendo cerca de 12.000 km², com 230 km de extensão

longitudinal do vale. As principais cidades da região são Adamantina, Dracena, Ouro Verde, Pauliceia, Mirandópolis, Parapuã, Getulina, Tupã, Lins, Promissão, Penápolis, Pompeia, Marília e Pirajuí (FIG. 1).

CONTEXTOS GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO DA ÁREA DE ESTUDO

A bacia hidrográfica do rio Aguapeí situa-se no contexto geológico da Bacia Sedimentar do Paraná. Apresenta um substrato constituído por rochas cretáceas, recoberto localmente por sedimentos quaternários, sob a forma de depósitos aluviais (planícies atuais e terraços), mantos coluviais e regolitos espessos em pedimentos mais bem preservados.

O substrato cretáceo é composto por basaltos da Formação Serra Geral (ca. 132 Ma – RENNE *et al.*, 1992), que afloram na porção central da área estudada, condicionando saltos

e corredeiras no rio Aguapeí e nos baixos cursos de alguns de seus afluentes. Predominam, todavia, rochas siliciclásticas referentes à cobertura sedimentar cretácea pós-basaltos, que foram mapeadas por equipes do convênio UNESP-DAEE (UNESP, 1982) em três formações, *viz.* Santo Anastácio, Adamantina e Marília, enfeixadas no chamado Grupo Bauru, de idade cretácea. Esta foi a nomenclatura estratigráfica adotada no presente artigo (FIG. 2).

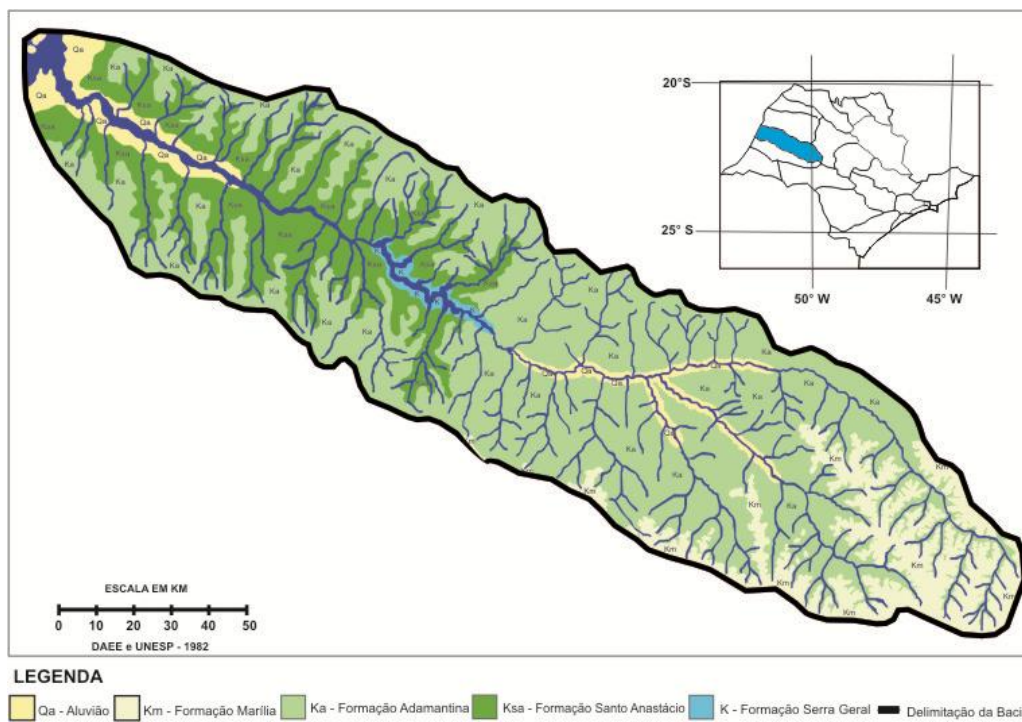


Figura 2 - Mapa de unidades litoestratigráficas da bacia hidrográfica do rio Aguapeí.

A Formação Santo Anastácio recobre os basaltos e se estende pelo baixo vale do rio Aguapeí. É constituída por arenitos subarcosianos, vermelho-escuro a róseos, dispostos em bancos maciços, com marcas de nodulação pedogenética. A Formação

Adamantina, por sua vez, abrange a maior área de exposição das rochas da cobertura pós-basaltos, estendendo-se por toda a bacia hidrográfica. Compreende arenitos finos a médios, marrom-claros, intercalados com lamitos de coloração chocolate e lamitos cinza-

esverdeados, por vezes com marcas de cristais salinos (estas fácies lamíticas foram, posteriormente, cartografadas como Formação Araçatuba por Zaine et al. [1980]; Aidar et al. [1980] e Batezelli et al. [1999]). Regra geral, a Formação Adamantina exhibe frequentes estruturas sedimentares de origem hidrodinâmica, que permitem interpretá-la como fruto de sedimentação fluvial interdigitando-se com fácies lacustres (correspondente à mencionada unidade Araçatuba). Coroando a cobertura sedimentar cretácea, remanesce a Formação Marília, constituída por arenitos mal a medianamente selecionados, por vezes conglomeráticos, cimentados por carbonato de cálcio (sedimentação pedogênica), que lhe confere maior resistência à erosão, sustentando escarpas e morrotes na região das cabeceiras da bacia Aguapeí.

Os sedimentos mais jovens correspondem a depósitos aluviais nas planícies hodiernas, com destaque para o baixo vale, onde ocorrem tanto como aluviões atuais quanto sob a forma de terraços de possível idade pleistocena. Outra faixa significativa de depósitos aluviais recentes encontra-se mapeada a montante dos afloramentos de basalto na parte centro-leste do alto vale. Adicionalmente, destacam-se coberturas coluviais, em rampas poupadas pela dissecação atual, e mantos regolíticos mais expressivos em remanescentes de superfície pedimentar, que, no presente trabalho, foram delimitados com base em fotointerpretação de imagens de sensores remotos.

O arcabouço tectônico regional, delineado com base nas contribuições de IPT (1989), Saad (1997) e Etchebehere et al. (2004), caracteriza-se por uma compartimentação estrutural do oeste paulista em blocos limitados por suturas e lineamentos, delimitados com base em dados geofísicos (gravimetria, aeromag e dados magneto-telúricos), informações estratigráficas da Bacia Sedimentar do Paraná (mapas de isópacas e de contornos estruturais das maiores sequências estratigráficas da bacia) e interpretação de imagens de satélite e radar. Os mencionados autores admitem que os grandes blocos estruturais correspondem a feições herdadas do embasamento cristalino e que sofreram movimentações durante o

Fanerozóico, com reflexos no empilhamento bacinal superposto. Movimentos de cunho neotectônico no oeste paulista têm sido extensivamente reportados na literatura (e.g., JUSTUS, 1985; IPT, 1992; NAKASU, 1998; ETCHEBEHERE, 2000; ETCHEBEHERE & SAAD, 2002; ETCHEBEHERE et al., 2004; GUEDES, 2008; GUEDES et al., 2008).

Em termos geomorfológicos, a área estudada situa-se no âmbito do Planalto Ocidental Paulista (IPT, 1981), província geomorfológica que se caracteriza por relevo colinoso, com morrotes, espigões e escarpas de ocorrências mais restritas, desenvolvidos essencialmente sobre rochas do substrato cretáceo. Na área específica aqui estudada, destaca-se, nas cabeceiras do rio Aguapeí, a presença do chamado Planalto de Marília-Exaporã, feição residual entalhada em arenitos carbonatados da Formação Marília. Este planalto representa a superfície cimeira da região e apresenta altitudes que podem chegar a 750 m, embora sejam mais frequentes na faixa 600-650 m.

Engastada no sopé das escarpas do Planalto de Marília-Exaporã, a pouco mais de 100 m de desnível, ocorre uma superfície planáltica, caracterizada por relevo de colinas suaves e interflúvios espaçados, com suave caimento rumo à calha do rio Paraná, drenagem-tronco regional. Esta superfície pedimentar ocupa a maior parte da área da bacia hidrográfica do rio Aguapeí e está sendo desmantelada pelos processos atuais de dinâmica superficial. De acordo com Justus (1985), nas porções mais próximas dos talwegues, desenvolve-se uma nova superfície planáltica, que ganha maior expressão em área rumo rio Paraná. Esta superfície também se caracterizaria por relevo de conformação suave, vertentes pouco inclinadas, recobertas por colúvios, com presença de terraços aluviais e planícies aluviais quaternárias bem desenvolvidas, que se conectam a depósitos de mesma natureza que flanqueiam o rio Paraná.

De acordo com Bezerra et al. (2009), os depósitos sedimentares mostram uma razoável conexão com os principais traços geomorfológicos regionais. Assim, as coberturas pedogênicas mais expressivas (regolitos espessos) demarcam o topo de superfícies planálticas. No alto do Planalto de

Marília tais coberturas foram datadas por Sallun & Suguio (2006), com base em termoluminescência (TL) e luminescência opticamente estimulada (LOE), resultando em uma faixa de idade entre 400 ka. e 1 Ma A.P.; para os regolitos mais expressivos que capeiam a superfície rebaixada, esses mesmos autores obtiveram idades variando entre 400 ka. e 120 ka. A.P. Os depósitos aluviais, tanto de planícies recentes quanto de terraços, têm sido datados entre 30 ka. e 600 ka. A.P. nas bacias vizinhas de Santo Anastácio e Rio do Peixe (ETCHEBEHERE, 2000; SALLUN & SUGUIO, 2006; GUEDES et al., 2009), o que implica na existência de calhas fluviais nesta parte do território paulista durante o Quaternário.

MÉTODOS E PROCEDIMENTOS

A abordagem adotada no presente trabalho inclui dois métodos principais de

análise da morfometria fluvial, quais sejam: (1) estudo dos perfis longitudinais das drenagens; e (2) índices RDE, envolvendo tanto análises regionais (RDEt) quanto por segmentos de drenagem (RDEs) e suas correlações. A análise da paisagem baseia-se, por sua vez, na fotointerpretação de imagens SRTM (Shuttle Radar Topography Mission). Tais procedimentos são descritos de modo sucinto nos itens subsequentes.

Foram mensurados todos os afluentes do rio Aguapeí com extensão superior a 10 km, que receberam numeração crescente da foz até as cabeceiras. Os tributários da margem esquerda tiveram números ímpares e os da margem oposta, números pares; no caso de afluentes secundários que tinham comprimento acima de 10 km, foram acrescentadas letras ao número do tributário principal (FIG. 3; TAB. 1).

