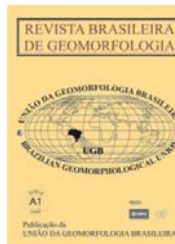




www.ugb.org.br  
ISSN 2236-5664

## Revista Brasileira de Geomorfologia

v. 15, nº 2 (2014)



### TRANSPORTE DE SEDIMENTOS EM CANAIS FLUVIAIS DE PRIMEIRA ORDEM: RESPOSTAS GEOMORFOLÓGICAS

### TRANSPORT OF SEDIMENTS IN FIRST ORDER STREAMS: GEOMORPHOLOGICAL RESPONSES

**Antonio Paulo Faria**

*Departamento de Geografia – Universidade Federal do Rio de Janeiro.*

*Rua Athos da Silveira Ramos, n. 274, Ilha do Fundo, Rio de Janeiro/RJ. Cep: 21941-916, Brasil.*

*E-mail: apfgeo@gmail.com*

#### Informações sobre o Artigo

Data de Recebimento:

03/04/2013

Data de Aprovação:

28/03/2014

#### Palavras-chave:

Canais de primeira ordem, nascentes, transporte de sedimentos, detritos orgânicos nas calhas.

#### Keywords:

First order channels, springs, transport of sediment, organic debris in the stream.

#### Resumo

Este trabalho estuda a mobilização de sedimentos em canais fluviais de primeira ordem de área florestada, mostrando sua complexidade em função das grandes cargas de detritos orgânicos que caem dentro dos canais intermitentes. Foram utilizadas técnicas diferentes para medir deflúvios em calhas perenes e intermitentes, durante fluxos regulares e torrenciais. Também foram utilizadas técnicas distintas para medir o transporte de sedimentos de fundo e em suspensão, como baldes coletores, bandejas, coletores de amostras em suspensão do tipo rising-stage, estimativas por cubagem e traçadores físicos. Na área de estudo os canais de primeira ordem possuem até 500 m de extensão, eles diferem muito dos rios maiores porque as nascentes migram sazonalmente e a carga de detritos orgânicos que entra na calha chega a 20 t/ano, o que influencia na dinâmica de transporte de sedimentos. Normalmente a capacidade de transporte é muito baixa devido aos deflúvios pequenos. Nas três bacias estudadas no Parque Nacional da Tijuca (RJ), as descargas médias foram calculadas em 2,6 l/s. O volume médio de sedimentos transportado em cada bacia foi de apenas 2,2 t/ano, e o transporte somente ocorreu durante 154 dias ao ano, entretanto, 94% do volume total de sedimentos pode ser removido em apenas 5 ou 6 dias, durante os deflúvios de energia elevada, com vazão maior que 50 l/s. A taxa de transporte oscila muito em função da disponibilidade de sedimentos, normalmente o estoque de areia é pequeno, ou até inexistente em certos canais. Geomorfologicamente esses resultados mostram que, dependendo do tipo de uso do solo, esses canais podem desaparecer se a taxa de transferência de sedimentos das encostas por erosão for maior que a capacidade de transporte de sedimentos dos canais.

#### Abstract

This work demonstrates the transport of sediment in three first order channels of forested area, and how it is complex because the presence of large volume of organic debris inside the intermittent streams. Different methods were used

to measure runoff from perennial and intermittent streams during regular flows and flash floods. Distinct technics also were modified to measure streambed material and suspended sediments, like bucket and pan collectors, rising-stage sampling sediments, and physical tracers. The first order streams in the research area, situated in the Tijuca Forest, Rio de Janeiro, are as long as 500 m. They are very different from bigger rivers, first due to the seasonal spring migration, and also because the large volume of organic debris accumulated inside the channels, which can reach a rate of 20 T/y, influencing the transport of mineral particles. Their capacity to transport sediment normally is very low and complex, the average discharge is 2.6 l/s only. The total load carried out from each catchment is 2.2 T/y in average, which occur during 154 days/year. However, 94% of this volume can be carried out in 5 or 6 days by storm flows higher than 50 l/s. The transportation rate oscillates in a large range due to the availability of sand, silt, and clay. According to these data, agricultural use of the slopes may cause the extinction of these first order channels if the rate of transference of sediments from the slopes by erosion is bigger than the stream capacity to transport sediments.

## Introdução

Faria (1994) e Faria e Marques (1999) destacam que as bacias de primeira ordem são muito sensíveis às alterações na cobertura do solo. Estudando bacias com área média de 0,3 km<sup>2</sup> em Itapemirim (ES), esses autores perceberam que quando elas estão sob intenso uso agrícola, a erosão transfere das encostas para os canais uma carga de sedimentos de aproximadamente 780 t/ano. Este volume é muito superior à capacidade desses canais para realizar a remoção e o transporte, o que acarreta numa intensa sedimentação no fundo dos vales, o que pode levar ao encurtamento ou desaparecimento dos canais de primeira ordem. Golosov e Ivanova (1993) também constataram o mesmo processo nas bacias de áreas agrícolas na Rússia. Conclui-se, com isso, que este processo independe do clima, pode ocorrer tanto em áreas tropicais quanto em áreas temperadas.

Muitos canais de primeira ordem do Maciço da Tijuca, incluindo os monitorados neste trabalho, também foram soterrados por intensa sedimentação ocorrida entre os anos 1810 e 1862. A causa foi a substituição da Mata Atlântica por plantações de café. Mas a partir do reflorestamento feito em 1875, os canais começaram o processo de regeneração, de acordo com os trabalhos de Faria (1997, 1998a e 1998b).

Este trabalho objetiva conhecer melhor a capacidade dos canais de primeira ordem para transportar sedimentos em ambientes florestados, a dinâmica de movimentação das partículas e as possíveis respostas geomorfológicas quando ocorre a remoção da floresta. As pesquisas foram realizadas em três bacias representativas do maciço da Tijuca, Rio de Janeiro, em função da facilidade de acesso e por ser uma área que conta com boa base de dados.

## Dinâmica dos Canais de Primeira Ordem

De acordo com os modelos de Strahler (1952) e Shreve (1966), os canais de primeira ordem não possuem tributários, e nas áreas úmidas os deflúvios aumentam em direção de jusante. Entretanto, o crescimento da vazão não é igual ao longo da calha, algumas áreas contribuem mais que outras, como nas depressões não canalizadas nas encostas, de acordo com Anderson e Burt (1978). Outra importante fonte para os fluxos desses canais são as redes de dutos (*pipes*) no solo, que formam nascentes secundárias, contribuindo significativamente com o deflúvio, como descrito por Jones e Crane (1984) e Faria (1998b).

