

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Mudanças Topográficas e Sedimentológicas em uma Unidade Soleira-Depressão no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon, Paraná

Oscar Vicente Quinonez Fernandez

Pesquisas em Geociências, 30 (1): 53-63, maio/ago., 2003.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/19580>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - maio/ago., 2003.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Mudanças Topográficas e Sedimentológicas em uma Unidade Soleira-Depressão no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon, Paraná

OSCAR VICENTE QUINONEZ FERNANDEZ

Universidade Estadual do Oeste do Paraná, Marechal Cândido Rondon, CEP 85960-000, Paraná, e-mail: fernandez@unioeste.br

(Recebido em 09/02. Aceito para publicação em 08/03)

Abstract - Water depth and substrate grain size composition were measured in a riffle-pool unit in the Guavirá stream, municipal district of Marechal Cândido Rondon, western region of Paraná State, Brazil. The objective of the work was to describe the effects of the floods on stream bed topography and sedimentological characteristics of the bottom sediments. During the first survey (December 2000, dry period), the sediment of bottom corresponds to granule and the mean elevation of the bed was of 314,382 m. With the occurrence of the precipitations in January and February 2001, the floods caused oscillations in the bed surface heights (314,177 m in the 2th and 314,403 m in the 3th surveys respectively) and the mean size of the bottom sediments had a continuous decrease: very coarse sand to coarse sand. The oscillation of the bed topography during the rainy period demonstrates that the velocity reversal of the flow during the inundations constantly migrate, fact that can explain erosion and deposition in a same reach during consecutive floods. In spite of bed elevation and sedimentological changes were observed in the riffle-pool unit, any longitudinal migration of the features was not verified even with the occurrence of floods exceeding the bankfull level.

Keywords - riffle-pool unit, bottom sediment, bed morphology.

INTRODUÇÃO

No presente trabalho são descritas mudanças topográficas e sedimentológicas ocorridas em uma unidade soleira-depressão selecionada no córrego Guavirá, região oeste do Estado do Paraná (Fig. 1). O conceito de unidade soleira-depressão é apresentado à frente. Estudos detalhados das alterações na topografia nas unidades soleira-depressão e as modificações nas características texturais dos sedimentos de fundo são importantes para conhecer as dinâmicas erosiva e deposicional destas feições durante eventos hidrológicos extremos (enchentes).

O trecho em estudo localiza-se na cabeceira da bacia hidrográfica do córrego Guavirá, região oeste do Estado do Paraná. A área total da bacia é de 92,59 km² e as cotas altimétricas variam de 420 a 260 m. O substrato da bacia é constituído por basalto (Formação Serra Geral), de idade neojurássica-eocretácea (Rocha-Campos *et al.*, 1988). O clima da região, segundo a classificação de Köppen, é do tipo Cfa, subtropical úmido, mesotérmico, com verões quentes, geadas menos frequentes e concentração de chuvas nos meses de verão (IAPAR, 1994). Até o trecho em estudo, a área da bacia é de 9,87 km², das quais aproximadamente 43 % são ocupados pela sede urbana de Marechal Cândido Rondon e a área remanescente é utilizada no plantio de culturas anuais. O segmento do córrego escolhido para o estudo apresenta um

padrão meândrico com índice de sinuosidade igual a 1,38 e o gradiente do talvegue é de 0,0036.

SOLEIRAS E DEPRESSÕES - DEFINIÇÃO E ORIGEM -

Raramente os cursos fluviais seguem uma trajetória reta. A sinuosidade dos canais manifesta-se tanto em projeção horizontal como vertical. A sinuosidade do canal no plano horizontal é denominada meandro. A erosão lateral causada pelo meandramento ocasiona perdas de terras férteis e benfeitorias. As ondulações do leito no canal no plano vertical formam áreas rasas e profundas denominadas soleiras (*riffles*) e depressões (*pools*), respectivamente (Fig. 2). O conjunto de uma soleira e a subsequente depressão constitui a unidade soleira-depressão. A evolução destas feições causa menos problemas que o meandramento, entretanto pode causar algumas dificuldades para a navegação (Yang, 1971).

Soleiras e depressões são formas topográficas do leito que se alternam em cursos fluviais caracterizados por gradiente do talvegue inferior a 0,05 e sedimentos de fundo compostos por materiais grossos ($D_{50} > 3$ mm). A soleira constitui trecho do talvegue topograficamente elevado, com fluxo convergente, material de fundo formado por sedimentos grossos e gradiente da lâmina de água superior ao gradiente médio correspondente ao trecho. Por sua vez, a depressão compreende um trecho rebaixado do leito, com fluxo divergente, material do leito

