



## O ÍNDICE DE GRADIENTE COMO INDICADOR DE ANOMALIAS NO PERFIL LONGITUDINAL DO RIO PIRAPÓ <sup>(1)</sup>

Ericson Hideki Hayakawa<sup>(2)</sup>, Janaina Deffune Profeta<sup>(2)</sup>, Maurílio Martinez<sup>(2)</sup>, José Cândido Stevaux <sup>(2,3)</sup>, Astrid Meira Martoni<sup>(2)</sup>

<sup>(1)</sup> Financiado pelo CNPq, processo n. 351480/94-3 (RN)

<sup>(2)</sup> Universidade Estadual de Maringá, Depto. de Geografia, 87020-900, Maringá, PR

<sup>(3)</sup> Universidade de Guarulhos, Lab. de Geociências, Praça Tereza Cristina, 1, 07023-070, Guarulhos, SP

Palavras-chave: perfil longitudinal, índice de gradiente, rio Pirapó

### Resumo

O presente trabalho se desenvolve a partir da construção e análise de perfis longitudinais, e do cálculo do Índice de Gradiente (*stream gradient index* ou RDE) do rio Pirapó e de seus tributários. A aplicação dessa técnica possibilitou a detecção de áreas anômalas na bacia do rio Pirapó, as quais podem ter sido originadas por tectonismo ou pela própria heterogeneidade dos corpos basálticos cortados pelas drenagens. De um modo geral, o perfil longitudinal do rio Pirapó apresentou uma quebra significativa na linha de declividade a partir dos seus 23 km da nascente, e outra menos relevante a partir dos 210 km até a foz. Esses pontos foram os que apresentaram os mais altos índices de RDE. Anomalias como a do rio Pirapó foram também detectadas na maioria dos afluentes estudados. Uma série de estudos complementares é apresentada.

### Introdução

O perfil longitudinal juntamente com a rede de drenagem são importantes elementos da geomorfologia fluvial estabelecem as condições limites para os processos de vertente. O perfil longitudinal é uma curva obtida num gráfico onde as coordenadas correspondem à altitude (H) contra a distância jusante (L) expressa pela equação:

$$H = f(L)$$

em que a tangente expressa o gradiente do canal no trecho estudado. Por meio do perfil longitudinal de um curso de água pode-se determinar não apenas o seu gradiente, mas o comportamento dessa variável ao longo do canal, da nascente à foz (Cristofolletti, 1980). O perfil longitudinal de um rio tende a ter maior concavidade quanto maior for o canal (Knighton, 1998). A concavidade do perfil está também relacionada ao seu estado de equilíbrio.



Cursos que apresentam trechos convexos podem ser considerados anômalos, e revelam a presença de elementos modificadores de relevo, que muitas vezes não são compreendidos devido à complexidade das variáveis que interagem no seu controle. Essas variáveis podem estar relacionadas a uma ou mais das seguintes causas: a) ocorrência de rochas mais resistentes; b) introdução de carga sedimentar maior ou mais grossa; c) atividade tectônica; e d) queda no nível de base, como mudança do nível do mar durante uma glaciação (Knighton, 1998, p. 244). No Brasil, são bastante escassos os trabalhos que incluem o estudo do perfil longitudinal de rios, principalmente aqueles de canais sobre rocha.

A determinação do grau de desequilíbrio que um determinado perfil encontra-se em relação ao perfil equilibrado (*graded*) é um tema que há muito vem sendo desenvolvido na geomorfologia fluvial. Baseando-se em resultados de experimentos numéricos, Snow & Slingerland (1987) mostraram que há três tipos de equações para a determinação do perfil longitudinal, dependendo da variável, ou das variáveis, que o controlam: exponencial, logarítmica e potencial.

Hack (1973) propõe o índice de gradiente (*gradient-index*) como um elemento bastante prático para a determinação de “anomalias” na concavidade natural do perfil longitudinal. Em suma, o índice de gradiente proposto por Hack permite a normalização dos valores de gradiente e a identificação de valores anômalos do rio em cada trecho do seu curso. Este elemento veio solucionar o problema de se determinar e identificar valores anômalos no gradiente do perfil longitudinal, uma vez que este apresenta na maioria das vezes, uma diminuição gradativa da cabeceira à foz, não necessariamente demonstrando a existência de pontos anômalos.

Este trabalho tem como objetivo a aplicação do índice de gradiente em rios da bacia do Pirapó (PR) como subsídio para estudos posteriores relativos a neotectônica, instalação e desenvolvimento da bacia do rio Paraná, e evolução da Plataforma Brasileira.

### **O índice de gradiente ou relação declividade-extensão (RDE)**

Redes de drenagem têm propriedades geométricas regulares que podem ser descritas quantitativamente (Leopold *et al.*, 1964). Em uma paisagem erosiva, o perfil longitudinal de um rio é uma propriedade da drenagem que fornece subsídios para o conhecimento do substrato rochoso, bem como para o entendimento dos processos geológicos e a história geomorfológica de uma área (Hack, 1960, p.50).