A capacidade de transporte de sedimentos dos rios depende basicamente da vazão e da velocidade do fluxo, e isto é demonstrado por vários modelos, como o da potência hidráulica ( $\Omega$ ), por Bagnold (1966). Entretanto, canais de primeira ordem possuem comportamento e dinâmica diferenciados dos rios maiores em função de vários fatores, demonstrados a seguir.

- a. Normalmente possuem gradientes muito elevados por ficarem em zonas de cabeceira de drenagem, formadas por montanhas e morros (STRAHLER, 1952).
- b. A maioria possui nascentes móveis ou migrantes, que formam o segmento de canal intermitente. Por conseguinte, a calha fica seca sazonalmente, mesmo em região úmida (HORTON, 1945; FARIA, 1997).
- c. A oscilação da vazão entre mínima e máxima pode variar aproximadamente 1000 vezes, enquanto nas bacias maiores na mesma região e com mesmo clima, varia menos de 100 vezes (FARIA, 1998b).
- d. Aumento repentino das descargas produzidas pelos

- fluxos torrenciais (WHITING e BRADLEY, 1993).
- e. Geralmente a velocidade do fluxo na calha muda abruptamente em curta distância, em função da existência de degraus, *riffles* (depósitos grosseiros), estreitamentos, rupturas de declive e lagos com área de poucos metros quadrados (WHITING e BRADLEY, 1993).
  - f. Geralmente o depósito de calha é formado por areias grossas, grânulos, seixos, calhaus e matacões. Porém, é comum existir estoque de areia muito reduzido ou mesmo a ausência desse tipo de sedimento (RICE e CHURCH, 1996; MAY e GRESSWELL, 2003).
  - g. O volume de detritos orgânicos (folhas e galhos) dentro da calha é grande, o que afeta a velocidade dos fluxos (ZIMMERMAN *et al*, 1967; GURNELL e GREGORY, 1984; FETHERSTON *et al*, 1995; FARIA, 2000).
  - h. Movimentos de massa nas encostas e nas margens transferem volumes significativos de sedimentos diretamente para dentro das calhas (WHITING e BRADLEY, 1993; JOHNSON *et al*, 2007).

Existe um limite que separa as fases de sedimentação (agradção) e erosão (degradação) nos canais fluviais, baseado no limiar da força crítica (*shear stress*), de acordo com Lane (1955) e Bull (1979). A fase de sedimentação ocorre quando a taxa de entrada de sedimentos é maior que a capacidade de transporte. Nesta situação, de acordo com Faria (1994) e Faria e Marques (1998), o comprimento dos canais de primeira ordem tende a diminuir devido ao assoreamento que ocorre de montante para jusante, soterrando progressivamente as nascentes. A fase de erosão ocorre quando a capacidade de transporte dos canais é maior que o volume de sedimentos transferido das encostas, podendo erodir a cabeceira, o fundo e as margens, causando a expansão das calhas, de jusante para montante.

O volume de detritos orgânicos (*DO*) dentro do canal pode influenciar na relação entre potência hidráulica e transporte de sedimentos. De acordo com Zimmerman *et al* (1967), Keller e Swanson (1979) e Gurnell e Gregory (1984), fragmentos de troncos, galhos e folhas das árvores caem dentro das calhas formando pequenas barragens que influenciam diretamente a dinâmica dos fluxos, o transporte de sedimentos e a erosão. Fetherston *et al* (1995) mostram que quanto menor for o

canal, maior é a influência dos detritos orgânicos porque o volume de *DO* produzido por m<sup>2</sup> é dividido pelo volume da vazão. Sendo assim, os canais de primeira ordem devem ser os que mais sofrem com a influência dos detritos orgânicos e que, além disso, também são influenciados pela migração sazonal da posição das nascentes, que deixa parte da calha seca nos períodos de estiagem.

### Características dos Canais Estudados

As três bacias de primeira ordem estudadas (A, B e C) estão situadas no maciço da Tijuca, Rio de Janeiro (Figura 1). A área é formada por montanhas de blocos falhados com altitudes de até 1022 m. Porém, os vales das bacias monitoradas assentam-se em altitudes entre 500 e 860 m. A litologia principal é composta por gnaisse kinzigito (paragnaisse). A pluviosidade média anual é de 2300 mm, podendo chegar a 3400 mm nos anos mais úmidos, de acordo com dados do Instituto Nacional de Meteorologia.

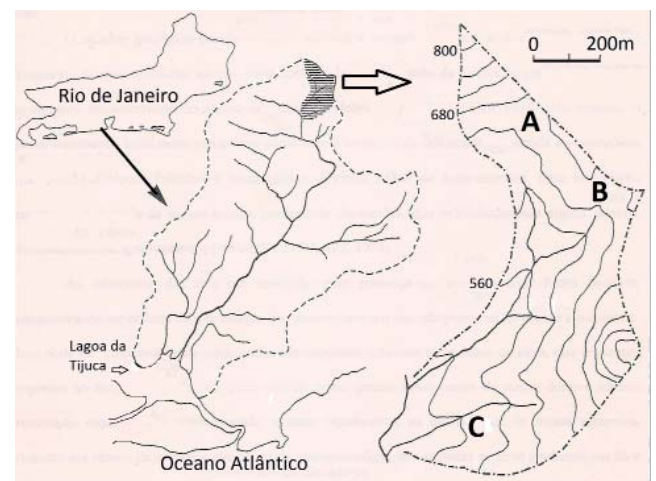


Figura 1 - Área de estudo.

Em termos morfológicos, os canais fluviais de primeira ordem monitorados neste trabalho se assemelham à maioria que ocorre nas serras do sudeste brasileiro, constituídas de rochas ígneas. Nos trechos dos vales onde a declividade do eixo longitudinal fica acima de 30°, o embasamento rochoso aflora devido à maior energia dos deflúvios. Porém, na maior parte da extensão os canais cortam colúvios grosseiros e solos areno-argilosos. Nos setores constituídos de depósitos de tálus heterogêneos, os fluxos correm entre calhaus,

matações e blocos (*riffle*), formando degraus e pequenos lagos, conforme classificação de Keller e Melhorn (1978). Nos trechos com declividades mais suaves, em torno de 5°, formam-se ambientes deposicionais intermitentes em função da redução da velocidade dos fluxos, devido à presença de galhos e folhas.