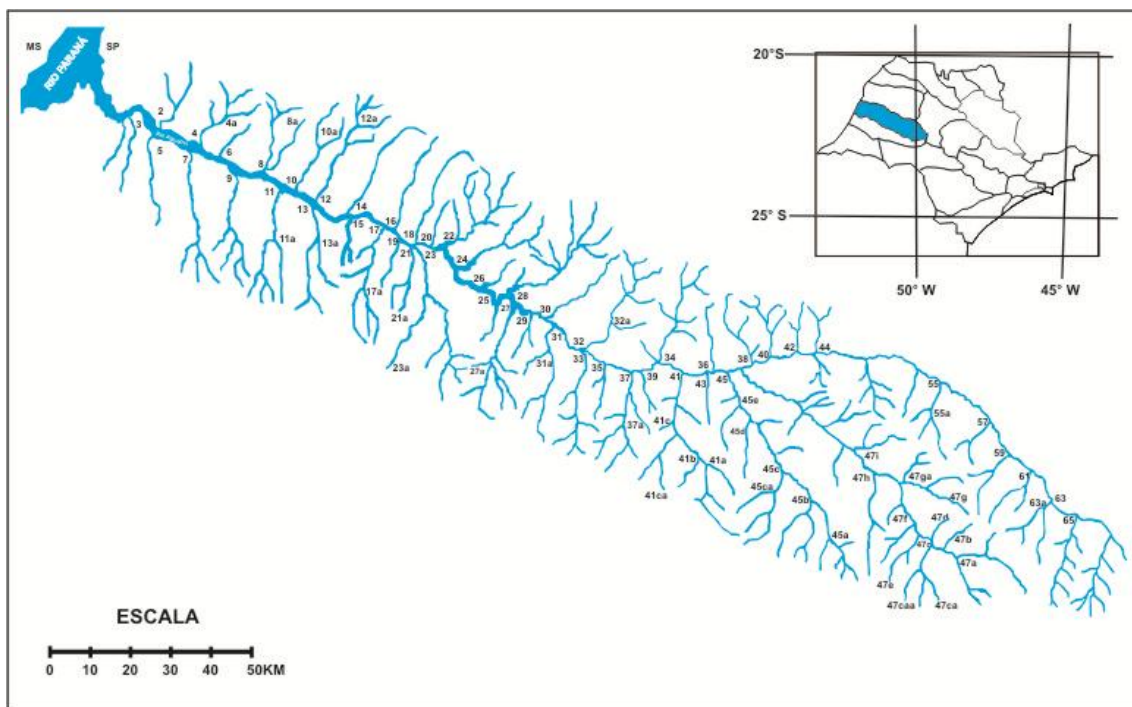


Figura 3 - Principais elementos de drenagem na bacia hidrográfica do Rio do Peixe. Os números designam afluentes analisados no presente trabalho (cf. numeração da Tabela 1).

Tabela 1 - Cursos d'água analisados e informações topográficas gerais na bacia hidrográfica do rio Aguapeí.

| Número | Nome | Ext. Total (km) | Cota Sup. | Cota Inf. | Amplitude (m) |
|--------|---------------------------------------|--------------------|--------------|--------------|------------------|
| 1 | Córrego Taquara Branca | 12.9 | 350 | 260 | 90 |
| 2 | Córrego Independência | 22.9 | 365 | 270 | 95 |
| 3 | Córrego Pau D'Alho | 21.4 | 380 | 275 | 105 |
| 4 A | Córrego da Onça | 14.2 | 400 | 295 | 105 |
| 4 | Córrego Volta Grande | 20.9 | 368 | 275 | 93 |
| 5 | Ribeirão Galante | 23.5 | 358 | 272 | 86 |
| 6 | Córrego da Sorte | 10.1 | 357 | 272 | 85 |
| 7 | Ribeirão Nova Palmeira | 38.6 | 390 | 272 | 118 |
| 8 | Córrego do Macaco | 22.7 | 400 | 278 | 122 |
| 8 A | Córrego Água Amarela | 19.9 | 410 | 290 | 120 |
| 9 | Ribeirão do Taquaruçu | 32.7 | 416 | 276 | 140 |
| 10 | Córrego Monte Serrate | 28.6 | 420 | 290 | 130 |
| 10 A | Córrego Sêco ou Jacu | 12.3 | 425 | 320 | 105 |
| 11 | Ribeirão Paturi | 31.3 | 415 | 295 | 120 |
| 11 A | Ribeirão Paturizinho | 20.5 | 430 | 310 | 120 |
| 12 | Ribeirão Claro | 38 | 459 | 290 | 169 |
| 12 A | Córrego Barreirão | 10.4 | 430 | 335 | 95 |
| 13 | Ribeirão Iracema | 30.2 | 417 | 290 | 127 |
| 13 A | Córrego Mandagari | 16 | 398 | 298 | 100 |
| 14 | Ribeirão Quinze de Janeiro | 33.3 | 417 | 290 | 127 |
| 15 | Córrego Indaiá | 14.4 | 390 | 290 | 100 |
| 16 | Córrego Jacaré ou Lajeado | 27.4 | 412 | 290 | 122 |
| 17 | Ribeirão Tucuruvi | 34.4 | 434 | 290 | 144 |
| 17 A | Ribeirão da Jacutinga ou dos Andradas | 16.9 | 438 | 320 | 118 |
| 18 | Ribeirão Sapé | 25 | 398 | 292 | 106 |
| 19 | Córrego Japi | 13.8 | 397 | 290 | 107 |
| 20 | Córrego do Bispo | 11.2 | 390 | 295 | 95 |
| 21 | Córrego da Cana Verde | 19.8 | 421 | 295 | 126 |
| 21 A | Córrego do Oito | 12 | 439 | 316 | 123 |
| 22 | Ribeirão Pimenta | 28.1 | 419 | 298 | 121 |
| 23 | Ribeirão Aguapeí Mirim ou Lajeado | 28.4 | 400 | 294 | 106 |
| 23 A | Ribeirão do Pavão ou Boa Esperança | 26.5 | 437 | 318 | 119 |
| 24 | Ribeirão Bálamo | 18.8 | 338 | 315 | 23 |
| 25 | Córrego Cupri | 11.4 | 413 | 318 | 95 |
| 26 | Córrego Bom Sucesso | 12.2 | 408 | 315 | 93 |
| 27 | Ribeirão Drava | 35.2 | 467 | 350 | 117 |
| 27 A | Córrego da Lagoa | 17.9 | 476 | 315 | 161 |
| 28 | Rib. Jangada ou Água Fria. | 40.8 | 458 | 315 | 143 |
| 29 | Córrego da Água Limpa | 14.5 | 438 | 335 | 103 |
| 30 | Córrego do Barreiro ou Itapeva | 27.5 | 452 | 335 | 117 |
| 31 | Rio Iatúna | 32.3 | 492 | 333 | 159 |
| 31A | Córrego Itaquí | 11.0 | 478 | 460 | 18 |
| 32 | Ribeirão do Lontra | 27.3 | 440 | 339 | 101 |
| 32 A | Córrego do Agrião | 12 | 437 | 350 | 87 |
| 33 | Ribeirão da Jurema | 29.2 | 476 | 335 | 141 |

Continuação Tabela 1

| Número | Nome | Ext. Total (km) | Cota Sup. | Cota Inf. | Amplitude (m) |
|----------|---|--------------------|--------------|--------------|------------------|
| 34 | Ribeirão da Promissão | 35.6 | 498 | 355 | 143 |
| 35 | Ribeirão Goiotchoro | 13.6 | 438 | 332 | 106 |
| 36 | Ribeirão Luisiânia | 19.5 | 480 | 354 | 126 |
| 37 | Ribeirão Sete de Setembro | 27.2 | 480 | 336 | 144 |
| 37 A | Córrego do Toledo | 12.7 | 436 | 353 | 83 |
| 38 | Ribeirão Grande | 20.5 | 479 | 353 | 126 |
| 39 | Córrego do Sumidouro | 10.4 | 450 | 355 | 95 |
| 40 | Córrego do Padre Claro | 17.3 | 478 | 353 | 125 |
| 41 | Rio Iacri/Ribeirão Iacri | 50.9 | 583 | 350 | 233 |
| 41 A | Córrego Juliópolis | 11.8 | 498 | 390 | 108 |
| 41 B | Córrego da Granada | 10.6 | 481 | 390 | 91 |
| 41 C | Ribeirão Afonso Treze | 16.2 | 478 | 372 | 106 |
| 41 C A | Córrego São Martinho | 11.1 | 499 | 378 | 121 |
| 42 | Córrego Capitão Honório | 13.6 | 489 | 356 | 133 |
| 43 | Rio Caió | 12.1 | 459 | 350 | 109 |
| 44 | Córrego do Matão | 13.9 | 478 | 357 | 121 |
| 45 | Rio Caingangue ou Guaporanga | 62.7 | 605 | 350 | 255 |
| 45 A | Córrego Iacanga ou Iaiacani | 10.7 | 575 | 416 | 159 |
| 45 B | Córrego Jacutinga | 18.6 | 595 | 379 | 216 |
| 45 C | Córrego do Veado | 23.7 | 598 | 370 | 228 |
| 45 C A | Córrego Branco | 13.0 | 545 | 390 | 155 |
| 45 D | Córrego das Águas Claras | 13.7 | 492 | 370 | 122 |
| 45 E | Córrego do Ribeirão | 11.9 | 458 | 350 | 108 |
| 47 | Rio Tibiriçá/Ribeirão Tibiriçá | 104.2 | 662 | 358 | 304 |
| 47 A | Ribeirão Ipiranga | 14.8 | 615 | 435 | 180 |
| 47 B | Córrego da Forquilha ou João Lanzo | 14.6 | 570 | 409 | 161 |
| 47 C | Ribeirão da Cincinatina/Córrego Palmital | 16.5 | 598 | 410 | 188 |
| 47 C A | Córrego das Sete Quedas | 13.1 | 605 | 435 | 170 |
| 47 C A A | Córrego das Cascatas | 13.4 | 635 | 620 | 15 |
| 47 D | Córrego do Quarenta | 12.4 | 560 | 413 | 147 |
| 47 E | Ribeirão dos Índios | 16.2 | 617 | 397 | 220 |
| 47 F | Ribeirão do Macuco | 16.3 | 595 | 580 | 15 |
| 47 G | Ribeirão Pádua Sales | 21.3 | 558 | 395 | 163 |
| 47 G A | Córrego da Iracema ou Figueira | 11.2 | 538 | 415 | 123 |
| 47 H | Ribeirão do Veado | 28.4 | 622 | 390 | 232 |
| 47 I | Ribeirão Jurema | 15.1 | 500 | 372 | 128 |
| 49 | Córrego Baguaçu ou do Veado | 11.1 | 457 | 355 | 102 |
| 51 | Ribeirão Guaporé ou Sete de Abril | 17.9 | 477 | 352 | 125 |
| 53 | Ribeirão Gavanherl | 14 | 498 | 397 | 101 |
| 55 | Ribeirão Aliança | 17.6 | 519 | 392 | 127 |
| 55 A | Córrego Santa Elza ou Santa Angélica | 12.2 | 523 | 416 | 107 |
| 57 | Córrego Água Preta ou Sete Ranchos/Córrego Cambará | 14.4 | 510 | 410 | 100 |
| 59 | Ribeirão Morais Barros ou Córrego São João de Inhema | 22.7 | 579 | 410 | 169 |
| 61 | Ribeirão Bonito | 17.6 | 510 | 433 | 77 |