Segundo Hack (1973), para se avaliar o perfil longitudinal de um rio faz-se necessária a introdução de uma nova unidade de medida denominado índice de gradiente (*stream-gradient index*) ou índice SL, relação declividade (*slope*) vs. extensão do curso d'água (*length*), aqui compreendido como relação declividade vs. extensão do curso (RDE), seguindo interpretação de Etchebehere (2000). A utilização desse índice permite detectar no perfil longitudinal de um rio alterações no seu curso, uma vez que relaciona a declividade do canal com a extensão do respectivo trecho, fornecendo assim um índice para comparação de trechos fluviais de diferentes magnitudes.

Assim, o índice de relação declividade vs. extensão por trecho é calculado utilizando-se a seguinte equação:

$$\text{RDE: } (\Delta H/\Delta L) \times L$$

Onde  $\Delta H$  é a diferença altimétrica entre dois pontos selecionados do curso d'água,  $\Delta L$  é o comprimento do trecho analisado e L corresponde à extensão acumulada do rio até o ponto médio do trecho onde o índice RDE está sendo calculado.

Pode-se também calcular o RDE de um canal na totalidade de sua extensão, assim, considera-se a diferença altimétrica entre a cota superior e inferior do canal, ou seja, a diferença entre a cota localizada a montante do rio e a cota localizada na foz do mesmo e o logaritmo natural da extensão total do curso d'água. Segue a fórmula:

$$\text{RDEtotal: } (\Delta H/\text{Log } n)$$

Segundo Etchebehere (2000), os índices RDE também estão relacionados com a competência do rio em erodir e transportar os sedimentos e, são importantes indicadores de anormalidades na extensão total do canal que podem estar relacionadas à confluência de tributários, tamanho da partícula da carga de fundo, diferenciação do substrato rochoso ou a processos de deformação crustal.

No Brasil, a aplicação desses parâmetros foi pela primeira vez aplicada por Etchebehere (2000), onde através das análises dos dados obtidos, o autor consegue levantar explicações pertinentes para anomalias encontradas na sua área de estudo, Bacia do rio do Peixe/SP, sempre correlatas aos elementos já citados como possíveis causadores das anormalidades verificadas. Os procedimentos e materiais utilizados neste trabalho estão sumarizados na Tabela 1.

Tabela 1. Procedimento e materiais utilizados para elaboração do perfil longitudinal e cálculo do RDE



---

### **Material**

- 1) Mapas geológicos da PAULIPETRO (1982) escala 1:100.000, folhas de Teodoro Sampaio, Paranavaí, Maringá, Apucarana, Londrina, Mandaguari;
- 2) Mapa Geológico do Paraná da MINEROPAR (1989) escala 1:600.000;
- 3) Cartas topográficas emitidas pelo IBGE na escala 1:50.000. Nova Esperança (1972), Mandaguaçu (1972), Santa Fé (1972), Maringá (1972), Mandaguari (1992), Centenário do Sul (1973), Bom Sucesso (1972), Rolândia (1963), Colorado (1972), Astorga (1972), Prado Ferreira (1990), Santo Inácio (1973), Sabáudia (1972), Apucarana (1997), Teodoro Sampaio (1973) e Paranacity(1978).

### **Procedimento**

- 1) Utilização de curvímeter para medir a extensão da drenagem da bacia, colocar número de rios medidos;
- 2) Elaboração de planilhas contendo informações como: cota superior, cota inferior, diferença de cota, comprimento de trecho e extensão total;
- 3) Elaboração de perfil seimilogarítmico dos rios

---

### **Descrição da área de estudo**

A área da pesquisa compreende toda a bacia hidrográfica do rio Pirapó, localizada no norte do Estado do Paraná (Lat. 22°32'30" e 23°36'18"S; long. 51°22'42" e 52°12'30"W), que deságua no rio Paranapanema ao norte, limintando-se com as bacias do rio Ivaí ao sul, do rio Paraná a oeste, e a do rio Tibagi a leste.

A bacia hidrográfica do rio Pirapó possui cerca de 5.076.000km<sup>2</sup>, abrangendo cerca de 29 Municípios, entre o mais importante, cita-se Maringá De sua nascente localizada no Município de Apucarana (altitude 740m), até sua foz no rio Paranapanema (altitude 240m), o rio Pirapó percorre 251km, tendo como principal afluente (margem direita) o rio Bandeirantes do Norte que possui 149 km de extensão.

A bacia do rio Pirapó localiza-se na região em que o micro sistema climático é definido como subtropical úmido mesotérmico (Cfa), com verões quentes (temperatura média superior a 22°C), sem estação seca de inverno definido (temperatura média 18°C) e geadas pouco frequentes (Maack, 1968). Segundo dados da Estação Climatológica Principal de Maringá, a precipitação média anual dos últimos 28 anos é de 1.623,2 mm, tendo como máxima 2.266.9 mm no ano de 1983 e mínima de 1.280,6 mm no ano de 1988.

A bacia do rio Pirapó localiza-se no Terceiro Planalto Paranaense (Maack, 1968) e compreende apenas duas litologias: o basalto originado pelos derrames de lava da Formação Serra Geral e o arenito das formações Caiuá e Santo Anastácio. O basalto aflora no vale do rio Pirapó em uma faixa com largura de até 10 a 20 km, ininterruptamente, desde a cabeceira até a confluência deste com o rio Paranapanema.