Faria e Marques (1998) observaram três formas de aporte de sedimentos finos para as calhas. A primeira é um conjunto de processos que inclui: 1) erosão por salpicamento das margens provocada pelas gotas das chuvas; 2) expansão-contracção do solo entre períodos úmidos e secos que desloca pequenos blocos e torrões das margens para as calhas; 3) crescimento das raízes da vegetação e atividades da fauna, que também deslocam sedimentos das paredes verticais do canal fluvial (barancas). Foi calculado que esses processos deslocam na área aproximadamente 4,4 t/ano de sedimentos, que se depositam nas margens formando fontes de sedimentos finos (Figura 2). Entretanto, os deflúvios regulares não atingem esses depósitos porque a profundidade média desses fluxos nas calhas é de 5 cm. Esses depósitos são retrabalhados apenas quando o nível atinge alturas superiores a 15 cm, promovendo assim o transporte em suspensão, que ocorreu em média apenas três dias/ano.

A segunda forma de aporte de sedimentos ocorre durante as descargas de maior energia, que erodem diretamente as margens e as rupturas de declive formadas nos depósitos de tálus e colúvio (FARIA, 1998b). Outra fonte de sedimentos finos são os movimentos de massa nas encostas durante as chuvas muito intensas e prolongadas, como as de 1996 e 2010.

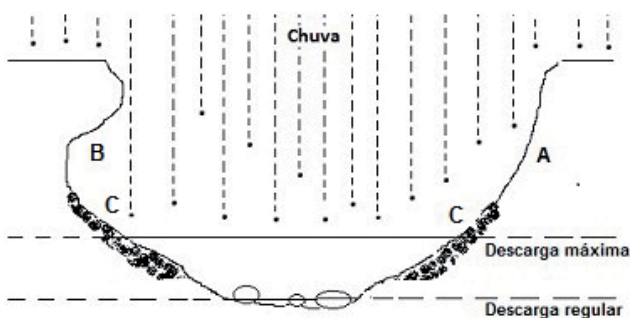


Figura 2 - Fonte de sedimentos para a calha: A) área onde as partículas são mobilizadas predominantemente pelas gotas das chuvas; B) área onde os sedimentos são mobilizados pelas atividades da fauna, crescimento das raízes e pela expansão/contracção do solo, e C) depósitos formados pela mobilização de sedimentos das bordas do canal (fonte: FARIA E MARQUES, 1998).

## Monitoramentos de Campo e Procedimentos de Laboratório

Foram escolhidas três bacias de primeira ordem próximas uma das outras para facilitar os trabalhos, e em seus canais foram instalados diversos vertedouros, equipamentos para coletar sedimentos de fundo e em suspensão e estruturas para observar o processo migratório das nascentes das bacias B e C. O canal da bacia A tem nascente fixa. Os procedimentos de campo e laboratório são descritos a seguir.

Para medir a velocidade dos fluxos de água durante as descargas regulares, foi adotada a técnica *dilution gauging*, baseado em Church (1974). Para medir as descargas dos canais ( $Q$ ) foi adotado o método volumétrico, que consiste no tempo de enchimento de recipiente de 20 litros ( $\nabla$ ), colocados na base dos vertedouros triangulares, ou “V” (equação 1). O resultado é expresso em litros por segundo (l/s), como descrito por Gordon *et al* (1992).

$$Q = \nabla/t \quad (1)$$

Os fluxos torrenciais repentinos (*flash flood*) nos canais, que são descargas grandes e com velocidades altas, que ocorrem durante ou logo após as tempestades, foram medidos por estimativa, multiplicando a velocidade do fluxo ( $V$ ) pela área do perímetro molhado ( $A$ ). O menor fluxo torrencial repentino observado nas bacias de estudo foi dez vezes maior que a descarga média, e a maior, foi 500 vezes. A área foi calculada com base nas marcas deixadas pelos fluxos de água, como detritos orgânicos nos troncos das árvores, na vegetação de pequeno porte e nas margens dos canais. A velocidade ( $V$ ) foi estimada utilizando flutuadores. Posteriormente os dados foram corrigidos pelo coeficiente de rugosidade de Manning, que varia de 0,03 a 0,05 em canais de áreas montanhosas.

A capacidade dos canais para transportar carga de leito foi baseada no aumento da potência hidráulica ( $\Omega$ ) em direção de jusante, definida por Bagnold (1966) e Gordon *et al* (1992). Para calcular o aumento de  $\Omega$  em direção de jusante foi necessário conhecer a taxa de crescimento da descarga do fluxo, ou descarga por unidade de comprimento ( $q_L$ ), demonstrado por Faria (1998b). Por exemplo, na bacia A foram instalados sete vertedouros, distribuídos ao longo da calha de 470 m.

Em cada segmento delimitado por dois vertedouros, a descarga de montante ( $Q_m$ ) foi subtraída de jusante ( $Q_j$ ) e o resultado foi dividido pelo comprimento do segmento ( $L$ ), como mostra a equação 2.

$$q_L = Q_m - Q_j / L \quad (2)$$

A potência hidráulica por unidade de comprimento de canal é descrita pela equação 3, onde  $\Omega$  (ou  $\omega$ ) tem unidade em watts/m<sup>2</sup>.  $\rho$  é a massa específica da água,  $g$  a aceleração da gravidade,  $Q$  descarga e  $s$  o gradiente do canal.

$$\Omega = \rho g Q s \quad (3)$$

Para medir o transporte de fundo de calha foram usados alguns métodos distintos. Durante as descargas regulares, com vazões de até 7 l/s, foram utilizados baldes de 20 litros abaixo dos vertedouros para coletar sedimentos durante um período de uma hora. Nos períodos de deflúvio abaixo da média, com vazões de até 2,6 l/s, os baldes coletavam sedimentos em um período de 24 horas. Este método não foi usado quando as descargas ficavam acima de 7 l/s porque a turbulência promovida pela queda d'água removia as partículas dos recipientes. Nessas circunstâncias foram usadas bandejas de metal, de 1 m<sup>2</sup> e 0,1 m de altura (técnica adaptada de HUBBELL, 1964), colocadas no fundo das calhas.