Continuação **Tabela 1**

| Número | Nome | Ext. Total (km) | Cota Sup. | Cota Inf. | Amplitude (m) |
|--------|---|--------------------|--------------|--------------|------------------|
| 63 | Ribeirão da Corredeira ou Via Dutra | 19.9 | 638 | 435 | 203 |
| 63 A | Córrego Barra Grande | 14.8 | 640 | 433 | 207 |
| 65 | Córrego da Cascata/Ribeirão do Barreiro | 25.5 | 658 | 430 | 228 |

Perfis longitudinais de drenagem

Os perfis longitudinais de drenagem, plotados em gráficos de coordenadas cartesianas (extensão do curso como variável independente), constituem uma das representações gráficas mais frequentes de cursos d'água. Regra geral, esse tipo de gráfico mostra curvas de conformação logarítmica, concavidade para cima, e assíntotas longas. Acredita-se que quanto mais equilibrado (graded) for o curso d'água, mais ajustado a este tipo de equação será o seu perfil. Vale lembrar que para os propósitos do presente trabalho, considera-se que uma determinada drenagem, ou trechos da mesma, poderão ser considerados em equilíbrio quando não se verificar agradação ou entalhe do talvegue, havendo, tão somente fluxo da carga sedimentar (bypassing process).

Para McKeown et al. (1988), qualquer alteração no perfil longitudinal leva a corrente a se ajustar na busca de um novo equilíbrio, seja erodindo seu próprio leito, seja propiciando agradação. Curvas com menor concavidade indicariam condições de desequilíbrio. O tempo necessário para que a drenagem readquira o equilíbrio ou, ao menos, um estágio de quasi-equilibrium não pode ser precisado, embora alguns autores admitam-no como pequeno em termos geológicos (e.g., HACK 1960; LEOPOLD & LANGBEIN 1962). Assim, trechos de drenagem fora de equilíbrio podem ser indicativos de atividade tectônica recente.

Os gráficos que representam os perfis longitudinais das drenagens podem incluir também uma curva de melhor ajuste dos pontos (best fit line), auxiliando na determinação dos trechos em equilíbrio e dos trechos anômalos. Afastamentos substanciais da curva de melhor ajuste seriam indicativos de anomalias, que podem ser positivas

(indicando a possibilidade de áreas em processo de ascensão) ou negativas (mostrando trechos em subsidência); mudanças bruscas do talvegue podem ser indicativas da presença de falhas. Para facilitar a análise, pode-se plotar, no “rodapé” de tais gráficos, o substrato geológico onde se insere o talvegue do curso d'água.

A escolha da curva de melhor ajuste representa um ponto crucial na análise fluviomorfométrica. No presente artigo, optou-se por trabalhar com curvas que alcançassem, pelo menos, o coeficiente 0,75; que, apesar de conservador, permite delinear as anomalias mais expressivas.

O critério para a escolha do limiar para definição dos trechos anômalos baseou-se na literatura. No caso dos trabalhos desenvolvidos no Planalto Ocidental Paulista (e.g., ETCHEBEHERE, 2000; GUEDES et al., 2006; GUEDES, 2008), tem sido adotado o valor de 10 m de afastamento da curva de melhor ajuste, baseando-se em dados de Guccione (2005), que constatou deformações da ordem de alguns metros a até 15 m no baixo vale do rio Mississippi, USA, associadas aos eventos sísmicos que ocorreram naquela região em 1811-1812. Entende-se, da mesma forma, que um limiar de 10 m possibilita evitar a margem de erro gerada pela imprecisão da base topográfica utilizada (q.v. McKEOWN et al., 1988).

Índices RDE

Os índices RDE foram calculados da seguinte forma:

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

onde, ΔH é a diferença altimétrica entre dois pontos extremos de um segmento ao longo do curso d'água; ΔL é a projeção horizontal da extensão do referido segmento (i.e., $\Delta H/\Delta L$ corresponde ao gradiente da drenagem

naquele trecho); e L corresponde ao comprimento total do curso d'água a montante do ponto para o qual o índice RDE está sendo calculado (q.v. FIG. 4).

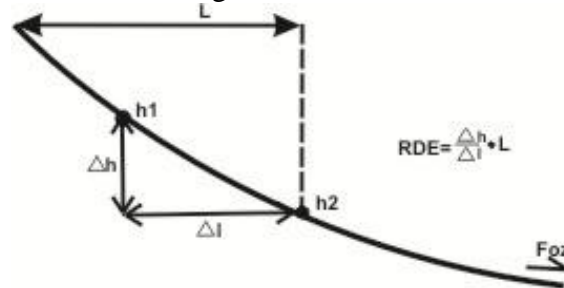


Figura 4 - Parâmetros utilizados no cálculo do Índice RDE para segmentos de drenagem (intervalo entre duas isoípsas consecutivas). L = comprimento da drenagem entre a cabeceira e a isoípsa jusante; Δh = diferença de altitude entre duas isoípsas subsequentes.

O índice RDE pode ser calculado para toda a extensão de um rio (“*whole slope vs. length index*”), considerando-se a amplitude altimétrica total, ou seja, a diferença topográfica (em metros) entre a cota da cabeceira e a cota da foz, e o logaritmo natural da extensão total do mesmo, conforme sugerido por McKeown *et al.* (1988), e como aplicado no presente trabalho de análise morfotectônica. Os índices RDEs aplicados a segmentos de drenagem têm conotação mais local, aplicando-se a análises tectônicas de detalhe, conforme abordado em Etchebehere *et al.* (2004). Relações entre índices locais (RDE_s) e índices de toda a extensão da drenagem (RDE_t) foram estabelecidas para se categorizar os valores calculados em classes de interesse à interpretação geológica, tal como procederam Seeber & Gornitz (1983) para análises tectônicas na cordilheira himalaiana. No caso do presente artigo, foram escolhidos os limiares 2 e 10 da relação RDE_s/RDE_t como os limites para as anomalias de 2ª e 1ª ordens respectivamente.

É importante salientar que os índices RDEs se correlacionam com os níveis de energia da corrente (*stream power*), refletida na capacidade de erodir o substrato e de transportar a carga sedimentar. Conforme destacado por Keller & Pinter (1996, p. 129), esta energia é proporcional à declividade da superfície por onde flui o curso d'água (o gradiente) e à descarga (volume) do mesmo

naquele trecho, este segundo fator sendo considerado diretamente proporcional ao comprimento da drenagem. Os valores relativos aos perfis serão posicionados em planta, permitindo correlações com dados de drenagens vizinhas e o conseqüente traçado de curvas de isovalores de deformação, elementos fundamentais para a interpretação do comportamento tectônico desta região de estudos.

Cotejamento com a paisagem fisiográfica

O cotejamento das anomalias fluviomorfológicas com a paisagem da área de estudo foi elaborado mediante o emprego de imagens SRTM em escala 1:500.000, trabalhadas com o aplicativo Global Mapper. Foram utilizadas duas principais funções do aplicativo, a saber: (1) sombreamento ajustado à declividade do terreno (função *Slope Shader*), usado para se definir os setores com regolitos mais desenvolvidos daqueles mais dissecados e com solos mais rasos, bem como para se delinear os depósitos aluviais mais expressivos; e (2) base hipsométrica da área de estudo em tons de cinza, com iluminação ajustada (função *Gradient Shader*), para se extrair os principais traços de lineamento — tais feições foram interpretadas como representativas de estruturas rúpteis, i.e., que podem representar zonas de fraqueza estrutural (senso SABINS Jr., 1978). Os referidos lineamentos foram traçados com base em feições lineares de relevo e drenagem, bem como de

faixas alongadas com tonalidades contrastantes nas imagens de sensores remotos.

RESULTADOS OBTIDOS E DISCUSSÃO

Os resultados fundamentais da análise dos parâmetros fluviomorfométricos podem ser vistos sob a forma de gráficos de coordenadas cartesianas que combinam o perfil longitudinal de cada drenagem e a distribuição dos índices RDE, neste caso expressos sob a forma de relação de valores de segmentos de drenagem (i.e., referentes a trechos de canal situados entre duas cotas subsequentes - RDEs) com o valor geral do curso d'água (RDEt). As figuras numeradas de 5 a 10 exemplificam os principais resultados alcançados. Vale ressaltar que cada

ilustração inclui, ainda, para facilitar a interpretação, um “rodapé” geológico, baseado na distribuição das unidades estratigráficas conforme mapeamento da UNESP (1982). Adicionalmente, constam a equação de melhor ajuste, o coeficiente de determinação afeito e, também para auxiliar na definição das anomalias, de curvas paralelas à *best fit line* contemplando o limiar de 10 m aqui adotado. A interpretação é dada na legenda de cada conjunto, com destaque para os trechos em ascensão e os trechos em subsidência, além de possíveis zonas de falha.