A partir da média bacia, o basalto encontra-se recoberto por arenito nos divisores de drenagem e no alto curso dos menores tributários. A cobertura inconsolidada compreende apenas pequenas manchas de depósitos aluviais quaternários associados à calha do rio Pirapó e por um material arenoso e areno-argiloso de origem contraditória. Alguns autores classificam como depósito colúvio-aluvial, denominado de Formação Paranavaí (Popp e Bigarella, 1975), ao passo que outros o definem como de origem pedológica a partir dos arenitos subjacentes (GASPARETTO, 1999).

As fraturas observadas na Formação Serra Geral não possuem grandes extensões, resumindo-se a algumas centenas de metros e originaram-se principalmente o resfriamento das lavas como também por alívios de cargas. Contudo, em alguns casos, é evidente que esses elementos têm origem tectônica, provavelmente associada à atividade do Arco de Ponta Grossa. Um estudo detalhado na região de Mandaguari mostrou que os lineamentos de origem tectônica tinham orientação N40-60E e N40-60W (IPT, 1982). No campo, constituíam-se de fraturas com planos regulares de pouca abertura, freqüentemente preenchidas por calcedônia, zeólitas, calcita e clásticos finos, quase sempre recobertas por películas de óxido e hidróxido de ferro.

O relevo apresenta formas em platôs e degraus sub-nivelados, com perfis convexos retilíneos sustentadas por camadas de basalto vesicular que capeiam pacotes espessos de basalto maciço. Na passagem entre a alta e média bacia essas formas sobressaem-se como morros isolados em relação ao relevo coliniforme dos terrenos capeados pelos arenitos das formações Caiuá e Santo Anastácio. Na média e baixa bacia o relevo apresenta-se maturamente dissecado, predominando as formas levemente onduladas e predominantemente colinosas, com topos convexos amplos.

A rede de drenagem da área mantém uma íntima relação com o substrato rochoso, possuindo quase que invariavelmente leito em rocha, com alguns trechos encaixados que formam pequenos “canyons” além de numerosas corredeiras e cachoeiras em degraus.

Na baixa bacia o rio Pirapó chega a apresentar uma pequena planície de inundação com depósitos aluviais assoviados. A drenagem do Pirapó é de caráter subsequente/obsequente devido provavelmente ao movimento epirogenético e, as demais bacias de drenagem observadas na área apresentam padrão predominantemente subdendrítico e dendrítico, possuindo localmente padrões que denotam controle estrutural o que resulta uma drenagem sub-retangular e entreliça.

Por fim, a vegetação da bacia constitui-se da Mata Pluvial Tropical do Terceiro Planalto, estando atualmente quase totalmente substituída por pastagens, predominando na



alta bacia, e plantações de soja e trigo, com participação secundária de cana e laranja na sua porção média e baixa.

### Resultados e discussão

A aplicação do índice RDE e a elaboração do perfil longitudinal do rio Pirapó e demais afluentes possibilitaram a detecção de pontos com gradientes anômalos distribuídos ao longo das drenagens da bacia do rio Pirapó.

Foram medidos 26 trechos do rio Pirapó, definidos pela equidistância de 20m das curvas de nível das cartas topográficas de 1:50.000. Essa medição auxiliou na obtenção dos índices RDE total e por trecho possibilitando através da razão entre o  $RDE_{\text{trecho}}/RDE_{\text{total}}$  encontrar o índice RDE de cada trecho (Tabela 1) onde se considerou valores anômalos aqueles superiores a 2.0 (Hack, 1974 e Etchebehere, 2000).

Tabela 01 – Índices de RDE, diferenças de cotas e extensão do rio Pirapó.

Trecho	Cota Sup.	Cota Inf.	Diferença de cota (m)	Comp. do trecho (m)	Extensão (m)	Rde trecho D/E x F	RDE trecho/RDE total	Carta
			D	E	F			
1	740	720	20	100	100	20,0	0,2	Apucarana
2	720	700	20	100	200	40,0	0,4	Apucarana
3	700	680	20	250	450	36,0	0,4	Apucarana
4	680	660	20	150	600	80,0	0,9	Apucarana
5	660	640	20	2000	2600	26,0	0,3	Apucarana
6	640	620	20	1000	3600	72,0	0,8	Apucarana
7	620	600	20	1400	5000	71,4	0,8	Apucarana
8	600	580	20	6100	11100	36,4	0,4	Rolândia/Sab.
9	580	560	20	4000	15100	75,5	0,8	Sabáudia
10	560	540	20	3800	18900	99,5	1,1	Sabáudia
11	540	520	20	2500	21400	171,2	1,9	Sabáudia
12	520	500	20	2000	23400	234,0	<b>2,6</b>	Sabáudia
13	500	480	20	3300	26700	161,8	1,8	Sabáudia
14	480	460	20	1500	28200	376,0	<b>4,2</b>	Sabáudia
15	460	440	20	1500	29700	396,0	<b>4,4</b>	Sabáudia
16	440	420	20	1000	31200	624,0	<b>6,9</b>	Sabáudia
17	420	400	20	6250	32700	104,6	1,2	Sabáudia
18	400	390	10	7300	40000	54,8	0,6	Sabáudia
19	390	380	10	24700	64700	26,2	0,3	Sab./Maringá
20	380	360	20	31500	96200	61,1	0,7	Maringá
21	360	340	20	20000	127700	127,7	1,4	Maringá/Santa Fé
22	340	320	20	40250	167950	83,5	0,9	Sta Fé/Nova Esp.
23	320	300	20	26900	194850	144,9	1,6	Nova Esp/Pr.City
24	300	280	20	15500	210350	271,4	<b>3,0</b>	Paranacity
25	280	260	20	17250	227600	263,9	<b>2,9</b>	Pr.City/T. Samp
26	260	240	20	24250	251850	207,7	<b>2,3</b>	Teodoro Sampaio