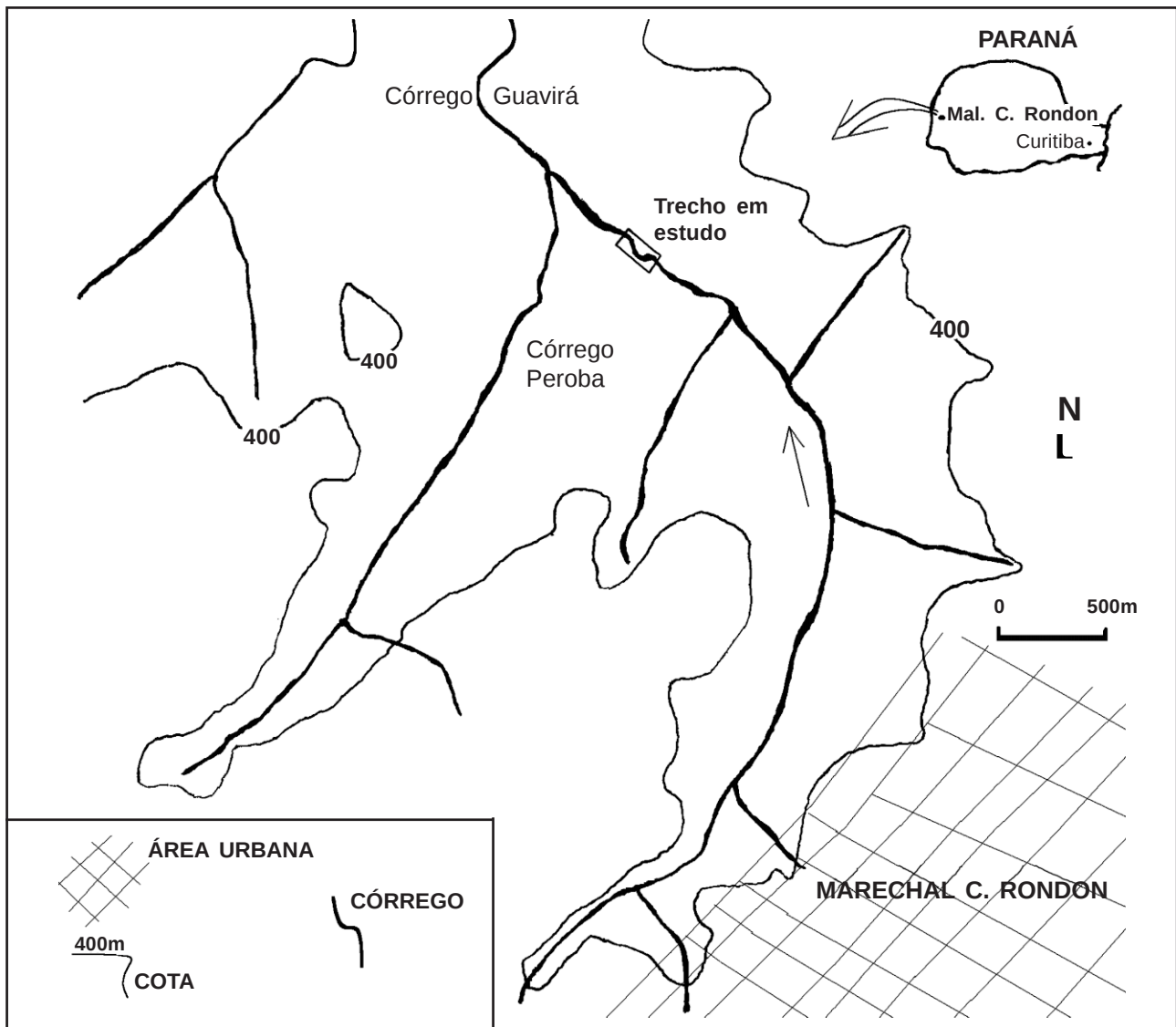


Figura 1 - Localização do trecho em estudo no córrego Guavirá, Mal. C. Rondon, oeste do Paraná.

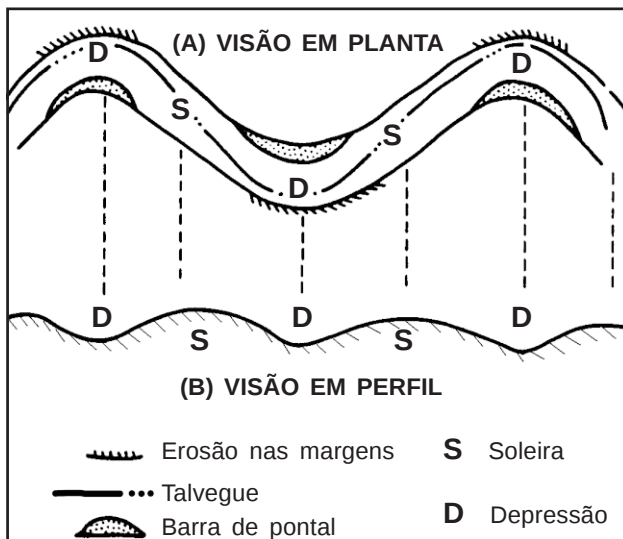


Figura 2 - Diagrama idealizado mostrando o meandramento do canal fluvial numa perspectiva planimétrica (A) e ao longo do perfil longitudinal (B) (Modificada de Keller & Melhorn, 1978).

formado por sedimentos mais finos e gradiente da lâmina de água inferior à média do trecho. Estas condições conferem às soleiras maior velocidade de fluxo do que nas depressões.