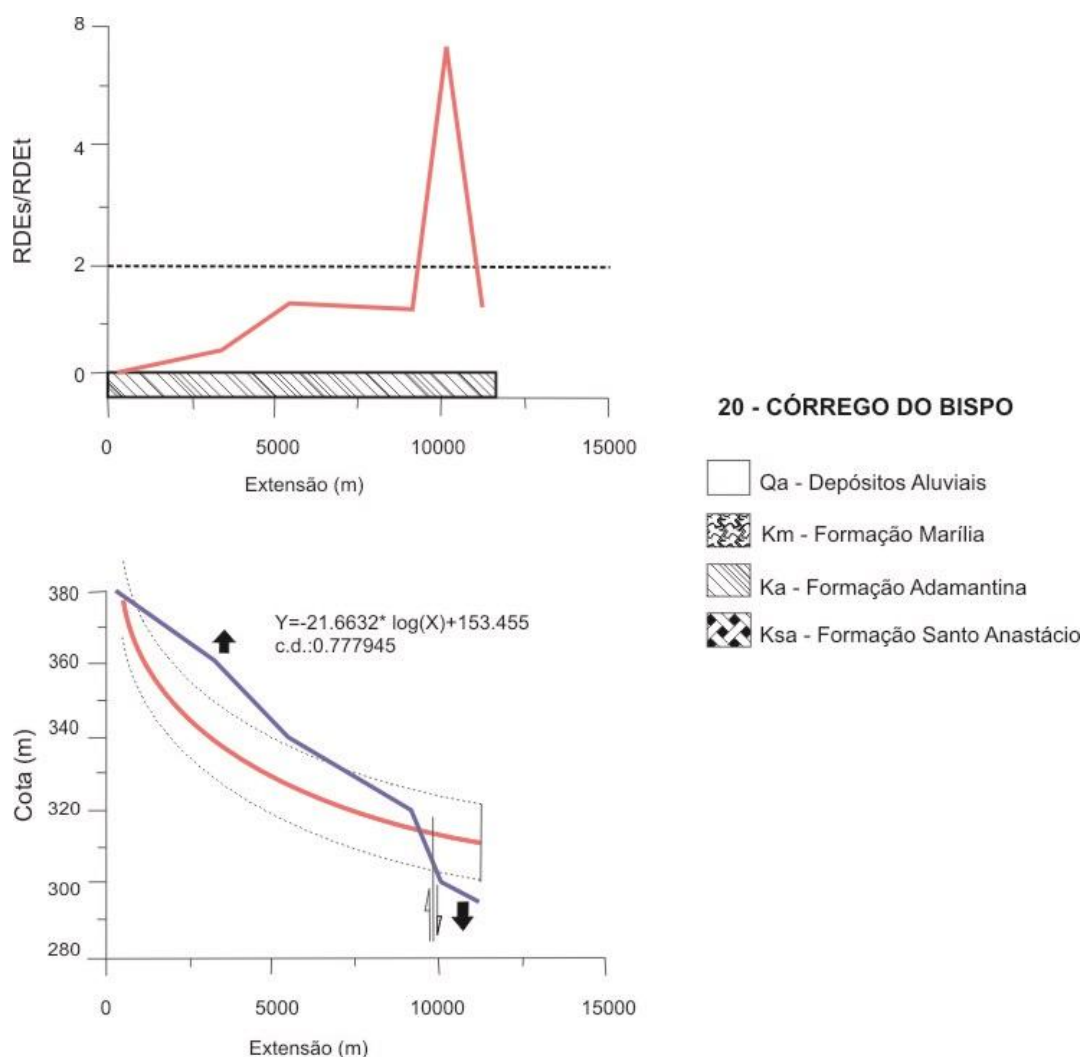


Figura 5 - Gráficos de valores da relação RDEs/RDEt e perfil longitudinal referentes ao Córrego do Bispo (drenagem 20); no rodapé do primeiro gráfico, é mostrada a distribuição das principais unidades litoestratigráficas sulcadas pelo curso d'água; linhas auxiliares demarcam o limiar 2, referente às anomalias de 2ª ordem e, no perfil, os limites do afastamento de 10 m da

linha de melhor ajuste. Setas vazadas indicam sentido de movimento dos blocos da falha; setas pretas indicam alçamento ou subsidência tectônica.

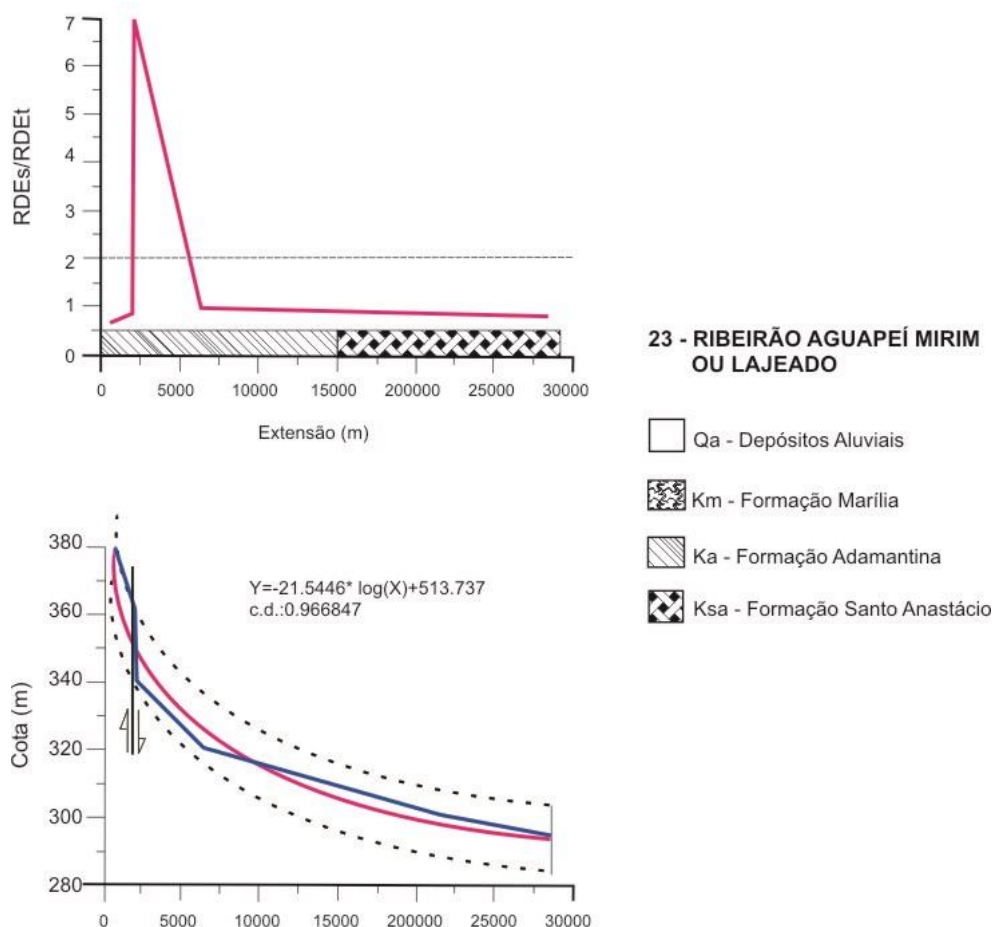
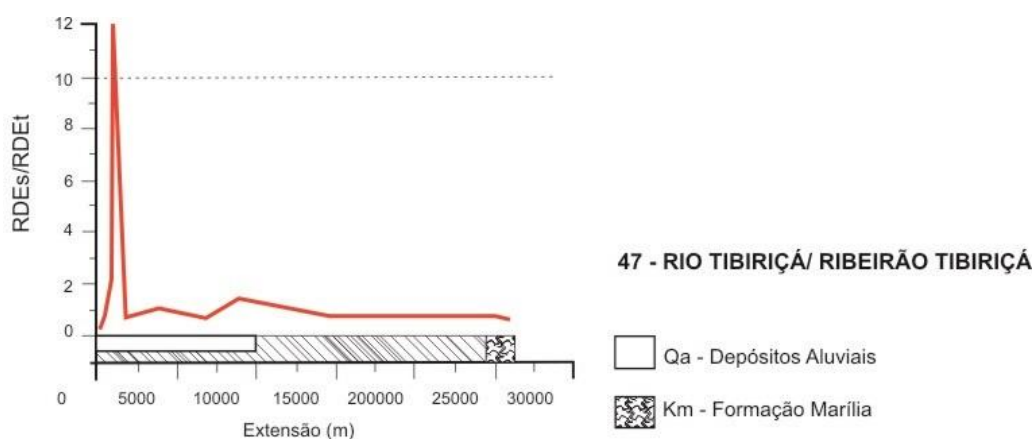


Figura 6 - Gráficos de valores da relação RDEs/RDEt e perfil longitudinal referentes ao Ribeirão Aguapeí Mirim (drenagem 23); no rodapé do primeiro gráfico, é mostrada a distribuição das principais unidades litoestratigráficas sulcadas pelo curso d'água; linhas auxiliares demarcam o limiar 2, referente às anomalias de 2a ordem e, no perfil, os limites do afastamento de 10 m da linha de melhor ajuste. Setas vazadas indicam sentido de movimento dos blocos da falha.



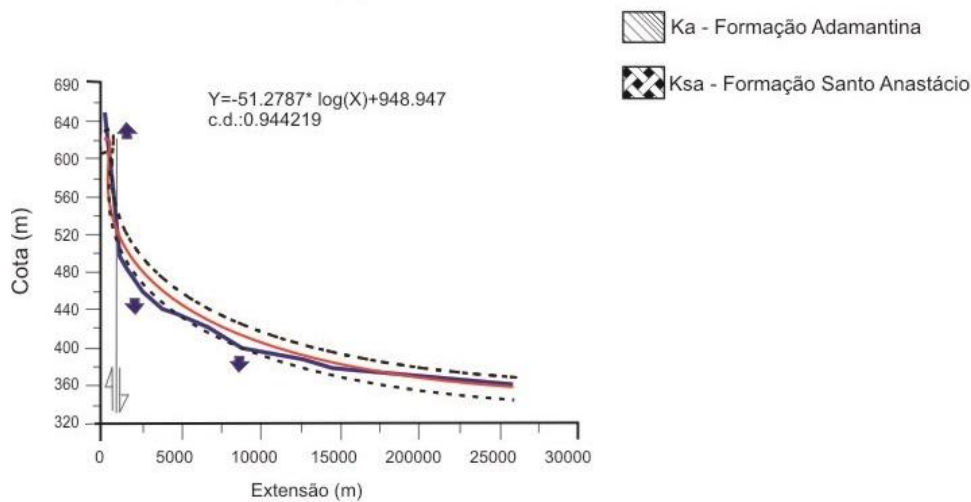


Figura 7 - Gráficos de valores da relação RDEs/RDEt e perfil longitudinal referentes ao rio Tibiriçá (drenagem 47); no rodapé do primeiro gráfico, é mostrada a distribuição das principais unidades litoestratigráficas sulcadas pelo curso d'água; linhas auxiliares demarcam o limiar 10, referente às anomalias de 1ª ordem e, no perfil, os limites do afastamento de 10 m da linha de melhor ajuste. Setas vazadas indicam sentido de movimento dos blocos da falha; setas pretas indicam alçamento ou subsidência tectônica.