Índices de  $RDE_{\text{trecho}}/RDE_{\text{total}}$  acima do limiar 2. RDE total: 90,5 ( $\Delta H/\log n x$ )

Foram identificados de sete pontos onde os índices de RDE ultrapassam o limiar 2, sendo que estes estão concentrados em duas áreas distintas. Cabe lembrar que as anomalias cujos índices se encontram entre o limiar 2 e 10 são considerados de segunda ordem, já as anomalias que sejam iguais ou superiores ao limiar 10 são consideradas de primeira ordem.



Nos trechos compreendidos entre as cotas de 480 a 420 encontram-se as anomalias mais expressivas, as quais variam de 4,2 a 6,9. Este trecho compreende cerca de 7,8 km de curso do rio e está localizado a uma distância aproximada de 25 km da nascente. A segunda área que apresentou anomalias está compreendida entre as cotas de 300 a 240 m localizadas mais a jusante do rio, nos últimos 41500 m do curso d'água e, apresenta índices entre 2,6 a 3,0.

Na primeira área que concentra os índices mais elevados, observou-se em campo significativa diferenciação no padrão do relevo, apresentando uma abrupta quebra na declividade. Segundo Etchebehere (2000), estas quebras devem apresentar processos que estão alterando o equilíbrio do curso d'água nestes setores.

No caso do rio Pirapó a confluência dos tributários neste ponto pode ser uma das causadoras da quebra de declividade, uma vez que nesse ponto o rio água dos ribeirões da Ilha, Lajeado (margem direita) e dos Dourados (margem esquerda). Nota-se que nesses três tributários (Tabela 2,3,4) que despejam um considerável volume de água no rio Pirapó há a presença de pontos anômalos nos seus cursos configurando uma das áreas mais anômalas da bacia.

Tabela 02 – Índices de RDE, diferenças de cotas e extensão do ribeirão da Ilha

Afluente	Trecho	Cota superior	Cota inferior	Diferença cota (m)	Comp. trecho (m)	Extensão (m)	RDE trecho D/E x F	RDE trecho/ RDE total	Carta
Água da Ilha	1	730	720	10	80	80	10,0	0,1	Rolândia
	2	720	700	20	115	195	33,9	0,4	Rolândia
	3	700	680	20	500	695	27,8	0,3	Rolândia
RDE total 80	4	680	660	20	1000	1695	33,9	0,4	Rolândia
	5	660	640	20	1100	2795	50,8	0,6	Rolândia
	6	640	620	20	1125	3920	69,7	0,9	Rolândia
	7	620	610	10	1000	4920	49,2	0,6	Sabáudia
	8	610	600	10	4000	8920	22,3	0,3	Sabáudia
	9	600	580	20	1600	10520	131,5	1,6	Sabáudia
	10	580	560	20	1000	11520	230,4	2,9	Sabáudia
	11	560	540	20	1500	13020	173,6	2,2	Sabáudia
	12	540	520	20	2000	15020	150,2	1,9	Sabáudia
	13	520	510	10	750	15770	210,3	2,6	Sabáudia

Tabela 03 – Índices de RDE, diferenças de cotas e extensão do ribeirão do Lajeado.

Afluente	Trecho	Cota superior	Cota inferior	Diferença cota (m)	Comp. trecho (m)	Extensão (m)	RDE trecho D/E x F	RDE trecho/ RDE total	Carta
Ribeirão do	1	730	720	10	100	100	10	0,10	Sabáudia



Lajeado	2	720	700	20	125	225	36	0,3	Sabáudia
	3	700	680	20	250	475	38	0,3	Sabáudia
RDE total	4	680	660	20	200	675	67,5	0,7	Sabáudia
96	5	660	640	20	250	925	74	0,7	Sabáudia
	6	640	620	20	1000	1925	38,5	0,4	Sabáudia
	7	620	600	20	2250	4175	37,1	0,3	Sabáudia
	8	600	580	20	3750	7925	42,2	0,4	Sabáudia
	9	580	560	20	350	8275	472,8	<b>4,9</b>	Sabáudia
	10	560	540	20	1000	9275	185,5	1,9	Sabáudia
	11	540	520	20	1900	11175	117,6	1,2	Sabáudia
	12	520	500	20	600	11775	392,5	<b>4,0</b>	Sabáudia
	13	500	490	10	450	12225	271,6	<b>2,8</b>	Sabáudia