A origem destas feições está intimamente ligada aos processos erosivos e deposicionais associados ao meandramento (erosão e acreção nas margens e do leito, evolução de barras centrais e laterais). Via de regra, as depressões estão localizadas nas proximidades das curvas e as soleiras nos pontos de inflexão dos meandros (Fig. 2).

Para explicar a formação das soleiras e depressões, Keller (1971) formulou a hipótese da reversão da velocidade do fluxo (*"hypothesis of velocity reversal"*). Este fenômeno consiste na variação da velocidade do fluxo nas soleiras e depressões conforme aumenta o nível de água. A velocidade do fluxo próximo ao leito é maior nas soleiras do que nas depressões nas baixas

descargas. Por essa razão, os sedimentos finos são removidos das soleiras e depositados nas depressões (remoção seletiva), dando como resultado, o seguinte quadro sedimentológico: as soleiras são capeadas por sedimentos grossos e as depressões por sedimentos finos. Conforme aumenta o nível de água, também aumenta a velocidade do fluxo, caracterizando uma correlação direta entre ambas as variáveis (Leopold & Maddock, 1953). Keller (1971) verificou que com o incremento da vazão, a taxa de aumento da velocidade é maior nas depressões do que nas soleiras. Próximo do nível de vazão plena, a velocidade do fluxo nas depressões ultrapassa a velocidade nas soleiras, causando erosão nas depressões e deposição nas soleiras. A este fenômeno, Keller (1971) denominou 'reversão da velocidade'.

Teleki (1972) criticou esta denominação, afirmando que "reversão da velocidade" implica mudança de sentido do fluxo. No entanto, o termo continua em uso. Acima do nível de vazão plena, a maior velocidade do fluxo nas depressões enseja maior taxa de remoção do material do leito nestes locais do que nas soleiras, causando o aprofundamento do canal nas depressões. Com a descida do nível de água abaixo do nível de vazão plena, a velocidade do fluxo nas soleiras e depressões é novamente invertida. Em consequência, as baixas descargas favorecem a retenção de sedimentos grossos e remoção de sedimentos finos nas soleiras e deposição de sedimentos finos nas depressões.

O fenômeno da reversão é aceito por alguns e rejeitado por outros. Clifford & Richards (1992) analisaram 12 trabalhos e constataram que em seis, os autores aceitam a reversão de uma ou mais características hidráulicas do fluxo tais como velocidade média, força de tração do fluxo ou potência do rio (Keller, 1971; Andrews, 1979; Lisle, 1979; Teissyre, 1984; O'Connor *et al.*, 1986; Petit, 1987); três autores aceitam que a reversão hidráulica pode ser considerada como um ponto de partida para posteriores investigações (Richards, 1976; Jackson & Beschta, 1981; Carling, 1991) e os demais rejeitam categoricamente qualquer tipo de reversão (Teleki, 1972; Bathurst, 1982; Bhowmik & Demissie, 1982). Posteriormente, outros autores (Clifford, 1993; Sear, 1996 e Thompson *et al.*, 1999) também constataram a ocorrência de reversão hidráulica.

IMPORTÂNCIA DO ESTUDO DAS SOLEIRAS E DEPRESSÕES

Projetos de recuperação física e ecológica de canais fluviais degradados, executados nas últimas décadas nos países desenvolvidos, mostraram a necessidade da coleta de informações básicas sobre a dinâmica do fluxo e a transferência de sedimentos ao longo dos cursos fluviais. Esta situação exige o pleno conhecimento da dinâmica das correntes e sedimentos nas soleiras e depressões (Brookes, 1990, 1992). Os biólogos utilizam estas feições como unidade básica no estudo da ecologia de rios e córregos (Lium, 1974; Scullion *et al.*, 1982; Logan & Brooker, 1983; Pridmore & Roper, 1985; Brown & Brussock, 1991).

O conhecimento da estrutura e funcionamento das soleiras e depressões é valioso na aplicação de protocolos de avaliação rápida da qualidade de *habitats* lóticos (Hannaford *et al.*, 1997; Callisto *et al.*, 2001). Os protocolos consistem na descrição geral da qualidade de um *habitat* físico através da avaliação quantitativa de atributos dos ambientes que são pontuados, com base em observações visuais. Callisto *et al.* (2001) propuseram um protocolo simplificado de avaliação de *habitats* baseado na proposta de Hannaford *et al.* (1997) adotando onze parâmetros: tipos de fundos, larguras das depressões, frequências das depressões, tipos de substrato, deposição de lama, depósitos sedimentares, alterações no canal do rio, caracterização do fluxo, presença de vegetação ripária, estabilidade das margens e extensão da vegetação ripária. Cada parâmetro recebe uma pontuação que varia de ótimo (3 pontos), sub-ótimo (2 pontos), mediano (1 ponto) e pobre (0 ponto). Quando a pontuação total supera 20 pontos, o habitat avaliado é considerado como bem preservado.

IDENTIFICAÇÃO DE SOLEIRAS E DEPRESSÕES

Para padronizar a identificação de soleiras e depressões, vários autores propuseram critérios específicos tais como o número de Froude (Wolman, 1955; Jowett, 1993), a granulometria do material do fundo (Leopold *et al.*, 1964), o gradiente da lâmina de água (Yang, 1971) e a topografia do leito

(Richards, 1976). Via de regra, o critério baseado na topografia do leito é o mais aceito em detrimento dos critérios hidráulicos e sedimentológicos. Neste trabalho foi adotado o método de Richards (1976), descrito na seção de Metodologia.