Durante os eventos de fluxo torrencial repentino o transporte foi estimado por cubagem, baseado na acumulação das partículas a montante das barragens formadas por troncos, galhos e matações, como preconizam Gordon *et al* (1992).

Também foram utilizados traçadores físicos coloridos para medir a capacidade de transporte dos fluxos de alta energia, constituídos por grânulos angulosos de quartzo, de 10 mm de diâmetro, nas cores vermelho, azul, laranja e roxo. A forma das partículas e o calibre representam bem o tipo de sedimento encontrado nesses canais. Cargas de 1 kg ( $\pm$  380 grãos) de cada cor foram colocadas nas calhas das bacias A e C, distantes de 50 a 200 m da foz, com espaçamento de 50 m entre elas. Cada carga foi colocada no fundo da calha formando faixas de 10 x 100 cm. Os trechos de canal escolhidos para depositar os traçadores tinham declividades entre

3° e 5°. As distâncias de deslocamento foram correlacionadas com as respectivas vazões. Quinze campanhas foram feitas para fazer essas medições, e com isso foi possível ter uma idéia sobre a capacidade de transporte para cada trecho do canal, porque o deflúvio cresce de montante para jusante.

Para medir o transporte de sedimentos em suspensão foi utilizada uma modificação do coletor de amostras US U-59, do tipo *rising-stage*, descrito por Brakensiek *et al* (1979).

No laboratório foram usados procedimentos padrões de análise granulométrica e mineralógica. Os sedimentos coletados foram separados por peneiramento, enquanto as argilas e siltes foram separados pelo método da pipeta, como descrito por Day (1965).

O cálculo do volume de detritos orgânicos nas calhas seguiu o mesmo procedimento aplicado na análise da serapilheira sobre os solos, como descreve Vallejo (1982). Entretanto, as folhas de palmeiras e os galhos foram cortados e pesados separadamente. Os resultados são expressos em kg/m<sup>2</sup> de detritos orgânicos úmidos ( $OD_u$ ) e detritos orgânicos secos ( $DO_s$ ).

### Dados Hidrológicos e Hidráulicos

As descargas relativas ao fluxo de base dos canais de primeira ordem das bacias A, B e C são muito pequenas, porque cada bacia tem área de captação de dimensões reduzidas, com áreas de 0,06, 0,11 e 0,14 km<sup>2</sup> respectivamente.

A bacia A possui nascente do tipo fixa, ou seja, a calha de 470 m tem fluxo o ano inteiro. As descargas relativas ao fluxo de base alimentada pelo lençol freático, oscila entre 1,1 e 16,0 l/s. O deflúvio médio é de 3,5 l/s, que corre numa calha cuja declividade longitudinal média é de 23°.

Na bacia B a nascente migra sazonalmente formando um segmento de canal intermitente de até 230 m, e um segmento perene de 20 m. As descargas relativas ao fluxo de base oscilam entre 0,1 e 10 l/s, média de 1,6 l/s (Figura 3). A declividade longitudinal média da calha é de 16°.

O canal da bacia C também tem nascente do tipo móvel, que migra ao longo da calha em até 320 m, o que equivale ao segmento intermitente. O segmento perene possui 148 m. As descargas do fluxo de base variam entre 0,1 e 14 l/s, com média de 2,7 l/s. A declividade

longitudinal média da calha é de 11°.

Os deflúvios das três bacias são distribuídos ao longo do ano da seguinte forma:

- Descargas abaixo de 0,6 l/s – ocorrem em 175 dias (48% do ano).
- Descargas entre 0,6 e 2,6 l/s – em 36 dias (10%).
- Descargas entre 2,6 e 7,0 – em 140 dias (38%).
- Descargas acima de 7,0 l/s – em 14 dias (4%).

A contribuição direta da nascente principal de cada canal varia entre 0,01 e 0,75 l/s, ou 0,35 l/s em média. Aproximadamente 100 m abaixo das nascentes, a média relativa à descarga do fluxo de base, alimentado pelo o lençol freático, é de apenas 0,62 l/s, que corresponde à potência hidráulica de 1 W m<sup>2</sup>. A 200 m a jusante das nascentes, a descarga aumenta para 1,25 l/s, e a 300 m sobe para 1,87 l/s, onde a potência hidráulica chega a 5 W m<sup>2</sup>.

A potência hidráulica desses canais é significativa apenas durante as chuvas de alta intensidade, quando as descargas aumentam em mais de 50 vezes, em comparação com a vazão média. Formaram-se em média três episódios de fluxos de energia elevada por ano, quando as descargas variaram entre 50 e 140 l/s, produzindo potência hidráulica entre 100 e 230 W m<sup>2</sup>. Entretanto, nos períodos com pluviosidade abaixo da média ocorreu um evento de alta energia por ano, como em 1995, 1999, 2000 e 2001. Nos anos muito úmidos podem ser gerados mais de seis episódios, como em 1998, 2006 e 2009.



Figura 3 - Calha da bacia B. Trecho intermitente com largura de um metro, deflúvio de 0,8 l/s. Em condições de umidade normal a nascente se posiciona na base dessa ruptura de declive.

Em 1996 e 2010 foram produzidos fluxos extremos com deflúvios maiores que 500 vezes as descargas médias, gerando potência hidráulica de até 1675 W m<sup>2</sup>. Em 1996 o episódio foi produzido por duas tempestades de 198 e 179 mm, precipitadas respectivamente nos dias 13 e 14 de fevereiro, de acordo com Faria (1998a). Havia chovido muito durante alguns dias antes dessas tempestades, ou seja, a umidade antecedente dos solos estava alta, o que favoreceu a geração dos deflúvios extremos. No dia 6 de abril de 2010 os pluviômetros da Floresta da Tijuca coletaram 288 mm de chuva em um único dia. Como a umidade antecedente dos solos também estava alta devido às chuvas dos dias anteriores, as vazões dos canais atingiram igualmente níveis extremos.