Tabela 04 – Índices de RDE, diferenças de cotas e extensão do ribeirão dos Dourados

Afluente	Trecho	Cota superior	Cota inferior	Diferença cota (m)	Comp. trecho (m)	Extensão (m)	RDE trecho D/E x F	RDE trecho/ RDE total	Carta
Ribeirão dos Dourados	1	785	780	5	30	30	5	0,0	Mandaguari
	2	780	760	20	100	130	26	0,2	Mandaguari
	3	760	740	20	100	230	46	0,4	Mandaguari
	4	740	720	20	125	355	56,8	0,5	Mandaguari
RDE total	5	720	700	20	900	1255	27,8	0,3	Mandaguari
106,2	6	700	680	20	450	1705	75,7	0,7	Mandaguari
	7	680	660	20	1400	3105	44,3	0,4	Mandaguari
	8	660	640	20	1600	4705	58,8	0,6	Mandaguari
	9	640	620	20	3500	8205	46,8	0,4	Mandaguari
	10	620	600	20	1900	10105	106,3	1,0	Mandaguari
	11	600	580	20	2100	12205	116,2	1,1	Mandaguari
	12	580	560	20	2300	14505	126,1	1,2	Mandaguari
	13	560	540	20	4100	18605	90,7	0,9	Sabáudia
	14	540	520	20	2000	20605	206	1,9	Sabáudia
	15	520	500	20	700	21305	608,7	<b>5,7</b>	Sabáudia
	16	500	480	20	1400	22705	324,3	<b>3,1</b>	Sabáudia
	17	480	460	20	1600	24305	303,8	<b>2,9</b>	Sabáudia
	18	460	440	20	3600	27905	115	1,1	Sabáudia
	19	440	420	20	3300	31205	189,1	1,8	Sabáudia
	20	420	410	10	3000	34205	114	1,1	Sabáudia

Após seus primeiros 23 quilômetros o perfil longitudinal do rio Pirapó assume característica de equilíbrio não apresentando quebras até próximo aos 190 km onde se observa outra quebra na declividade. Neste ponto ocorre a desembocadura de seu principal afluente o rio Bandeirantes do Norte, que também apresenta pontos anômalos em seu curso (Tabela 5).

Tabela 05 – Índices de RDE, diferenças de cotas e extensão do rio Bandeirantes do Norte





Afluente	Trecho	Cota superior	Cota inferior	Diferença cota (m)	Comp. trecho (m)	Extensão (m)	RDE trecho D/E x F	RDE trecho/ RDE total	Carta
Bandeirantes do Norte	1	780	760	20	550	550	20,0	0,2	Rolândia
	2	760	740	20	200	750	75,0	0,8	Rolândia
	3	740	720	20	200	950	95,0	1,0	Rolândia
RDE total 98	4	720	700	20	1100	2050	37,3	0,4	Rolândia
	5	700	680	20	1650	3700	44,8	0,5	Rolândia
	6	680	660	20	1450	5180	71,4	0,7	Rolândia
	7	660	640	20	2400	7580	63,2	0,6	Rolândia
	8	640	620	20	2000	9580	95,8	1,0	Rolândia
	9	620	600	20	1900	11480	120,8	1,2	Rolândia
	10	600	580	20	2450	13930	113,7	1,2	Rolândia
	11	580	560	20	3600	17530	97,4	1,0	Rolândia
	12	560	540	20	3100	20630	133,1	1,4	Rolândia
	13	540	520	20	3250	23870	146,9	1,5	Prado Fer.
	14	520	500	20	3600	27470	152,6	1,6	P. Ferreira
	15	500	480	20	4750	32220	135,7	1,4	P. Ferreira
	16	480	460	20	4600	36820	160,1	1,6	Astoga
	17	460	440	20	7750	44570	115,0	1,2	Astorga
	18	440	420	20	12000	56570	94,3	1,0	Astorga
	19	420	400	20	8400	64970	154,7	1,6	Astorga
	20	400	380	20	26700	91670	68,7	0,7	Santa Fé
	21	380	360	20	4500	96170	427,4	<b>4,4</b>	Santa Fé
	22	360	340	20	12500	108670	173,9	1,8	Colorado
	23	340	320	20	18500	127170	137,5	1,4	Colorado
	24	320	300	20	18000	145170	161,3	1,6	Paracity
	25	300	290	10	4000	149170	372,9	<b>3,8</b>	Paracity

Quando se confronta o perfil longitudinal do rio com a curva de variação do RDE verifica-se uma coincidência entre os pontos anômalos verificados na reta que representa o perfil longitudinal com a reta que representa o índice de gradiente. Nos pontos onde o RDE ultrapassa o limiar 2 há também uma variação brusca na declividade do perfil longitudinal.