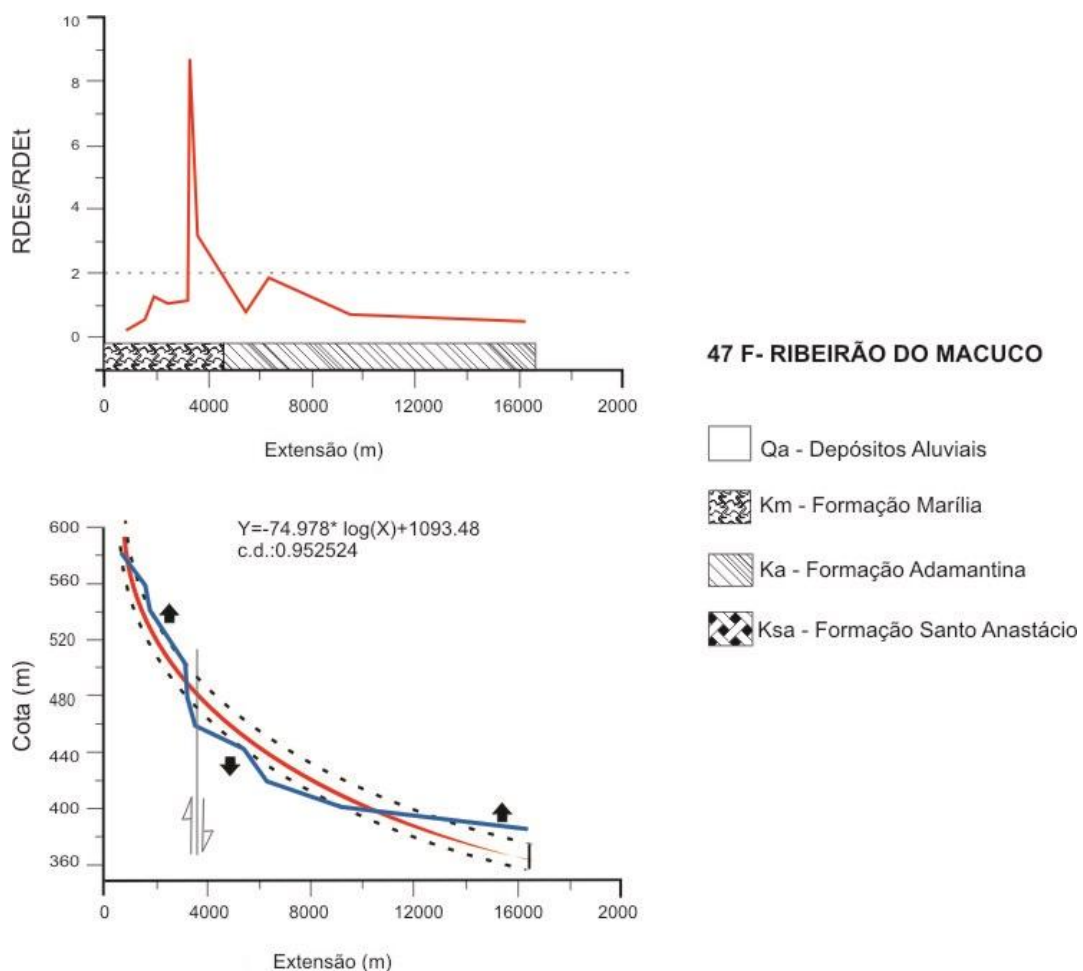


Figura 8 - Gráficos de valores da relação RDEs/RDEt e perfil longitudinal referentes ao Ribeirão do Macuco (drenagem 47F); no rodapé do primeiro gráfico, é mostrada a distribuição

das principais unidades litoestratigráficas sulcadas pelo curso d'água; linhas auxiliares demarcam o limiar 2, referente às anomalias de 2ª ordem e, no perfil, os limites do afastamento de 10 m da linha de melhor ajuste. Setas vazadas indicam sentido de movimento dos blocos da falha; setas pretas indicam alçamento ou subsidência tectônica.

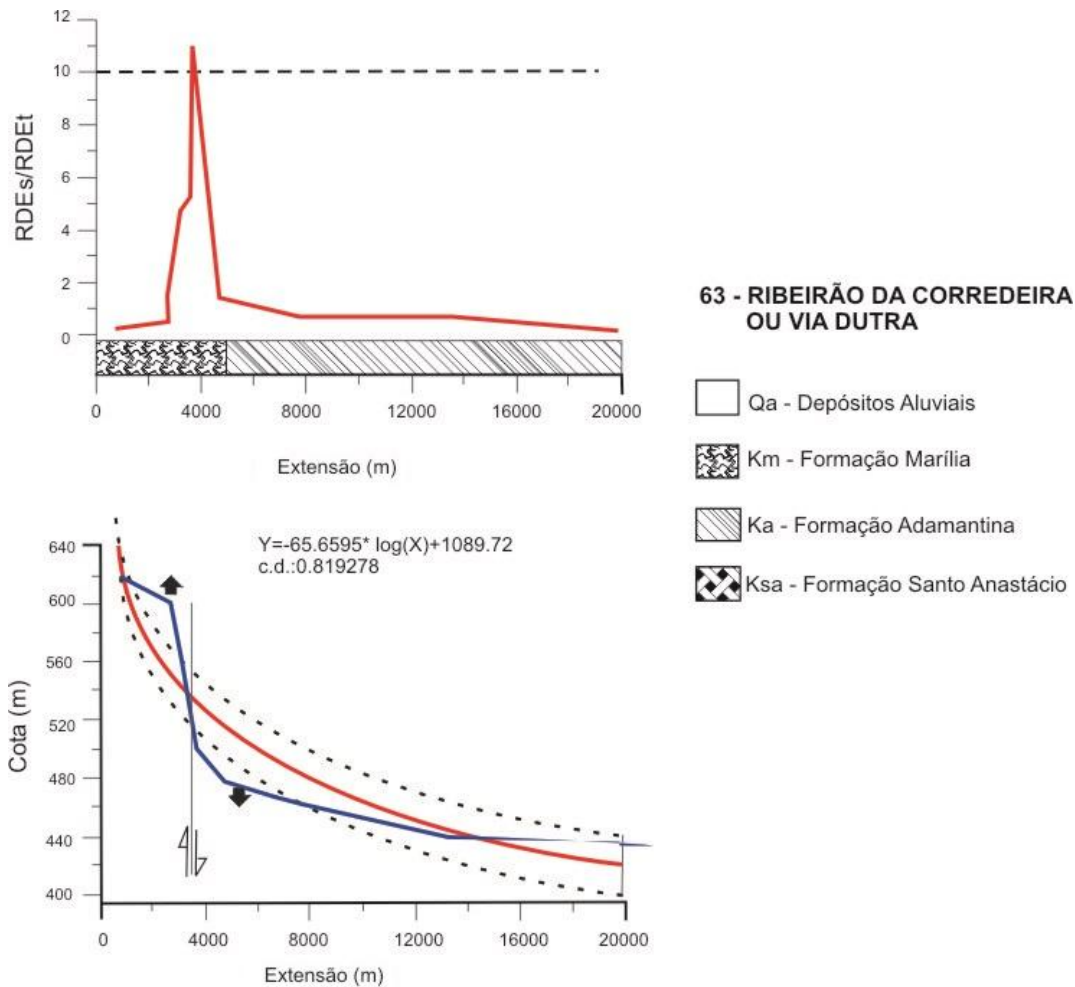


Figura 9 - Gráficos de valores da relação RDEs/RDEt e perfil longitudinal referentes ao Ribeirão da Corredeira (drenagem 63); no rodapé do primeiro gráfico, é mostrada a distribuição das principais unidades litoestratigráficas sulcadas pelo curso d'água; linhas auxiliares demarcam o limiar 10, referente às anomalias de 1ª ordem e, no perfil, os limites do afastamento de 10 m da linha de melhor ajuste. Setas vazadas indicam sentido de movimento dos blocos da falha; setas pretas indicam alçamento ou subsidência tectônica.

As anomalias de RDEt, que levam em conta o logaritmo natural da extensão total da drenagem e a sua amplitude altimétrica, são exibidas na FIG. 11. O quadro resultante mostra uma diminuição gradual de valores das cabeceiras para a foz, concentrando-se, as principais anomalias, na região do Planalto de Marília, aonde chegam a alcançar valores superiores a 80. Em boa parte da bacia,

predominam valores médios, ao redor de 40, com anomalias isoladas, tanto positivas (valores iguais ou maiores que 50) quanto negativas (valores abaixo de 25). É também no âmbito desse intervalo que se posicionam os principais depósitos de sedimentos aluviais, tanto terraços, como no baixo vale, quanto aluviões atuais propriamente ditos, estes predominantes a montante das ocorrências de

basaltos. Este quadro é semelhante àquele verificado no vizinho vale do Rio do Peixe por Etchebehere *et al.* (2004), mostrando que as isolinhas de RDEt tendem a refletir a conformação geral da bacia, sem configurar anomalias específicas. Nas cabeceiras, onde

foram registrados os maiores valores de RDEt, observa-se, adicionalmente, a presença discreta, mas contrastante, de alguns valores baixos, o que poderia ser interpretado como indicativos de deformações mais localizadas.