MÉTODOS DE COLETA DE INFORMAÇÕES NO CAMPO

Num trecho de 250m, escolhido no córrego Guavirá (Fig. 1), foi mapeado o traçado das linhas das margens e obtidas as cotas do leito e da superfície de água em cada soleira e depressão identificadas visualmente durante o mapeamento (Fig. 3A). Após a confecção do perfil longitudinal do leito, foi calculada uma reta de regressão linear para os pontos do leito cotados. Os segmentos do trecho situados acima da reta são considerados soleiras e abaixo depressões (Fig. 3B). As características geométricas, hidráulicas e sedimentológicas das soleiras e depressões identificadas no referido trecho foram descritas por Fernandez & Soares (2002).

Dentre as unidades soleiras-depressão identificadas no levantamento topográfico, foi escolhida a unidade indicada na figura 3A. O trecho selecionado possui 8,80 m de comprimento e 2,60 m de largura (Fig. 3C). Dentro desta área, foram executados três levantamentos batimétricos e sedimentológicos em situações hidrológicas e climáticas diferentes: 20 de dezembro de 2000 (período seco), 23 de janeiro de 2001 e 21 de fevereiro de 2001 (período chuvoso) (Fig. 4). Neste trabalho, o levantamento batimétrico foi realizado adotando o processo a vau que consiste em medir a profundidade da água, caminhando no leito. É aplicável em rios estreitos com profundidade inferior a 1 m e velocidade do fluxo abaixo de 1 m/s. Em cada vertical é medida a profundidade do fluxo com régua e a distância até um ponto de referência é medida com fita métrica.

O trecho do leito em estudo foi demarcado por estacas de madeira firmemente fixadas nos vértices do polígono (Fig. 3C). Dentro do polígono foi medida a profundidade da água em pontos pré-determinados, organizados num sistema de coordenadas retangulares, obtendo uma série de medidas de profundidades $P(x,y)$. A origem do sistema de coordenadas é indicada na figura 3C. Em cada levantamento foram medidos 254 valores de profundidade (1 vertical para cada 900 cm²).

Para determinar a precisão dos pontos de leitura da profundidade da água em cada levanta-

mento, foi adotado o seguinte procedimento: o polígono foi demarcado unindo as estacas referenciais com corda de nylon firmemente esticada a poucos centímetros acima da lâmina de água (Fig. 5). A corda foi marcada com tinta em intervalos de 30 cm. A medição da profundidade do fluxo foi feita com régua de jusante para montante. A localização dos pontos de medição foi definida com auxílio de uma corda móvel, também graduada em intervalos de 30 cm. A corda móvel foi amarrada na corda fixa com prendedores metálicos (Fig. 5) nos pontos que indicam a ordenada Y2 (30 cm da origem). As leituras da profundidade do fluxo foram feitas ao longo da corda móvel (X1, X2, etc) no intervalo definido (30 cm). Após a conclusão das medições na ordenada Y2, a corda móvel foi transferida na ordenada Y3 e o mesmo procedimento é repetido. Com esta sistemática garante-se que a medição da profundidade (P) sempre seja realizada nas mesmas coordenadas (x e y) nos levantamentos subsequentes.

Para conhecer as variações topográficas do leito em sucessivos levantamentos, foi necessário calcular a cota do leito nos pontos onde foram realizadas as medidas de profundidades do fluxo. O cálculo foi realizado em relação a um plano referencial R, escolhido arbitrariamente no canal fluvial. O plano foi indicado por uma marca de tinta feita numa das estacas que definem o polígono (Fig. 5). A cota do plano foi obtida mediante um levantamento topográfico, tendo como base o marco de concreto cotado instalado na superfície da margem (Cota do marco = 316,964 m) (Fig. 3B).

Em cada levantamento, o nível de água pode estar localizado abaixo ou acima do plano referencial, R. Para calcular a cota do leito nos pontos de leitura da profundidade quando o nível da água estiver abaixo do plano referencial (Fig. 6A), aplica-se a seguinte equação:

$$C(x,y) = R - (P_{xy} + D) \quad (1)$$

onde: C(x,y)= cota do leito no ponto com coordenadas x e y; R= cota do plano referencial (314,820 m); P(x,y)= profundidade do fluxo (metro) e D= distância vertical entre o nível da água e o plano referencial (metro).