Foram elaborados os perfis longitudinais aritméticos e logarítmicos do rio Pirapó, juntamente com a função linear de melhor ajusta (*best fit line*), conforme o sugerido por Etchebehere 2000 (Figura 1). Observa-se nesse caso que, em ambos perfis, fica evidente um ponto de significativa convexidade no baixo curso do rio Pirapó com extensão aproximada de 100 km. A homogeneidade litológica e as características invariáveis da carga de fundo neste trecho sugerem uma provável influência tectônica na deformação do perfil longitudinal. Nesta porção da bacia é bastante evidente o encaixamento da drenagem, que pode atingir 10 a 15 m de desnível entre o leito e o terraço baixo, o que, como já foi ressaltado pelo IPT (1982), pode estar associado a um processo de soerguimento (Figura 01).

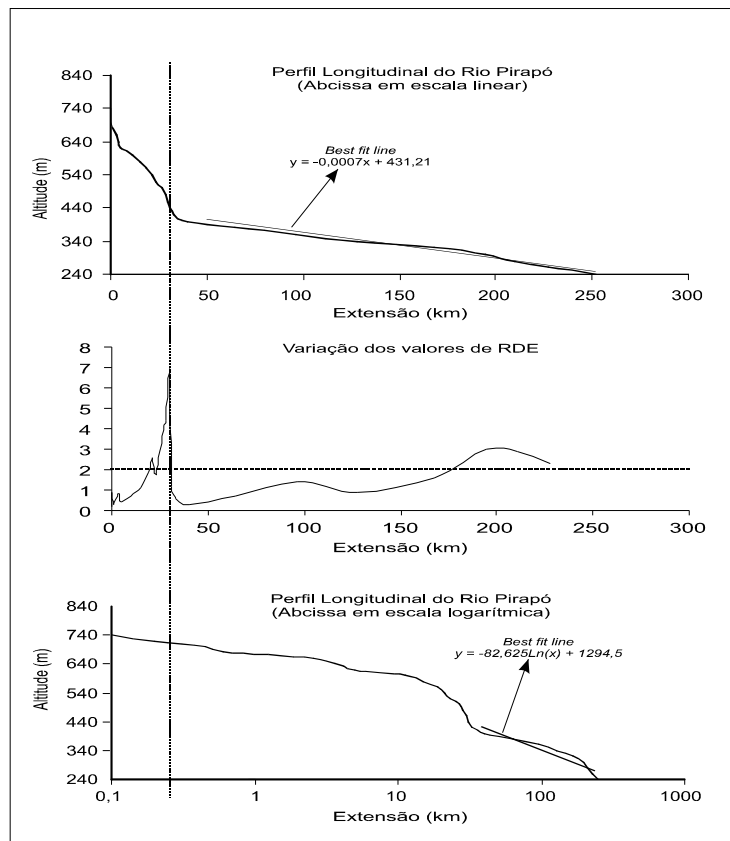


Figura 01 – Perfis linear, logarítmico e índices de RDE do rio Pirapó.

A análise da densidade de anomalias de RDE para toda a bacia (Figura 2) detectada para toda a área da bacia mostrou uma concentração na alta bacia, setor onde o relevo apresenta-se mais movimentado, com a ocorrência de morrotes de encostas íngremes e morros testemunhos.

Percebe-se também que todas as anomalias se desenvolvem sobre os basaltos que acompanham o rio desde a nascente até a foz. À medida que há um estreitamento na faixa basáltica em direção a porção norte da bacia, há também uma diminuição no número de anomalias, conseqüentemente há também uma mudança na forma de relevo, apresentando feições geralmente suavizadas e predominantemente coliniformes, com topos convexos amplos, subnivelados, e perfis convexos a retilíneos (IPT, 1982).