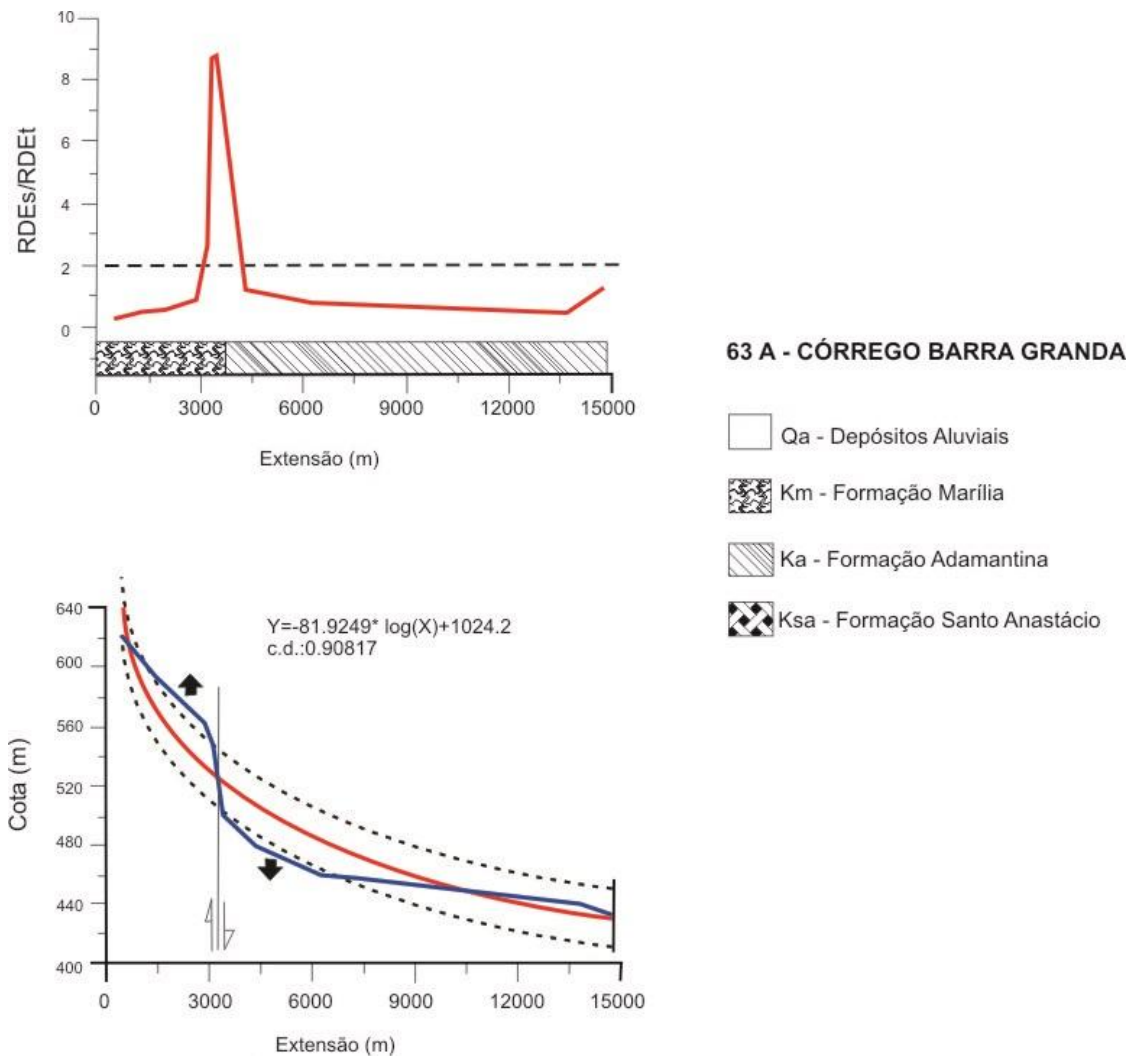


Figura 10 - Gráficos de valores da relação RDEs/RDEt e perfil longitudinal referentes ao Córrego Barra Grande (drenagem 63A); no rodapé do primeiro gráfico, é mostrada a distribuição das principais unidades litoestratigráficas sulcadas pelo curso d'água; linhas auxiliares demarcam o limiar 2, referente às anomalias de 2ª ordem e, no perfil, os limites do afastamento de 10 m da linha de melhor ajuste. Setas vazadas indicam sentido de movimento dos blocos da falha; setas pretas indicam alçamento ou subsidência tectônica.

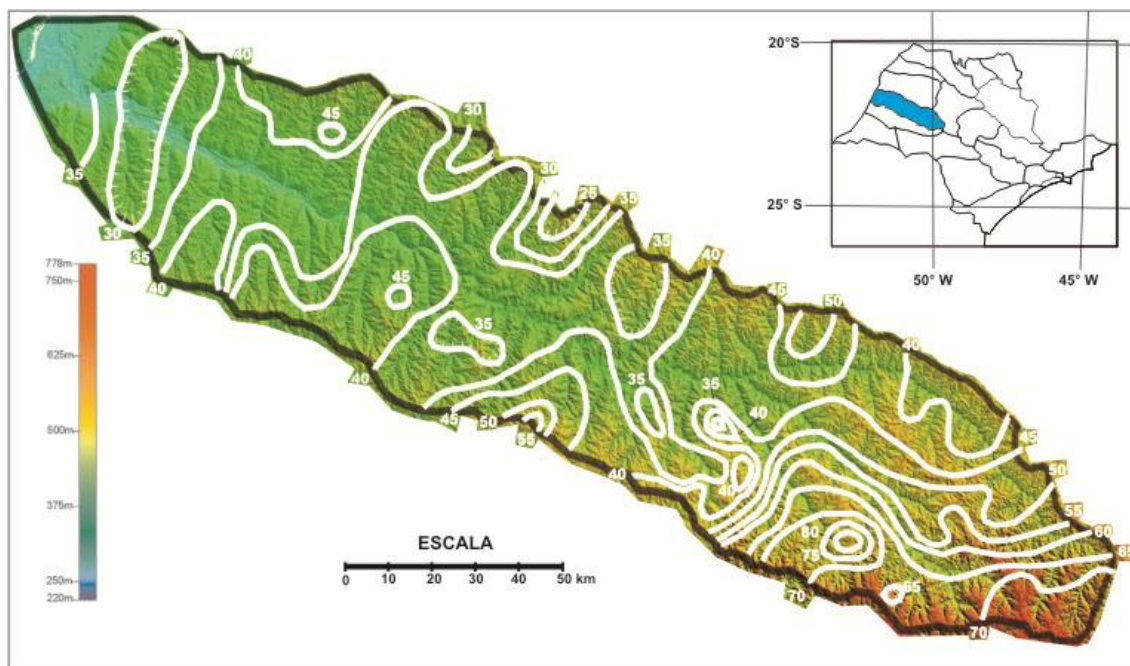


Figura 11 - Curvas de isovalores de RDEt na bacia hidrográfica do rio Aguapeí (i.c. = 5) traçadas sobre fundo hipsométrico (SRTM).

O quadro geral de anomalias fluviomorfométricas é mostrado na FIG. 12, que expõe tanto as anomalias de RDEs quanto de perfil longitudinal, bem como mostra as zonas de regolitos mais espessos e os principais depósitos de terraço. A distribuição espacial dessas anomalias delinea alguns agrupamentos expressivos e um ou outro valor disperso. As manchas interpretadas como zonas com regolitos espessos formam, por seu turno, dois principais conjuntos, o primeiro no alto curso, mas já fora do âmbito das escarpas do Planalto de Marília, e, o segundo, entre os cursos médio e inferior. Não há superposição desses setores com os principais conjuntos de anomalias, o que pode ser interpretado, preliminarmente, como uma evidência de que as áreas com anomalias fluviomorfométricas representam trechos mais “movimentados” em contraposição às áreas com solos espessos, aparentemente poupadas pela dissecação, por se situarem em terrenos estáveis.

O primeiro conjunto de anomalias (“A” na FIG. 12) localiza-se no âmbito das

escarpas do Planalto de Marília e o seu perfil longitudinal típico pode ser ilustrado pelas FIGURAS 9 e 10. Observa-se que os trechos de topografia mais íngreme incorrem em valores anômalos de RDEs, separando anomalias expressivas no perfil longitudinal, com alçamentos a montante e subsidências a jusante da escarpa. Essas anomalias fluviomorfométricas demonstram de modo inequívoco, a presença de desequilíbrios nos cursos d’água que cortam as escarpas do Planalto de Marília. Uma possível explicação para tais desequilíbrios está no reajuste isostático (*isostatic rebound*) que acomete bordas de escarpas, tanto de vales quanto de escavações artificiais (cf. INFANTI Jr. & FORNASARI FILHO, 1998). Este mecanismo afeta as bordas de escarpas, elevando-as, como fruto da expansão, instantânea ou gradual, dos maciços rochosos. Por vezes, os eixos de vales podem também ser afetados, com arqueamentos que deslocam os canais fluviais para os sopés das escarpas, onde podem ocorrer acumulações aluviais.

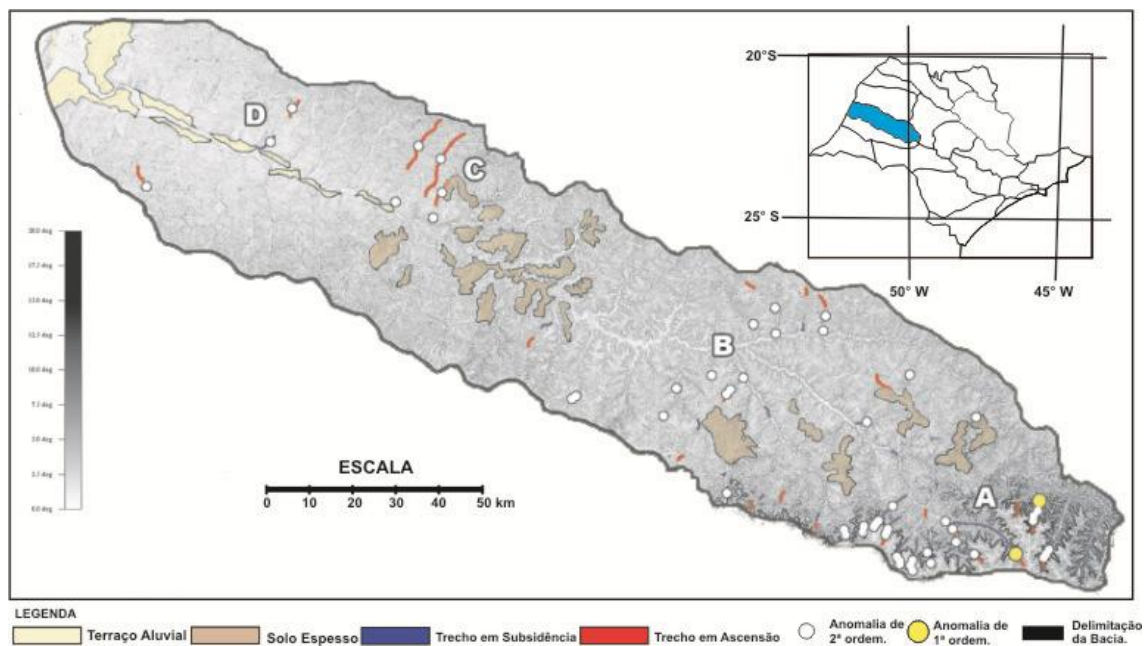
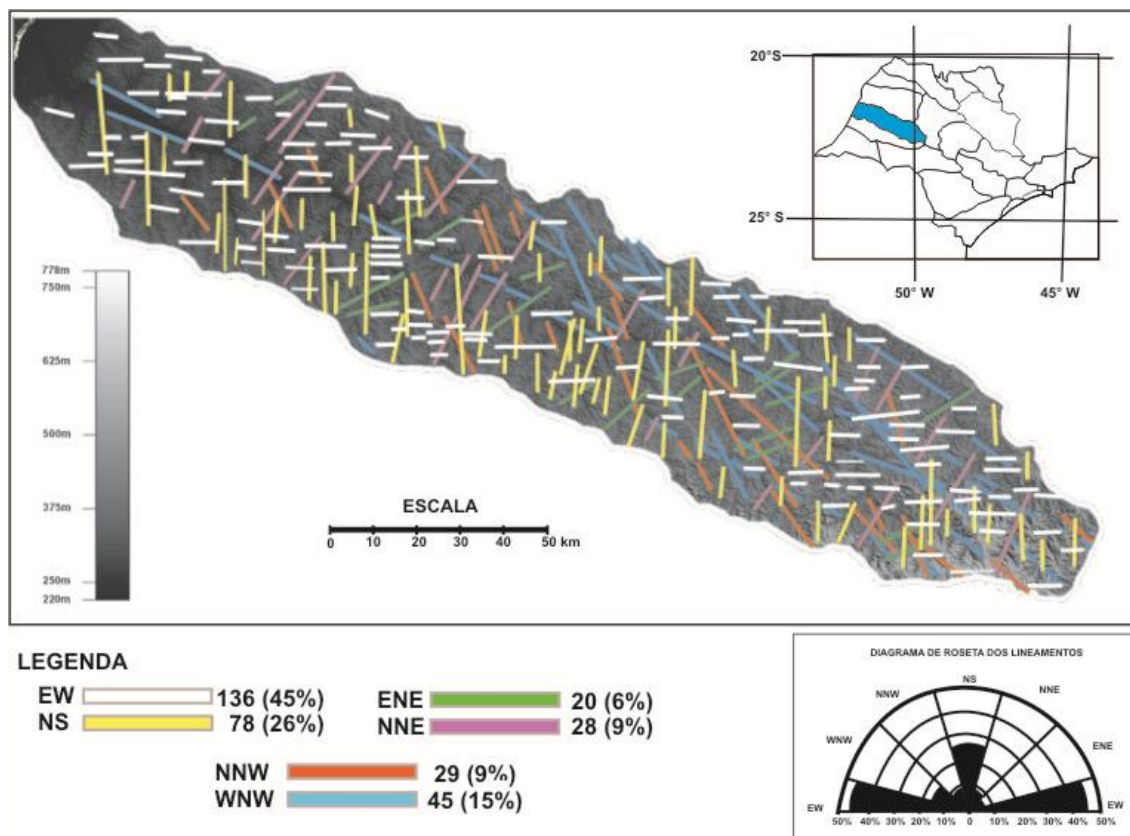