Quando o nível d'água estiver acima do plano referencial R (Fig. 6B), aplica-se a seguinte equação:

$$C(x,y) = R - (P_{xy} - D) \quad (2)$$

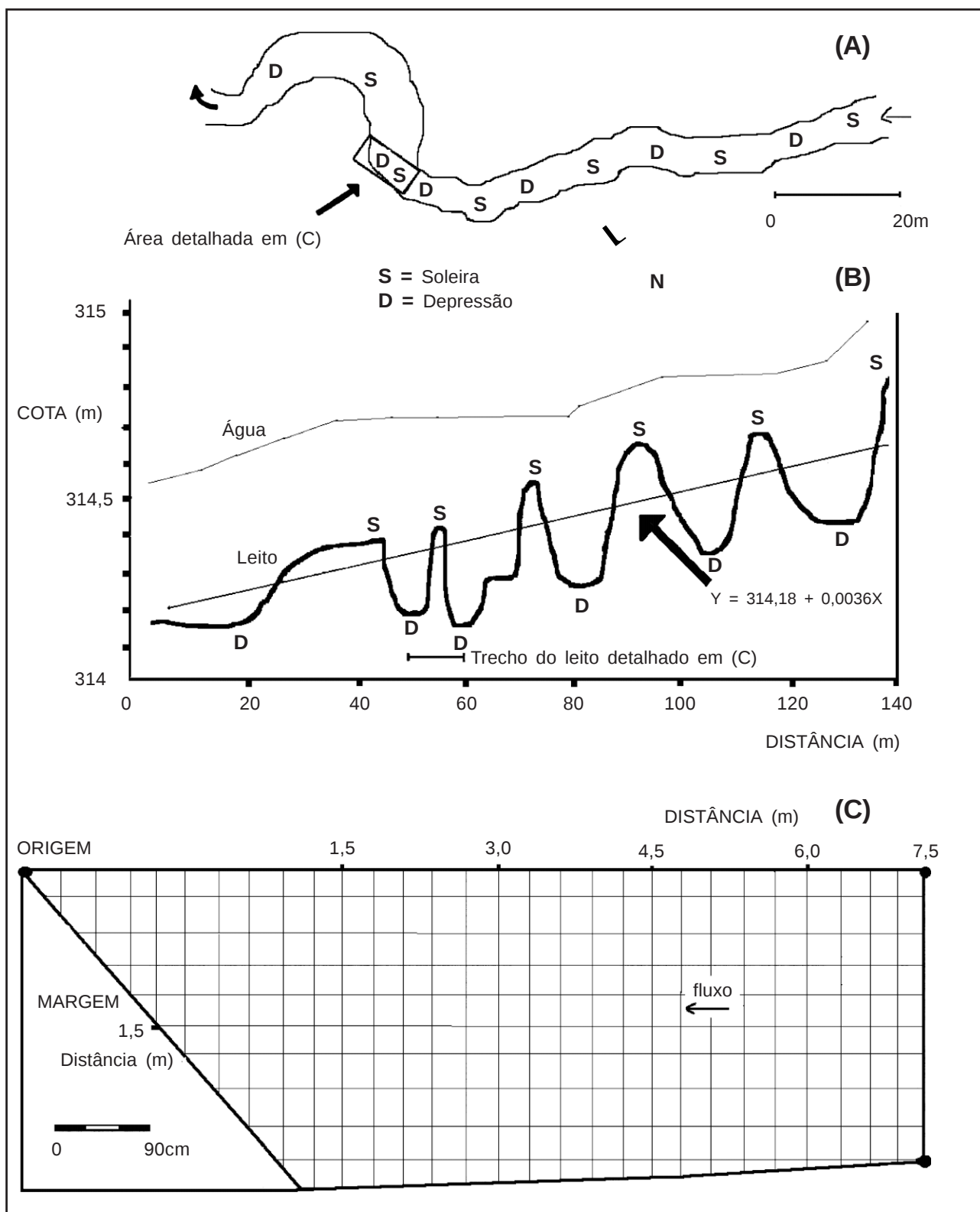


Figura 3 - A) Traçado do córrego Guavirá nas imediações do trecho em estudo. B) Perfil longitudinal da lâmina d'água e do talvegue do córrego Guavirá ao longo do trecho exibido em A. C) Vista em planta dos pontos de medição da profundidade do fluxo no trecho do leito em estudo (8,80 m comprimento versus 2,4 m de largura).