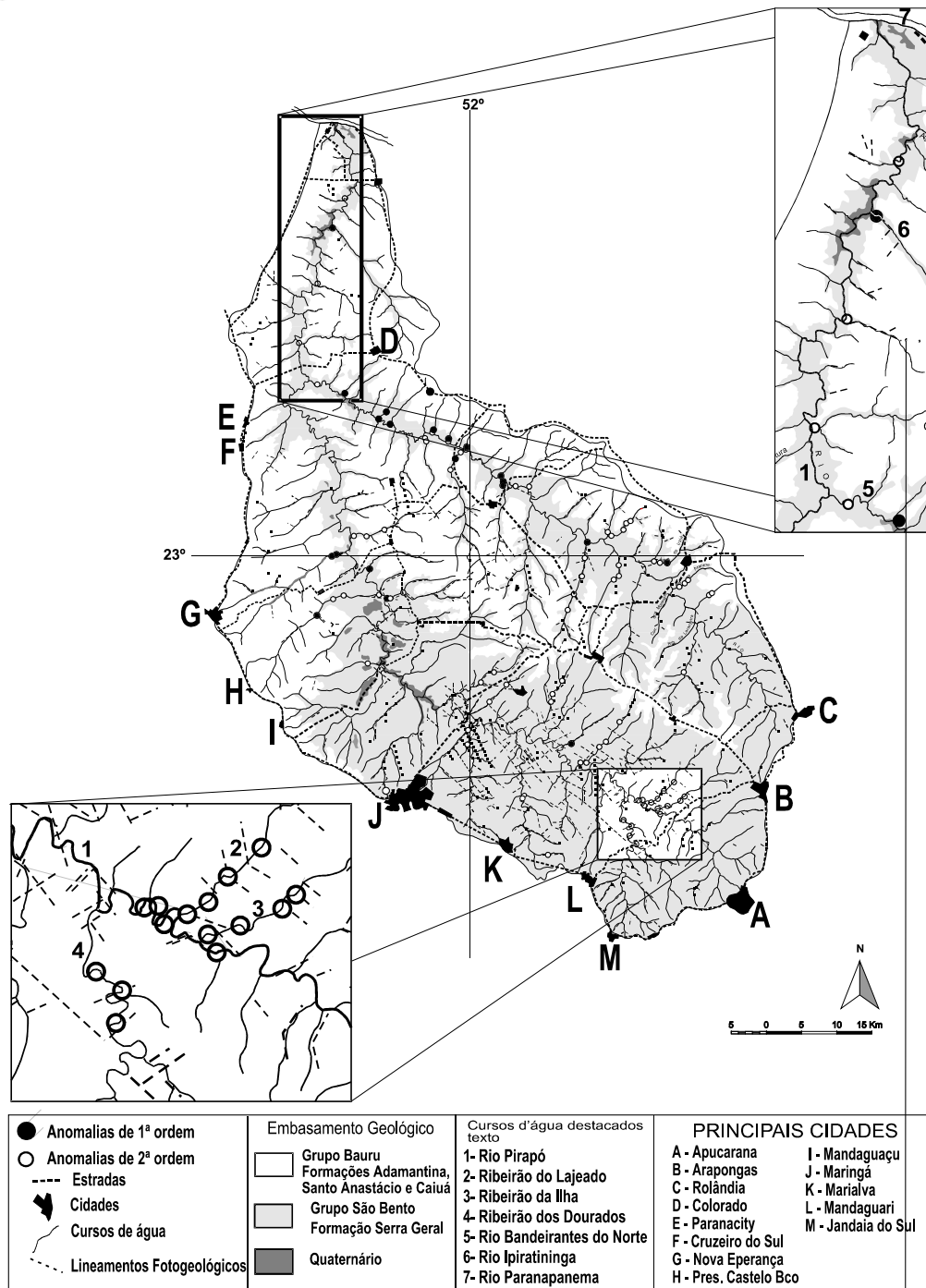


Figura 02 – Distribuição das anomalias para toda a bacia e suas principais áreas de ocorrência no rio Pirapó.

As anomalias de primeira ordem ocorrem geralmente próximo às desembocaduras e correspondem a trechos rochosos, encaixados em pequenos “canyons”, formando, via de regra, cachoeiras e corredeiras em degraus (IPT, 1981). O trecho que apresentou mais anomalias de primeira ordem corresponde aos afluentes da margem direita do rio Bandeirantes do Norte.



## Considerações Finais

As drenagens da bacia do Pirapó em estão fortemente controladas pelo grande número e fraturas que impõem trechos retilíneos tanto nas drenagens principais (rios Pirapó e Bandeirantes do Norte) como nas secundárias. Além disso outros elementos importantes como a formação de “canyons”, cahoeiras, corredeiras, vales e terraços assimétricos são indicativos de que essa drenagem encontra-se também em desequilíbrio. Contudo, é por meio do perfil longitudinal e do índice de gradiente que se pode definir com maior precisão os pontos de ocorrência e a intensidade do desequilíbrio.

Os pontos anômalos distribuídos pelas drenagens da bacia do rio Pirapó, apresentadas neste trabalho, podem ser considerados como os pontos de partida para uma análise quantitativa e genética de seu desequilíbrio. Nesse sentido, algumas considerações são necessárias. O rio Pirapó corre totalmente sobre o basalto da Formação Serra Geral, e esse fato por si deveria eliminar a litologia como variável de desequilíbrio. Estudos em outros rios sobre basalto, efetuados por Iriondo *et al.* (2000) na bacia do rio Uruguai, mostram em geral um perfil bastante equilibrado, ao menos na maior parte de seu curso.

Contudo, é impossível deixar de considerar o controle litológico dos derrames de basalto no relevo da bacia do rio Pirapó. Formações em mesetas ou degraus são características em sua porção alta, cujos topos coincidem com a ocorrência de basalto vesicular, ou seja, com o topo dos derrames. A Formação Serra Geral, na área da bacia estudada, é constituída, via de regra, por camadas de basalto, aparentemente homogêneo, com espessura da ordem de 20 a 40m, delimitados ao topo por camadas de 1 a 2 m de basalto vesicular. São esses corpos que definem as grandes feições do relevo tabular da região. Uma análise mais detalhada dos pacotes de basalto mostrou que estes, em muitos casos, não são totalmente maciços e homogêneos, mas formados por uma série de micro derrames com espessura de ordem centimétrica a métrica. Tal fato poderia produzir um canal de drenagem em pequenos degraus pela erosão diferencial de cada micro derrame e dessa forma gerar a grande quantidade pontos anômalos de RDE.

Assim, os dados aqui apresentados, muito embora localizem e quantifiquem os pontos causadores do desequilíbrio dos canais de drenagem, não permitem ainda uma avaliação quanto a sua gênese – se ligada a variabilidade interna dos pacotes de basalto, se por imposição estrutural provocada pelo grande número de fraturas e pequenas falhas (IPT, 1981, 1982). Estes últimos elementos encontram-se, em muitos casos, preenchidos por veios de calcedônia e quartzo, que constituem uma superfície mais resistente à erosão que se diferencia dentro dos corpos de basalto maciço.