### Influência dos Detritos Orgânicos no Transporte de Sedimentos

Na Floresta da Tijuca existem 193 tipos de árvores, de acordo com Oliveira *et al* (1995). Elas produzem um volume significativo de detritos orgânicos, cobrindo encostas e canais intermitentes e efêmeros. Sementes, folhas e galhos que caem dentro das calhas influenciam a velocidade dos fluxos e o transporte de sedimentos. A acumulação média de  $DO_u$  (matéria orgânica úmida) dentro das calhas foi de 15 kg/m<sup>2</sup>/ano. O canal da bacia A possui área equivalente a mil metros quadrados, dessa forma, a carga de  $DO_u$  depositada é de aproximadamente 15.000 kg/ano; no canal da bacia B são 7.600 kg/ano e no canal da bacia C 20.000 kg/ano.

Também foi medida a variação da velocidade dos fluxos de água nas calhas das bacias A, B e C, com e sem  $DO$ , usando corante orgânico vermelho como traçador. Primeiro foram mensuradas as velocidades quando havia folhas e pequenos galhos no fundo dos canais. Posteriormente as folhas e os galhos foram removidos e as velocidades foram medidas novamente. A média com  $DO$  ficou em 0,35 m/s, e sem as folhas e os galhos aumentou para 0,48 m/s. Ou seja, houve aumento médio de 39%. O maior acréscimo registrado foi de 65% (Tabela 1). O acúmulo de  $DO$  ocorreu apenas durante os períodos de estiagem, quando as descargas nas calhas estavam próximas da média. Durante os períodos com chuvas intensas, os fluxos de energia elevada removeram folhas e galhos das calhas para fora das bacias.

Tabela 1. Dados de variação na velocidade (v) dos fluxos de água em função dos detritos orgânicos (DO) na calha.

	Vazão (l/s)	Profund. (cm)	Gradiente (°)	DO kg/m <sup>2</sup>	v com DO (m/s)	v sem DO (m/s)	Var. (%)
1	0.38	1.5	3	6.2	0.20	0.33	65
2	0.63	2.0	3	5.5	0.25	0.39	56
3	0.93	2.0	4	5.1	0.28	0.39	39
4	1.35	4.0	5	5.0	0.30	0.46	53
5	2.95	7.0	5	4.3	0.39	0.45	15
6	3.80	5.1	6	4.0	0.35	0.57	50
7	3.90	5.0	5	4.1	0.34	0.49	44
8	4.30	6.0	6	3.9	0.40	0.59	48
9	6.12	6.8	6	2.6	0.52	0.65	25
10	7.20	7.2	5	1.5	0.53	0.55	4
11	8.00	7.5	6	0.5	1.30	1.30	0
12	10.30	8.2	6	0.1	1.40	1.40	0
Méd	4.15	4.4	5	4.2	0.35	0.48	39

Os traçadores formados por grânulos de 10 mm vermelhos, azuis, laranjas e roxos, indicaram que a primeira grande descarga fluvial após período de estiagem prolongada, perde energia gradualmente em direção de jusante. Com base nesta informação pode ser formulada a seguinte hipótese: em função da carga de DO transportada, a velocidade do fluxo é reduzida gradualmente em direção de jusante. Durante os períodos de baixa pluviosidade e sem fluxos nas calhas, são depositadas várias toneladas de folhas e galhos, que são removidas parcialmente ou totalmente pelo primeiro fluxo, dependendo da energia da descarga. Ocorre que a concentração de DO aumenta gradualmente a cada metro de calha, na medida que o fluxo se desloca em direção de jusante. Isso faz reduzir a velocidade, e como consequência, diminui a capacidade para transportar sedimentos.

Entre 1995 e 2010 foram realizados quinze testes com traçadores físicos coloridos nos canais das bacias A e C, com descargas de até 120 l/s. Os grânulos roxos, colocados a 200 m acima da foz, foram transportados em média 23 m. As partículas de cor laranja, colocadas a 150 m a montante da foz, foram transportadas ao longo de 31 m (média); as azuis, que estavam a 100 m da foz, desceram 13 m; as vermelhas, que estavam a 50 m, desceram apenas 12 m (Figura 4). Os dados mostram que a capacidade de transporte aumenta da nascente até aproximadamente a metade da extensão da calha, mas dessa parte até a foz, a capacidade diminui gradualmente devido ao aumento acumulativo da carga de DO.

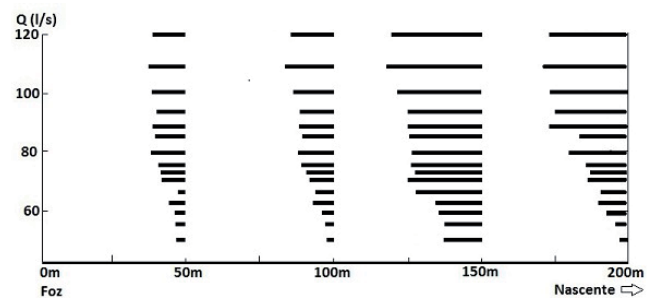


Figura 4 - Transporte de sedimentos influenciado pelos detritos orgânicos durante períodos de fluxo de alta energia. A capacidade de transporte diminui de montante para jusante em função da diminuição gradativa da velocidade do fluxo, devido ao aumento acumulativo de folhas e galhos.

### Dinâmica das Barragens Formadas por Detritos Orgânicos e Matacões

Os galhos das árvores e as folhas das palmeiras, a exemplo da *Euterpe Edulis*, ficam presos nos calhaus e matacões, ou mesmo na vegetação que prolifera nas margens, formando barreiras para as folhas transportadas pelos fluxos de água. Esses detritos orgânicos acumulam e formam barragens naturais que influenciam diretamente a dinâmica das calhas. Os pequenos lagos criados por essas estruturas possuem geralmente 1m<sup>2</sup> e podem estocar em média 0,2 m<sup>3</sup> de sedimentos, o que equivale aproximadamente 400 kg. As barragens maiores armazenam até 1,5 m<sup>3</sup> de partículas. Durante os períodos de estiagem forma-se em média uma barragem

para cada trecho de 11 metros de canal. A velocidade dos fluxos dentro dos lagos varia entre 0,07 e 0,12 m/s, de acordo com as mensurações feitas usando traçadores vermelhos diluídos na água. Quando a capacidade de estocagem das barragens menores chega ao limite, os sedimentos passam a ser carregados sobre elas, mas voltam a ser aprisionados nas barragens seguintes, a jusante.