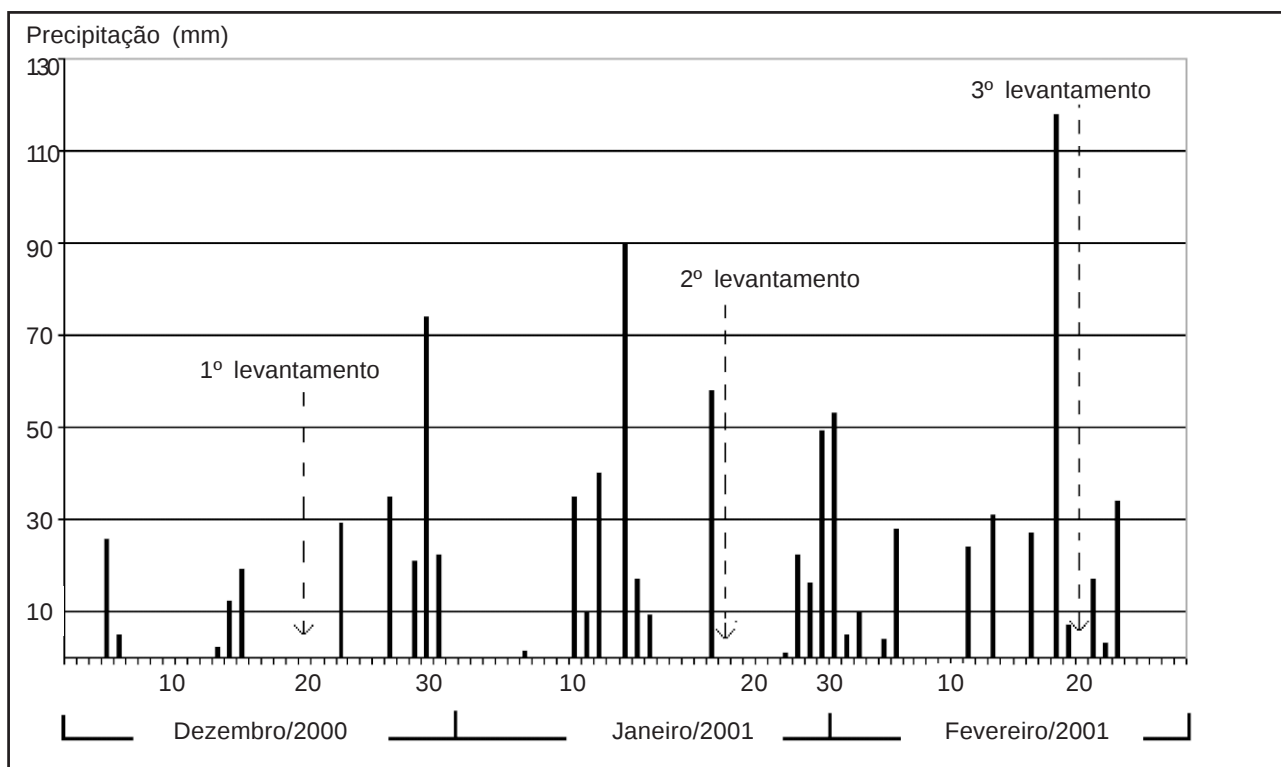


Figura 4 - Distribuição da precipitação em Mal. C. Rondon ao longo do período de monitoramento (dezembro/2000 a fevereiro/2001). Fonte: Cooperativa Agrícola Mista Rondon (Copagril).