É assim muito provável que o desequilíbrio das drenagens da bacia do rio Pirapó esteja sendo causado pela conjunção desses dois fatores e que a definição da participação de cada um deles na deformação do perfil longitudinal dessas drenagens seja um problema de difícil solução. Algumas perspectivas de estudo podem ser definidas no sentido de se tentar diferenciar a participação dessas variáveis no desenvolvimento da drenagem da bacia: a) o mapeamento em detalhe dos trechos de maior concentração de anomalias (Hack, 1960, 1973), b) a construção de perfis topográficos transversais desses trechos (Pazzaliglia *et al.*, 1998), c) o mapeamento de trechos aluviais com determinação do tamanho das partículas da carga de fundo e de sua variação ao longo do canal (Knighton, 1998) e d) a determinação de áreas freqüentemente inundáveis (Schumm *et al.*, 2000).

A solução dos problemas propostos nesse trabalho para a bacia do rio Pirapó, podem trazer uma grande contribuição para o conhecimento da instalação e evolução da bacia do alto Paraná e da própria evolução da plataforma Brasileira.

### Referências Bibliográficas

- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Editora Edgard Blucher, 2ª edição, São Paulo, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia Fluvial**. Editora Edgard Blucher. São Paulo, 1981.
- DARTON, N. H. **Configuration of the bedrock surface of the District of Columbia and vicinity**. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 217, 1950.
- ETCHEBEHERE, M. L. C., **Terraços neoquaternários no vale do rio do Peixe, Planalto Ocidental Paulista: implicações estratigráficas e tectônicas**. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro). Rio Claro, SP, 2000.
- FORTES, E. **Geomorfologia do baixo curso do rio Ivinhema, MS: uma abordagem morfogenética e morfoestrutural**. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro). Rio Claro, SP, 2003.
- HACK, J. T. **Studies of longitudinal stream profiles in Virginia and Maryland**. U.S. Geol. Survey Prof. Paper, v. 259-B, 1957.
- HACK, J. T., and Young, R. S. **Intrenched meanders of the North Fork of the Shenandoah River, Virginia**. U.S. Geol. Survey Prof. Paper 354-A, 1959.
- HACK, J. T. **Interpretation of erosional topography in humid temperate regions**. American journal of Science, Bradley, v. 258-A, 1960.



- HACK, J. T. **Stream-profile analysis and stream-gradient index.** U.S. Geol. Survey, Jour. Research, 1(4): 421-429, 1973.
- IRIONDO, M.E., STEVAUX, J.C. & ORFEO, O., **Caracterização geomorfológica e sedimentológica do arroio Los Muertos: um tributário típico da alta bacia do rio Uruguai.** Geociências, vol. 19, n. 1, 61-69, São Paulo.
- KNIGHTON, D., **Fluvial forms & processes.** Arnold, Londres, 383p., 1998.
- LEOPOLD, L. B. WOLMAN, M.G. & MILLER, J. P., **Fluvial Process en Geomorphology.** W. H. Freeman & Co., San Francisco, 1964.
- MAACK, R. **Geografia Física do Estado do Paraná.** Curitiba: Badep/UFPR, 1968
- MACKIN, J. H. **Concept of the graded river.** Geol. Soc. America Bull, V-59:463-512, 1948.
- MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO PARANÁ.** Escala 1:650.000, 1989.
- PAULIPETRO, Consórcio CESP/IPT. **Mapeamento geológico do Bloco SF-22-N (ACS-42).** Folha de Teodoro Sampaio, Escala 1:100.000. V. 1, Relatório Interno, 1982.
- PAULIPETRO, Consórcio CESP/IPT. **Mapeamento geológico do Bloco SF-22-T (ACS-73).** Folha de Paranavaí, Escala 1:100.000. V. 1, Relatório Interno, 1982.
- PAULIPETRO, Consórcio CESP/IPT. **Mapeamento geológico do Bloco SF-22-U (ACS-74).** Folhas de Apucarana, Londrina, Mandaguari, Maringá, Escala 1:100.000. Relatório Interno, 1982.
- POPP, J.H. & BIGARELLA, J.J., **Formação cenozoicas do nordeste do Paraná.** Na. Acad. Brás. de Cienc., Rio de Janeiro, v. 47, p. 465-472 (suplemento), 1975
- PAZZAGLIA, F.J., GARDNER, T.W. & MERRITTS, D.J., **Bedrock fluvial incision and longitudinal profile development over geologic time scale determined by fluvial terraces.** In: Tinkler, K.J. & Wohl, E.E. (Eds), River over rocks. American Geophysical Union, Washington, 207-235., 1998.
- SCHUMM, S.A., DUMONT, J.F. & HOLBROOK, J.M., **Active tectonics alluvial rivers.** Cambridge university Press, 276, 2000.
- SNOW, R.S. & SLINGERLAND, R.L. **Mathematical modeling of graded river profiles.** *Journal of Geology*, 95, 15-33, 1987.