Durante as chuvas de alta intensidade as descargas de energia elevada destroem todas as barragens, transportando os detritos orgânicos para fora da bacia, e liberando os sedimentos para serem carregados de forma contínua. Foram monitorados dez episódios de rompimento de barragens. Durante o colapso, a liberação da água estocada produz uma onda com capacidade maior de transporte, com velocidade superior a 0,8 m/s. Parte dos sedimentos liberados é transportada em forma de duna hidráulica, que se move até a distância 1,5 m, mas poucas horas depois a duna se desfaz porque o fluxo regular, com velocidades entre 0,3 a 0,5 m/s, redistribui as partículas minerais ao longo da calha.

Três barragens com lagos, cujas áreas possuem aproximadamente 1,5 m<sup>2</sup> foram removidas intencionalmente para exemplificar tal dinâmica, quando o deflúvio era de 4,1 l/s. O estoque de sedimentos com cerca de 0,25 m<sup>3</sup> e os 60 litros de água represados, foram liberados imediatamente e produziram uma descarga com pico de 15,3 l/s, formando uma onda com velocidade aproximada de 0,8 m/s. Em 30 segundos uma carga de 90 kg de sedimentos foi transportada, gerando uma taxa de transporte de 3 kg/s (Tabela 2).

Outro tipo de lago é formado nas depressões abaixo dos rápidos e quedas d'água, limitadas ainda por barragens formadas pelos depósitos de calhaus, matacões e blocos (*riffles*). As areias e grânulos depositados nesses lagos são removidos pela turbulência gerada pelas descargas acima de 90 l/s. Esses lagos são maiores que os formados pelas barragens de *DO* e são mais resistentes. Entretanto, durante os fluxos extremos, como os ocorridos em 1996 e 2010, eles são destruídos, mas posteriormente são reconstruídos ao longo dos anos pelos fluxos torrenciais normais, conforme foi observado na área de estudo.

Foi feita análise granulométrica dos depósitos desses dois tipos de lagos, resultando na seguinte distribuição: 20% de partículas com diâmetros menores que 0,5 mm; 53% de grãos entre 0,5 e 2 mm; 16% de grãos entre 2 e 8 mm; 9% de partículas entre 8 e 16 mm; e 2% são partículas entre 16 e 32 mm.

#### Transporte de Sedimentos de Fundo

Aproximadamente 80% dos sedimentos de fundo de calha das bacias A, B e C, são formados por grãos maiores que 0,5 mm. De acordo com Hjølström (1935), para transportar essas partículas são necessários fluxos com velocidades maiores que 0,05 m/s. Porém, os dados obtidos pelas medições indicam que quando a velocidade é de aproximadamente 0,2 m/s, não há transporte porque os detritos orgânicos dificultam a movimentação das partículas. Mesmo sem folhas e galhos

**Tabela 2 - Transporte de sedimentos durante o colapso das barragens de DO.**

Sedimento estocado (cm <sup>3</sup> )	Depósito espessura (cm)	Água estocada (cm <sup>3</sup> )	Prof. água (cm)	Vazão pico (l/s)	Taxa de transporte (g/s)
70 000	14	Sem	3	0.3	13
100 000	10	40 000	4	9.0	170
100 000	20	48 000	4	23.6	1000
109 200	15	24 000	5	7.3	450
135 000	10	Sem	3	5.8	960
192 000	12	56 000	5	12.9	470
240 000	15	56 000	4	15.3	3000
430 000	20	129 000	6	25.2	1200
560 000	16	245 000	7	24.0	1300
720 000	19	228 000	6	21.0	2100



nas calhas, para produzir fluxo com velocidade de 0,2 m/s é necessário deflúvio superior a 0,3 l/s, como foi constatado nas medições sobre a influência dos detritos orgânicos na velocidade dos fluxos e na dinâmica das barragens de *DO*.

As mensurações feitas com os coletores de sedimentos colocados abaixo dos vertedouros e as medições da velocidade dos fluxos indicaram que houve transporte de sedimentos apenas quando os deflúvios eram superiores a 0,58 l/s, e velocidade acima de 0,39 m/s ( $\Omega = 0,8 \text{ W m}^2$ ). Descargas com esta capacidade conseguiam transportar areias de 0,5 mm de diâmetro. Entretanto, nesta condição a taxa de transporte ficou em apenas 0,035 kg/dia.

Quando as descargas ficam entre 2,6 e 7 l/s, produzindo velocidades entre 0,45 e 0,6 m/s, a carga de partículas transportada pode oscilar entre 0,017 e 3 kg/dia. Este tipo de transporte ocorreu em média 140 dias ao longo do ano, e o volume médio total carregado chegou a 117 kg/ano.

Ficou caracterizado que para ter transporte no fundo das calhas é necessária descarga mínima de 0,58 l/s. Entretanto, durante 175 dias do ano as descargas dessas bacias de primeira ordem ficaram abaixo deste nível de vazão. Porém, mesmo com deflúvio de 2 l/s, os detritos orgânicos dificultam o transporte de sedimentos, o que ocorreu em 120 dias/ano. Sendo assim, em 211 dias (58% do ano) não houve transporte de partículas minerais, e isso se deve também ao volume disponível de sedimentos finos dentro das calhas.

Por ser a área de estudo um ambiente de floresta, o transporte efetivo de sedimentos de fundo ocorreu em média apenas cinco dias no ano, quando ocorrem chuvas superiores a 70 mm/dia, que produzem fluxos de alta energia com vazões entre 30 e 140 l/s. Descargas de 50 l/s puderam transportar cargas de até 300 kg/dia, enquanto descargas de 100 l/s removeram cargas de até 400 kg/dia. Mesmo com os 30 eventos mensurados houve grande dificuldade para montar um gráfico para este tipo de transporte, devido ao baixo estoque de areias e grânulos nas calhas. Às vezes deflúvios menores transportavam cargas de sedimentos maiores que os fluxos com vazão duas vezes maior (Figura 5). Este quadro muda apenas quando ocorrem movimentos de massa que transferem sedimentos diretamente das encostas para dentro das calhas, o que ocorreu em 1996 e em 2010.