Figura 12 - Mapa de anomalias fluviomorfométricas na bacia hidrográfica do rio Aguapei, mostrando setores com comportamentos morfotectônicos distintos. Em destaque, áreas de depósitos aluviais de terraço e zonas de perfis de alteração espessos. As letras A, B, C e D designam conjuntos de anomalias e feições que são tratadas no texto.

O segundo conjunto expressivo de anomalias fluviomorfométricas (“B” na FIG. 12) apresenta uma disposição alongada na direção NE-SW, coincidente com feixe de lineamentos de mesma disposição (q.v. FIG. 13). A montante desse conjunto, situam-se planícies aluviais relativamente expressivas e os principais interflúvios apresentam regolitos espessos, o que permite configurar um bloco estrutural relativamente preservado da dissecação, limitado entre o sopé do Planalto de Marília e uma faixa (o conjunto “B”) bastante dissecada pela erosão. Os tais interflúvios mostram uma topografia suavizada e são aqui reputados como áreas

poupadas pela erosão por se situarem em setores subsidentes ou estáveis em termos de movimentação neotectônica. Os setores mais dissecados correspondem, por outro lado, a áreas em processos ascensionais, que levam à remoção acelerada do regolito. Por vezes, as principais anomalias de RDE se situam na faixa limítrofe entre zonas com comportamentos neotectônicos contrastantes (ascendentes *versus* subsidentes), o que pode ser interpretado como um indício de deformação de natureza rúptil. Esta interpretação é reforçada pela presença concomitante de feixes de lineamentos, conforme ilustrado na FIG. 12.

Figura 13 - Mapa de lineamentos da bacia hidrográfica do rio Aguapeí, com direções diferenciadas por cores. A roseta destaca as principais direções estruturais e a legenda inclui, ao lado das barras com as cores específicas, a contagem e o percentual relativo de cada direção de cada família de lineamentos.



No baixo vale do rio Aguapeí ocorrem mais dois conjuntos de anomalias fluviomorfométricas (marcados pelas letras “C” e “D” na FIG. 12), ambos situados no flanco direito do vale e coincidentes com feixes de lineamentos NS. No primeiro caso, o conjunto demarca o limite ocidental de uma zona expressiva de regolitos espessos. O conjunto “D”, por sua vez, mostra um trecho abatido na foz da drenagem medida, que coincide com a faixa de terraços e aluviões atuais do rio Aguapeí. Vale ressaltar que as drenagens anômalas, tanto no conjunto “C” quanto no conjunto “D”, são vizinhas a cursos d’água de porte similar, bem como de idênticos substrato e características fisiográficas, e que não revelaram anomalias fluviomorfométricas. Estes fatos realçam o

papel da Neotectônica, com possível movimentação em feixes de lineamentos NS, como agente causativo daquelas anomalias e da decorrente maior ou menor incisão erosiva dos canais fluviais.

Outro ponto a ser salientado refere-se ao fato de que os basaltos, que podem ser reputados como as rochas mais resistentes à erosão mecânica no âmbito da bacia, não condicionam anomalias fluviomorfométricas. Tal fato pode ser considerado indicativo de que as anomalias devem refletir, efetivamente, deformações de ordem neotectônica, e não serem frutos de maior ou menor resistência das rochas ao entalhe fluvial (erosão diferencial).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nas informações fluviomorfométricas, na disposição dos principais remanescentes de superfícies planálticas, marcados pela presença de

regolitos profundamente desenvolvidos, e no quadro estrutural configurado pelos feixes de lineamentos, pode-se concluir que a conformação geomórfica atual da bacia

hidrográfica do rio Aguapeí é fruto de movimentações neotectônicas. Tais movimentações incluem significativo componente vertical, com setores alçados sendo submetidos à maior dissecação pelos processos erosivos, e, as áreas subsidentes ou tectonicamente estáveis adjacentes, comportando depósitos sedimentares mais jovens e mantos regolíticos mais bem preservados.

As anomalias fluviomorfológicas representam os setores de movimentação mais recente, que se traduzem em desequilíbrios nos canais fluviais, refletidos na ocorrência de valores maiores de RDEs, bem como de convexidades e concavidades nos perfis longitudinais. Essas anomalias tendem a se concentrar em determinados feixes de lineamentos, que poderiam representar, assim, possíveis limites de blocos morfotectônicos, ainda que tal compartimentação não possa ser precisada no tipo de abordagem e escala de trabalho adotados na presente contribuição. Sem sombra de dúvida, serão necessárias

investigações de campo, concentradas nas áreas anômalas, para se certificar da presença de falhas com movimentação neotectônica, tal como constatado na vizinha bacia do Rio do Peixe.

Encontra-se ainda aberta a idade do início da atuação de processos neotectônicos no Planalto Ocidental Paulista. É possível, com base em analogias com as áreas próximas e com investigações conduzidas nas demais porções do território paulista e suas adjacências (*e.g.*, SERRA Jr. *et al.*, 1986; HASUI, 1990; ETCHEBEHERE *et al.*, 1992; MIOTO, 1993; MAGALHÃES & SERRA Jr., 1995; HASUI *et al.*, 1999; MAGALHÃES, 1999; ETCHEBEHERE, 2000; ETCHEBEHERE *et al.*, 2007), que o campo atual de tensões, indicativo de características compressivas, recue até o Mioceno, mas, tanto o quadro vigente de tensões quanto a própria história evolutiva cenozóica do oeste paulista ainda demandam investigações mais aprofundadas.

AGRADECIMENTOS

Os autores registram seus agradecimentos ao Programa de Pesquisa de Iniciação Científica da Universidade Guarulhos – UnG, que possibilitou o desenvolvimento dos trabalhos que embasam o presente artigo (PIBIC – UnG e PIBIC-CNPq – cota UnG), e à Darlene de Cássia Armbrust e ao Fabio da Costa Casado, pelo auxílio na editoração do artigo

REFERÊNCIAS

1. AIDAR, M.D.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; OLIVEIRA, M.S.; LUZ, O.T.; MUZARDO, V.A. *Geologia do Bloco SF-22-k, balizado pelas cidades de Planalto, Ibirá, Getulina e Iacanga*. São Paulo. Consórcio IPT-CESP. 2 v. (Paulipetro. Relatório RT – 024/81). 1980.
2. BATEZELLI, A.; PERINOTTO, J.A.J.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; FULFARO, V.J.; SAAD, A.R. Redefinição litoestratigráfica da Unidade Araçatuba e da sua extensão regional na Bacia Bauru, Estado de São Paulo, Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 5, Serra Negra (SP), 1999. *Boletim...* Serra Negra, UNESP, p. 195-200, 1999.
3. BEZERRA, M.A.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; CASADO, F.C. Análise geoambiental da região de Marília, SP: suscetibilidade a processos erosivos frente ao histórico de ocupação da área. *Geociências – UNESP, Rio Claro (SP)*, v. 28, p. 425-2440. 2009.
4. BJÖRNBERG, A.J.S. *Contribuição ao estudo do Cenozóico paulista: tectônica e sedimentologia*. São Carlos (SP). 128 p. (Tese de provimento para cargo de Professor, Universidade de São Paulo). 1969a.
5. BJÖRNBERG, A.J.S. Critério geomorfológico para determinação de áreas falhadas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969b. Salvador. *Resumo das conferências e das comunicações...* Salvador, SBG, 1969b, p. 65-66.
6. BJÖRNBERG, A.J.S. Microestrutura dos solos. In: NEGRO Jr., A.; FERREIRA, A.A.; ALONSO, U.R.; LUZ, P.A. (eds.) *Solos da cidade de São Paulo*. São Paulo: ABMS/ABEF, p. 98-109. 1992.
7. BOYD, K.F. & SCHUMM, S.A. Geomorphic evidence of deformation in the Northern part of the New Madrid seismic zone. In: SCHEDLOCK, K.M. & JOHNSTON, A.C. (eds.) *Investigations of the New Madrid seismic zone*. U.S. Geol. Survey Professional Paper 1538-R, 35 p. 1995.