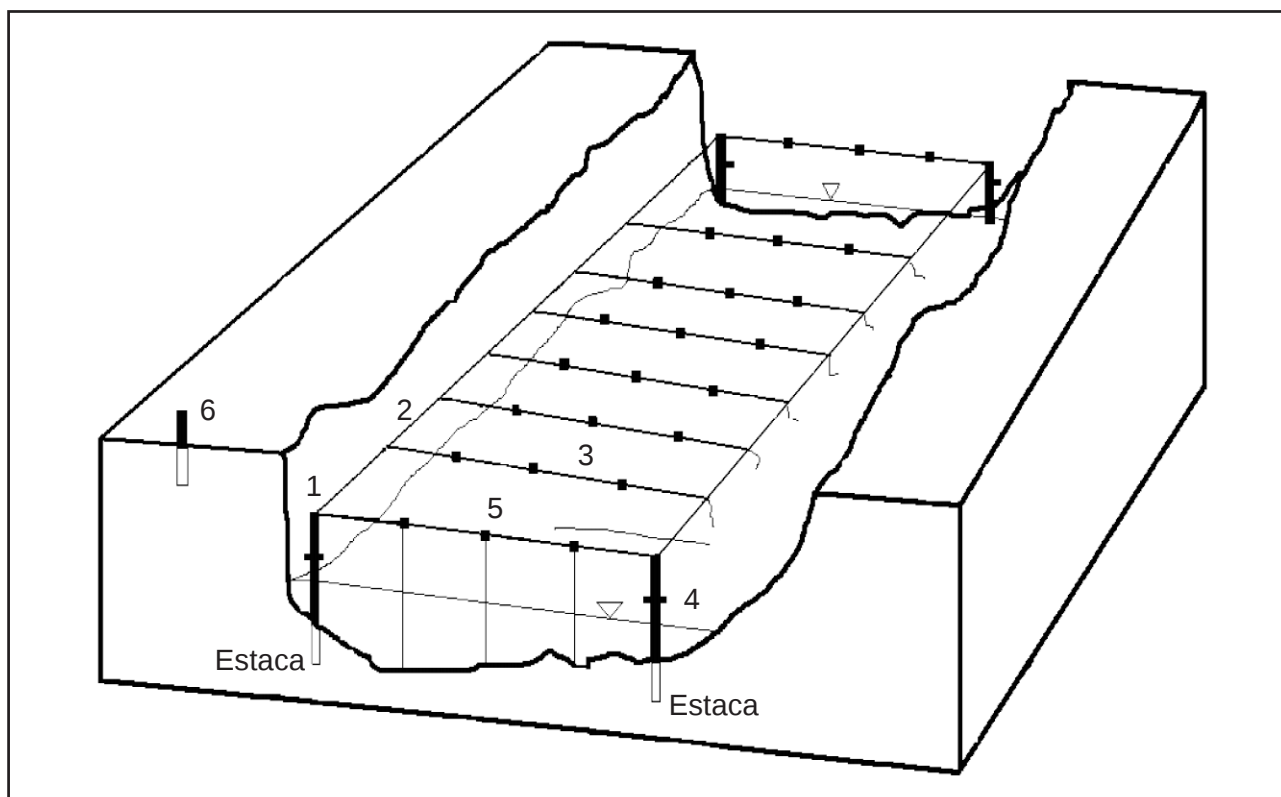


Figura 5 - Determinação dos pontos de medição da profundidade do fluxo, adotando como guia uma malha regular materializada por cordas de nylon esticadas rente à superfície d'água. 1) Estacas fixas; 2) Corda de nylon fixada nas estacas; 3) corda de nylon portátil; 4) marca de tinta na estaca representando o plano referencial; 5) marcas de tinta na corda indicando o ponto de medição da profundidade do fluxo e 6) marco de concreto.

Em cada levantamento foram coletados sedimentos de superfície de fundo em aproximadamente 5 % dos pontos de leitura da profundidade. Para a correta comparação dos sedimentos coletados em cada campanha, tomou-se o cuidado de amostrar apenas os sedimentos superficiais até uma profundidade de aproximadamente 2 cm. No laboratório foram submetidos à análise granulométrica por peneiramento. A vazão (Q) foi mensurada pelo método de diluição de cloreto de sódio (método de integração) (Hindi *et al.*, 1998).

RESULTADOS

Mudanças topográficas da superfície do leito

Os valores das cotas do leito nos pontos de medição da profundidade do fluxo foram utilizados para construir um modelo digital da topografia do leito para cada levantamento. Para tanto, foi utilizado o *software Surfer for Windows 7.0*, disponível comercialmente. O programa fornece uma representação digital da superfície de leito do córrego através da inserção dos valores da cota em cada ponto organizados em coordenadas x e y. A partir destes dados, o programa calcula o modelo digital do leito, através da interpolação dos valores das cotas fornecidos. Outros detalhes sobre as características técnicas dos MDT's podem ser encontrados nos trabalhos de Petrie & Kennie (1987), Cintra (1990); Moore *et al.* (1991); Sameshima & Yamamoto (1996); Kozciak *et al.* (1999), entre outros.

A figura 7 exibe os blocos diagramas obtidos a partir do MDT correspondentes aos três levantamentos. Nos modelos podem ser apreciadas as oscilações da superfície do leito, ocorridas entre dezembro/2000 e fevereiro/2001 caracterizado por um período seco (dezembro) e outro chuvoso (últimos dias de dezembro até fevereiro) (Fig. 4).

A tabela 1 sumariza as condições hidrológicas e topográficas durante os levantamentos. No trecho em estudo, o canal do córrego Guavirá encontra-se encaixado; a profundidade média do canal é de 3 m. Por essa razão, somente fortes precipitações causam inundações. O nível de vazão plena foi ultrapassado em três ocasiões (30 de dezembro/2000, 15 de janeiro/2001 e 19 de fevereiro de 2001, Fig. 4). Evidências de campo (deposição de areia e entulhos na superfície da margem), sustentam esta afirmação. Estas vazões extremas provocaram as oscilações na cota média do leito mostradas na figura 7 e na tabela 1.

Variação das características granulométricas dos sedimentos de fundo

Junto com o levantamento batimétrico foram coletadas amostras de sedimentos de fundo em pelo menos 5 % das 254 verticais definidas na batimetria (Tabela 1). Os resultados das análises granulométricas são mostrados na tabela 2. Cabe ressaltar que a maioria da amostra foi coletada na porção do leito considerada como soleira, que ocupa a maior parte do trecho estudado (Figura 3).

Para descrever as condições energéticas imperantes na unidade soleira-depressão durante os levantamentos foram utilizados os parâmetros estatísticos granulométricos definidos por Folk & Ward (1957). O diâmetro médio (M_z) é empregado na definição das condições energéticas prevalecentes no ambiente. O grau de seleção (s) é relacionado ao retrabalhamento dos depósitos e reflete variações nas condições de fluxo (velocidade e turbulência) no ambiente deposicional. A assimetria (Sk) tem sido usada com sucesso na identificação de ambiente. Segundo Duane (1964) valores negativos de assimetria são indicativos de área em erosão e valores positivos indicam deposição. Apesar de ser amplamente aceita a regra de Duane (1964), outros pesquisadores demonstraram que não existe qual-