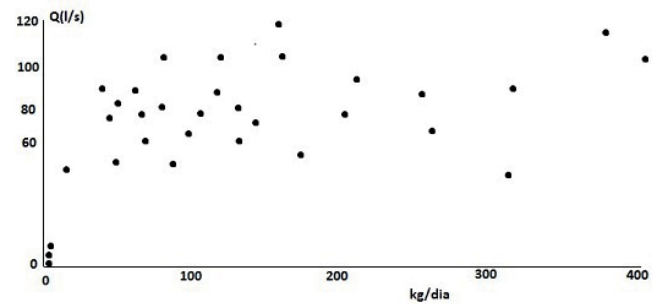


Figura 5 - Transporte de sedimentos de fundo durante fluxo de alta energia. A distribuição não é consistente em função da variação na disponibilidade de sedimentos na calha.

### Transporte de Sedimentos em Suspensão

O transporte de sedimentos em suspensão nas bacias estudadas é extremamente baixo devido aos estoques reduzidos de areia fina, silte e argila dentro das calhas, que são retrabalhados somente quando as descargas atingem picos muito elevados, com vazões superiores a 50 l/s. Ou seja, a descarga precisa ser dezoito vezes maior que o fluxo regular para promover erosão nas margens (solos) e, com isso, liberar material fino. Este tipo de transporte ocorreu em média três dias durante o ano, no período entre 1995 e 2010.

Nas bacias estudadas (A, B e C) os deflúvios próximos de 50 l/s transportaram cargas em suspensão de 48 kg/dia; descargas de 90 l/s transportaram cerca de 233 kg/dia, e vazões de 140 l/s puderam carrear até 438 kg/dia. A carga total de sedimentos em suspensão removida das bacias A e C ficou em aproximadamente 800 kg/ano, entre 1996 e 2010. Na bacia B, com área de captação e deflúvios menores, o transporte foi em média de 500 kg/ano.

### Transporte de Sedimentos Durante Evento Extremo

Entre os dias 13 e 14 de fevereiro de 1996, duas tempestades de 198 mm e 179 mm provocaram diversos movimentos de massa. Na bacia A ocorreu um deslizamento do tipo translacional, que despreendeu aproximadamente 350 t de solo, transferidas diretamente para o fundo do vale, soterrando momentaneamente o canal fluvial no local. Desse volume, cerca de 122 t (35%) eram compostos de argilas e 47 t (15%) de silte. Este cálculo foi feito pela cubagem da cicatriz deixada na encosta, e multiplicada pela densidade aparente do solo. A partir do ponto onde ocorreu o movimento

de massa, no dia seguinte havia sido depositada uma camada com espessura média de 3 cm de argila, silte e areia fina, que cobriu uma extensão de 190 m de canal. Antes deste evento praticamente não havia sedimentos finos na calha.

O pico do deflúvio foi estimado em 1800 l/s, decrescendo no dia seguinte para 16 l/s. Em um dia foi transportada uma carga estimada em 6 t de sedimentos de leito, e aproximadamente 20 t de partículas finas em suspensão. O total de sedimentos transportado nesse único dia foi de 26 t.

Nas bacias B e C os cenários foram completamente diferentes. Os fluxos de alta energia removeram praticamente todas as partículas menores que grânulos médios para fora das bacias, produzindo ainda taxas erosivas que aprofundou as calhas em alguns trechos. Isso fez aumentar ainda mais a deficiência de areia, silte e argila.

## Discussão dos Resultados

De acordo com os dados obtidos, os detritos orgânicos têm influência apenas temporal na dinâmica da velocidade dos fluxos de água e no controle do transporte de sedimentos. Ao longo do ano essa influência parece ser reduzida. O acúmulo de folhas e galhos ocorre justamente durante os períodos de estiagem, quando o deflúvio é menor que 2 l/s. Nessa condição a velocidade do fluxo fica abaixo de 0,4 m/s, e a potência hidráulica menor que 4 W m<sup>2</sup>. Ou seja, durante esses períodos os fluxos de água nas calhas não têm energia para promover o transporte de sedimentos. Nos períodos chuvosos, quando as descargas ganham energia e competência, a carga de *DO* não é significativa porque as folhas e galhos são transportados para fora das bacias.

O volume total de sedimentos de fundo e em suspensão transportado em um ano nas bacias A e C é muito pequeno, aproximadamente 2,2 t. Isso não é explicado apenas pela baixa capacidade de transporte dos fluxos, mas também devido ao pequeno estoque de partículas finas. Muitas vezes o deflúvio possui competência para realizar transporte, principalmente durante os fluxos torrenciais formados pelas tempestades, mas se o estoque é baixo, a correlação entre energia e transporte efetivo não apresenta curva ou reta nos gráficos. Quando o volume de sedimentos é pequeno, parte dele pode ficar preso temporariamente em armadilhas formadas nos leitos por matações, blocos e galhos. Se duas descargas

de alta energia ocorrem em poucos meses, o segundo fluxo, mesmo com vazão maior, terá menos sedimentos disponível para transportar, porque a primeira descarga diminuiu o estoque.

A descarga sólida efetiva ocorreu em apenas 14 dias/ano. Nesse curto período foi transportado aproximadamente 90% do volume total de sedimentos. Este cenário mudou apenas durante os fluxos extremos, quando o volume transportado pode subir para 29 t/ano. Mas deste montante, 89% foram transportados em um único dia, como ocorreu em 1996 e 2010. Mas possivelmente ocorreu também em 1967 e 1988. Esses fluxos causam grandes impactos porque removem todas as partículas médias e finas das calhas, exatamente como ocorreu nas bacias B e C em fevereiro de 1996 e em abril de 2010. São necessários muitos anos para que um novo estoque seja formado e isso mostra também a importância dos movimentos de massa nas encostas para a manutenção do balanço e equilíbrio sedimentar nessas bacias.

## Conclusão

A interpretação dos dados aponta para um déficit de areia e sedimentos finos nesses canais, o que é esperado para cursos de água de montanha, que são predominantemente erosivos. Porém, devido aos solos espessos das encostas, ricos em argila, a situação geomorfológica desses canais pode mudar rapidamente com o desmatamento, devido à transferência de enormes cargas sedimentares para o fundo dos vales. Os deflúvios médios de 2,6 l/s são insuficientes para remover esses sedimentos, o que pode levar ao encurtamento da extensão dos cursos de água ou mesmo ao desaparecimento dos canais, como ocorreu nessas bacias durante o século 19. A geomorfologia do fundo das bacias sofreu mudanças relativamente rápidas em resposta às interferências antrópicas nas vertentes, talvegues encaixados e com calhas mudaram para vales secos de fundo plano.