8. BURNETT, A.W. & SCHUMM, S.A. Alluvial river response to neotectonic deformation in Louisiana and Mississippi. *Science*, v. 222, p. 49-50. 1983.
9. ETCHEBEHERE, M.L.C. *Terraços neoquaternários no vale do Rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas*. Rio Claro (SP). 2v. (Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas – IGCE, Universidade Estadual Paulista – UNESP). 2000.
10. ETCHEBEHERE, M.L.C. & SAAD, A.R. Relação Declividade/Extensão de Curso (RDE) aplicada à detecção de deformações neotectônicas regionais da bacia hidrográfica do Rio do Peixe, SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6, São Pedro (SP), 1999. *Boletim de resumos...* Rio Claro, SBG-SP/RJ/ES, UNESP, p. 93, 1999.
11. ETCHEBEHERE, M.L.C. & SAAD, A.R. Feições de liquefação no vale do Rio do Peixe, região ocidental paulista – Implicações paleossísmicas. *Geociências - UNESP*, Rio Claro (SP), v. 21, n. 1-2, p. 43-56. 2002.
12. ETCHEBEHERE, M.L.C.; HASUI, Y.; MAGALHÃES, F.S.; FRANGIPANI, A. Análise estrutural aplicada à prospecção de fontes termais no Planalto de Poços de Caldas (SP/MG). In: HASUI, Y. & MIOTO, J.A. (coords.) *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo: ABGE, p. 439-459. 1992.
13. ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; PERINOTTO, J.A.J.; FULFARO, V.J. Aplicação do índice “Relação Declividade-Extensão – RDE” na Bacia do Rio do Peixe (SP) para detecção de deformações neotectônicas. *Revista do Instituto de Geociências – USP – Série Científica*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 43-56. 2004.
14. 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 – UNESP*, Rio Claro (SP), v. 25, p. 271-289. 2006.
15. ETCHEBEHERE, M.L.C.; SAAD, A.R.; BISTRICHI, C.A.; GARCIA, M.J.; SILVA, M.F.; BEDANI, E.F. Modelo de evolução geológica da região do atual município de Atibaia (SP) durante o Cenozóico. *Revista UnG – Geociências*, Guarulhos (SP), v. 6, n. 1, p. 4-31. 2007.
16. GUEDES, I.C. *Aplicação de análise flúvio-morfométrica na bacia hidrográfica do rio Santo Anastácio – SP para detecção de deformações neotectônicas*. Guarulhos (SP). 114 f. (Dissertação de Mestrado, Centro de Pós-Graduação e Pesquisa – CEPPE, Universidade Guarulhos – UnG). 2008.
17. 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 UnG – Geociências*, Guarulhos (SP), v. 10, p. 77-104. 2006.
18. GUEDES, I.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; MORALES, N.; STEVAUX, J.C.; SANTONI, G.C. Feições de liquefação no vale do rio Santo Anastácio (SP) – Indicações de atividade sísmica quaternária? *Revista UnG – Geociências*, Guarulhos (SP), v. 7, n. 1, p. 64-77. 2008.
19. 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 flúvio-morfométricos e de registros paleossísmicos. *Geociências – UNESP*, Rio Claro (SP), v. 28, n. 4, p. 345-362. 2009.
20. HACK, J.T. Interpretation of erosional topography in humid temperate regions. *Am. J. Sci.*, v. 258A, p. 80-97. 1960.
21. HACK, J.T. Stream-profile analysis and stream-gradient index. *Journ. Research of the U.S. Geol. Survey*, v. 1, n. 4, p. 421-429. 1973.
22. HASUI, Y. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, 1, Belo Horizonte, 1990. *Boletim SBG*, n. 11, p. 1-31. 1990.
23. HASUI, Y.; SENA COSTA, J.B.; BORGES, M.S.; JIMENEZ-RUEDA, J.R.; MORALES, N. Compartimentação neotectônica do lineamento Paranapanema. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS – SNET, 7, Lençóis (BA), 1999. *Atas...* Lençóis: SBG-BA, Sessão 4, p. 37-39. 1999.
24. INFANTI Jr., N. & FORNASARI FILHO, N. Processos de dinâmica superficial. In: OLIVEIRA, A.M.S. & BRITO, S.N.A. *Geologia de Engenharia*. São Paulo: Oficina de Textos. ABGE, cap. 9, p. 131-152. 1998.
25. IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo, Escala 1:1.000.000*. São Paulo: DMGA, 2 v. (IPT, Monografias 5). 1981.
26. IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo*. São Paulo. 2v. (IPT. Relatório 27.394). 1989.
27. IPT – INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. *Sismotectônica e dinâmica superficial na área do Complexo Hidrelétrico Canoas, SP e PR*. São Paulo. 4v. (IPT. Relatório 30.924). 1992.
28. JUSTUS, J.O. *Subsídios para interpretação morfogenética através da utilização de imagens de radar*. Salvador. 204 p. (Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia – UFBA). 1985.
29. KELLER, E.A. & PINTER, N. *Active tectonics – Earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 1996.
30. LEOPOLD, L.B. & LANGBEIN, W.B. *The concept of entropy in landscape evolution*. U.S. Geological Survey Professional Paper 500-A, 20 p. 1962.
31. MAGALHÃES, F.S. *Tensões regionais e locais: casos no território brasileiro e padrão geral*. São Carlos (SP). 225 p. (Tese de Doutorado, Escola de Engenharia de São Carlos – Universidade de São Paulo – USP). 1999.
32. MAGALHÃES, F.S. & SERRA Jr., E. Falhamento inverso em basaltos nas fundações da Usina Hidrelétrica Canoas I, rio Paranapanema (SP/PR). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, 1995. Águas de São Pedro (SP). *Boletim de resumos...* Rio Claro: SBG-SP/RJ/ES, p. 123. 1995.
33. MARPLE, R.T. & TALWANI, P. Evidence of possible tectonic upwarping along the South Carolina coastal plain from an examination of river

- morphology and elevation data. *Geology*, v. 21, p. 651-654. 1993.
34. MAYER, L. *Quantitative analysis of landforms: A way to delineate active tectonic structures*. Oxford, USA. 48 p. Geomorphology Laboratory – Department of Geology – Miami University Annual Technical Report. 1992.
 35. McKEOWN, F.A.; JONES-CECIL, M.; ASKEW, B.L.; McGRATH, M.B. *Analysis of stream-profile data and inferred tectonic activity, Eastern Ozark Mountains Region*. Denver, USA: U.S. Geol. Bull. 1807, 39 p. 1988.
 36. MERRITS, D. & HESTERBERG, T. Stream networks and long-term surface uplift in the New Madrid seismic zone. *Science*, v. 265, p. 1081-1084. 1994.
 37. MIOTO, J.A. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil*. Rio Claro (SP). 2 v. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista – IGCE-UNESP). 1993.
 38. NAKASU, L. *Recursos minerais do rio Paraná a montante de Guaiúra*. Rio Claro (SP). 211 p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista – IGCE-UNESP). 1998.
 39. RENNE, P.R.; PACCA, I.G.; COE, R.S.; GLEN, J.M.; PRÉVOT, M.; PERRIN, M. The age of the Paraná flood volcanism, rifting of Gondwanaland, and the Jurassic-Cretaceous boundary. *Science*, v. 258, p. 975-979. 1992.
 40. RODRIGUEZ, S.K. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira, PA*. São Paulo. 106 p. (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – IGUSP). 1993.
 41. RODRIGUEZ, S.K. & SUGUIO, K. Gradientes hidráulicos das drenagens de 2ª ordem: uma contribuição para os estudos de neotectônica da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira – PA. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. *Resumos expandidos...* São Paulo, SBG, 1992, p. 598-600.
 42. SAAD, A.R. *Análise da produção técnico-científica*. Rio Claro (SP). 150 p. (Texto apresentado ao concurso para obtenção do título de Livre-Docente. Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista – IGCE-UNESP). 1997.
 43. SALLUN, A.E.M. & SUGUIO, K. Depósitos quaternários da região entre Marília e Presidente Prudente (SP). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 3, p. 385-395. 2006.
 44. SANTOS, A.; ITRI, S.L.; ETCHEBEHERE, M.L.C. Análise de perfis longitudinais de drenagens da bacia hidrográfica do Rio Turvo (SP) para avaliação de deformações neotectônicas. Uma contribuição para o planejamento territorial. In: JORNADA DE INICIAÇÃO CIENTÍFICA DA UNIVERSIDADE GUARULHOS – JIC-UnG, 2, Guarulhos, SP, 2004. *Resumos...* Guarulhos, UnG, 2004, CD-ROM.
 45. SANTOS, L.F.F.; GUEDES, I.C.; ETCHEBEHERE, M.L.C. Análise neotectônica do Pontal do Paranapanema (SP) mediante aplicação de parâmetros fluviomorfométricos. *Geociências*, v. 30, p. 491-507, 2011.
 46. SCHUMM, S.A. & SPITZ, W.J. Geological influences on the Lower Mississippi River and its alluvial valley. *Eng. Geol.*, v.45, p. 245-261. 1996.
 47. SEEBER, L. & GORNITZ, V. River profiles along the Himalayan arc as indicators of active tectonics. *Tectonophysics*, v. 92, p. 335-367. 1983.
 48. SERRA Jr., E.; MAGALHÃES, F.S.; AZEVEDO, A.A. Análise de feições estruturais para o estado de tensões atuais no maciço basáltico de Taquaruçu. In: SIMPÓSIO SULAMERICANO DE MECÂNICA DE ROCHAS, 2, Porto Alegre, 1986. *Anais...* Porto Alegre: ABMS/CBMR, p. 252-262. 1986.
 49. SPITZ, W.J. & SCHUMM, S.A. Tectonic geomorphology of the Mississippi Valley between Osceola, Arkansas, and Friars Point, Mississippi. *Eng. Geol.*, v. 46, p. 259-280. 1997.
 50. TAKIYA, H. *Estudo da sedimentação neogênico-quaternária no município de São Paulo: caracterização dos depósitos e suas implicações na geologia urbana*. São Paulo. 152 p. (Tese de doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo – IGUSP). 1997.
 51. UNESP – UNIVERSIDADE ESTADUAL PAULISTA. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, 1:250.000*. Rio Claro (SP). 1982. Convênio DAEE-UNESP.
 52. VOLKOV, N.G.; SOKOLOVSKY, I.L.; SUBBOTIN, A.I. Effect of recent crustal movements on the shape of longitudinal profiles and water levels in rivers. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON RIVER MECHANICS, Bern, Suiss, 1967. *Proceedings...* Bern, International Union of Geodesy and Geophysics, 1967, p. 105-116.
 53. ZAINÉ, J.E.; BARBOUR Jr.; E.; NEGREIROS, J.H.C.; RODRIGUES, M.E.; BARRETO, M.L.K.; ETCHEBEHERE, M.L.C.; OLIVEIRA, M.S.; LUZ, O.T.; ANTONINI, S.; MUZARDO, V.A. *Geologia do Bloco 38: Região de Araçatuba/Tupã*. São Paulo. Consórcio IPT-CESP. 2 v. (Paulipetro. Relatório BP – 014/80). 1980.

*Manuscrito recebido em: 09 de fevereiro de 2011
Revisado e Aceito em: 09 de agosto de 2013*