Os canais de primeira ordem tem dinâmica muito diferenciada dos canais maiores, e por isso precisam de mais atenção, inclusive porque eles totalizam cerca de 50% de todos os canais das grandes bacias. Eles não podem ser tratados como cursos de água comuns, como vem sendo feito normalmente em diversos tipos de projetos e até pelas leis ambientais. Mudanças sem critérios na cobertura vegetal do solo das bacias, via de regra, causam problemas nesses frágeis canais.

## Referências

- ANDERSON, M. G. and BURT, T. P. (1978) "The role of topography in controlling throughflow generation". **Earth Surface processes and Landform**, 3: 331-344.
- BAGNOLD, R. A. (1966) "An approach to the sediment transport problem from general physics". US Geol. Survey. Prof. Paper 442-I
- BULL, W. B. (1979) "Threshold of critical power in streams". **Geological Society of American Bulletin** 90: 453-464.
- BRAKENSIEK, D. L., OSBORN, H. B. e RAWLS, W.J. (1979) "Field Manual for Research in Agricultural Hydrology". Agriculture Handbooks, 224 USDA.
- CHURCH, M.A. (1974) "Electrochemical and Fluorometric Tracer Techniques for Stream Measurements". Geo Abstracts Ltd, for the British Geomorphic Research Group.
- DAY, P. R. (1965) "Particle fractionation and particle-size analysis", in Black, C.A., ed., Methods of soil analysis, Part 1: **American Society of Agronomy**, Inc., Madison, Wisconsin p. 545-567.
- FARIA, A. P. (1994) "As Consequências da Erosão em Microbacias Sobre os Canais Efêmeros, Intermitentes e Perenes". **Cadernos de Geociências** 11: 67-83.
- FARIA, A. P. (1997) "A dinâmica de nascentes e a influência nos fluxos dos canais". **A Água em Revista (CPRM)**. 8: 74-80.
- FARIA, A. P. (1998a) "Fluxos normais e catastróficos na evolução de pequenos canais fluviais em área florestada". **Revista GEOSUL** . 14: 11-18.
- FARIA, A. P. (1998b) "A Importância dos pipes na geração e no comportamento dos fluxos em pequenos canais fluviais". **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, V 3 (2): 5-14.
- FARIA, A.P. (2000) "A influência da vegetação nos processos fluviais em bacias de primeira Ordem". **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, V. 5, Nº 4: 25-35.
- FARIA, A.P. e MARQUES, J.S. (1998) "Evolução de canais de primeira ordem por diferentes processos erosivos". **Revista da Pós-Graduação em Geografia UFRJ**. 2: 96-105.
- FARIA, A.P. e MARQUES, J.S. (1999) "O desaparecimento de pequenos rios brasileiros". **Ciência Hoje**, 146: 56-61.
- FETHERSTON K.L., NAIMAN, R. J. e BILBY R. E. (1995) "Large woody debris, physical process, and riparian forest development in montane river networks of the Pacific Northwest". **Geomorphology** 13: 133-144.
- GOLOSOV, V. E IVANOVA N.N. (1993) "Some causes of the disappearance of river network due to intensive agricultural land development". **Water Resource** 20(6):684-688.
- GORDON, N.D.; McMAHON, T.A. e FINLAYSON, B.L. (1992) "Stream Hydrology: An Introduction for Ecologists". England, John Wiley, 526p.
- GURNELL, A. M. e GREGORY. K. J. (1984) "The influence of vegetation on stream channel processes". In T.P. Burt and D.E. Walling (eds). **Catchment Experiments in Fluvial Geomorphology**. England. Geobooks p. 515-533.
- HORTON, R. E. (1945) "Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology". **Bulletin of the Geological Society of America**. 56: 275-370.
- HJULSTRÖM, F. (1935) Studies in the morphological activity of rivers. **Bulletin of the Geological Institute of the University of Uppsala**, 25:221-528.
- HUBBELL, D.W. (1964) "Apparatus and techniques for measuring bedload". U.S. Geological Survey Water Supply Paper 1748, 74 p.
- JOHNSON, R.M., WARBURTON, J. MILLS, A.J. (2007). Hillslope-channel sediment transfer in a slope failure event. **Earth Surface Processes and Landforms** 3: 393-413.
- JONES, J.A.A. e CRANE F.G. (1984) "Pipeflow and pipe erosion in the Maesnant experimental catchment". In T.P. Burt and D.E. Walling (eds). **Catchment Experiments in Fluvial Geomorphology**. London, Geo Books: p.55-72, 1984.
- KELLER, E. A. E MELHORN, W. N. (1978) "Rhythmic spacing and origin of pools and riffles". **Bulletin of Geological Society of America** 89: 723-730.
- KELLER, E. A. e SWANSON, F.J. (1979) "Effects of large organic material on channel form and fluvial processes". **Earth Surface Processes**, 4: 361-380, 1979.
- LANE, E. W. (1955) "The importance of fluvial morphology in hydraulic engineering". **ASCE Proc** 81, 745.
- MAY, C.L e GRESSWELL, R.E. (2003) "Processes and rates of sediment and wood accumulation in headwater streams of the Oregon Coast Range, USA". **Earth Surface processes and Landforms**, 28: 409 – 424.
- RICE, S. E, e CHURCH, M. (1996) "Bed material texture in low order streams on the Queen Charlotte islands, British Columbia". **Earth Surf Processes and Landforms**, 21: 1-18.-
- STRAHLER, A. N. (1952) "Hypsometric (area-altitude) analysis

of erosional topography”. **Bulletin of the Geological Society of America**. 63: 1117-1142.

SHREVE, R.L. (1966) “Statistical law of stream numbers”. **Journal of Geology**, 74 (1), 17-37.

VALLEJO, L.R. (1982) “**A influência do litter Florestal na Distribuição das Águas Pluviais**”. Tese de Mestrado, IGEO-UFRJ.

ZIMMERMAN, R. C., GOODLETT, J. C. e COMER, J. C. (1967) “The influence of vegetation on Channel form of small streams”. **International Association of Hydrology: Symposium River Morphology** 75: 255-275.

WHITING, P.J. e BRADLEY, J.B. (1993) “A process-based classification system for headwater streams”. **Earth Surface Processes and Landforms**. 18:603-612.