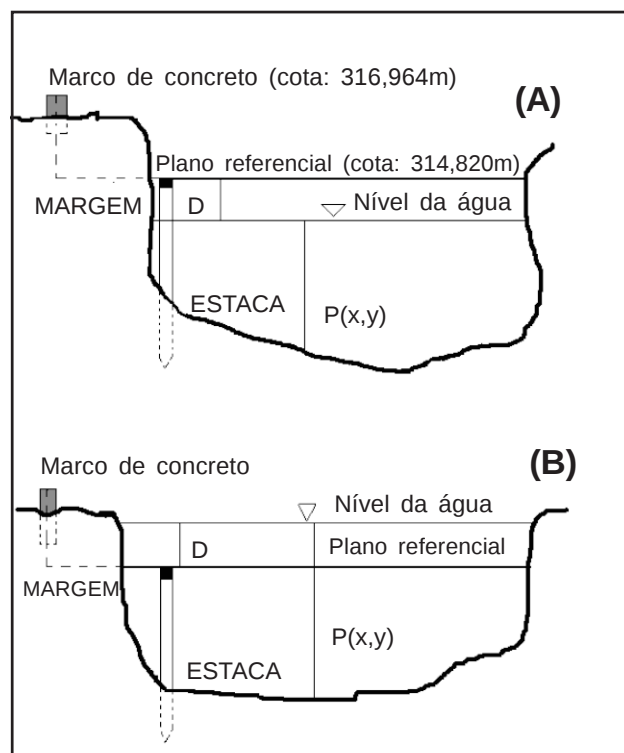


Figura 6 - Cálculo da cota do leito móvel nos períodos de seca (A) e enchente (B).

Tabela 1 - Vazão, cota média do leito, processo dominante e condições climáticas durante os levantamentos no córrego Guavirá.

Levantamentos	Vazão (m³/s)	Cota média do leito (m)	Processo dominante	Condições climáticas
1º Levantamento Data: 20/12/00 n = 254 pontos	0,678	314,382	Erosão	1º Levantamento: Período seco, fluxo de base, predomina o transporte de sedimentos silto-argilosos (remoção seletiva).
2º Levantamento Data: 23/01/01 n = 254 pontos	3,407	314,177		2º Levantamento: Período chuvoso, forte erosão, remoção generalizada de sedimentos de todos os calibres. Precipitação acumulada: 406 mm
		Dif. = 0,205		
2º Levantamento Data: 23/01/01	3,407	314,177	Deposição	3º Levantamento: Período chuvoso, deposição de sedimentos de tamanho areia e granulo. Precipitação acumulada: 395 mm
3º Levantamento Data: 21/02/01 n = 252 pontos	2,898	314,403		
		Dif. = - 0,226		

quer relação entre o sinal da assimétrica e das fases de erosão e deposição (Cronan, 1972; Bittencourt, 1992). As discrepâncias podem ser decorrentes do ambiente em estudo (ambiente fluvial, litorâneo, etc) e da polimodalidade do material. No caso da curtose (K_G), considera-se que as distribuições leptocúrticas podem indicar remoção de uma fração dos sedimentos por correntes de fundo, enquanto que as distribuições platicúrticas podem indicar mistura de populações distintas.

A utilização destes parâmetros na interpretação de ambientes já completou um século (Udden, 1898 in Ponçano, 1986). Desde então, inúmeros trabalhos foram publicados sobre o assunto. Podem ser citados os exemplos clássicos de Folk & Ward (1957), Passega (1957), Sahu (1964), Klován (1966), Friedman (1967), Swan *et al.* (1978, 1979) e McLaren (1981). As conclusões desses autores indicam que a interpretação dos resultados das análises texturais não pode ser enfocada de modo simples, levando em conta que os depósitos sedimentares são produtos de inúmeros fatores. McLaren (1981) destaca que as características de um depósito sedimentar são herdadas da área-fonte e os parâmetros granulométricos dependem de processos tais como a remoção seletiva (joeiramento), deposição seletiva da distribuição granulométrica em transporte e deposição total da distribuição granulométrica em transporte.

A seguir são descritos os parâmetros estatísticos granulométricos obtidos no córrego Guavirá. No primeiro levantamento, o grosso calibre dos sedimentos se deve à contínua remoção seletiva dos sedimen-

tos finos pelas vazões baixas durante o período de baixa pluviosidade. Este processo permitiu o predomínio de sedimentos grossos na superfície da soleira (Média de $M_z = -1,11$ phi ou 2,16 mm). Com o início do período de abundante precipitação nos últimos dias de dezembro de 2000 (Figura 4), as enchentes removeram a camada de sedimentos grossos, rebaixando a cota média da superfície de fundo em aproximadamente 0,205 m (Figura 7 e Tabela 1). Assim, no segundo levantamento a média do M_z diminuiu para -0,426 phi (1,34 mm), o que pode ser interpretado como o resultado do transporte generalizado de sedimentos de todas as classes, gerando o decréscimo no grau de seleção. A continuidade das vazões altas permitiu a elevação da superfície do leito em 0,226 m (Figura 7 e Tabela 1), o valor médio de M_z diminuiu para 0,135 phi (0,91 mm), apresentando o menor desvio padrão dentre os levantamentos (0,943) e o grau de seleção melhorou consideravelmente. Posteriormente, com o predomínio das baixas vazões nos meses de inverno, época de menor pluviosidade na região sul, o processo de remoção seletiva dos sedimentos finos (joeiramento) volta a ocorrer, ocasionando acúmulo de sedimentos grossos. Este fato foi observado em levantamentos posteriores executados nas proximidades do trecho estudado.

Quanto ao parâmetro assimetria, o processo de joeiramento no período seco originou uma distribuição negativa próxima à simétrica. O aumento das vazões provocou o acúmulo de sedimentos grossos, gerando distribuições com sinais negativas. No segundo levantamento, a batimetria mostrou a ocorrência da remoção dos sedimentos do leito, principalmente os finos, acarretando a formação de sedi-

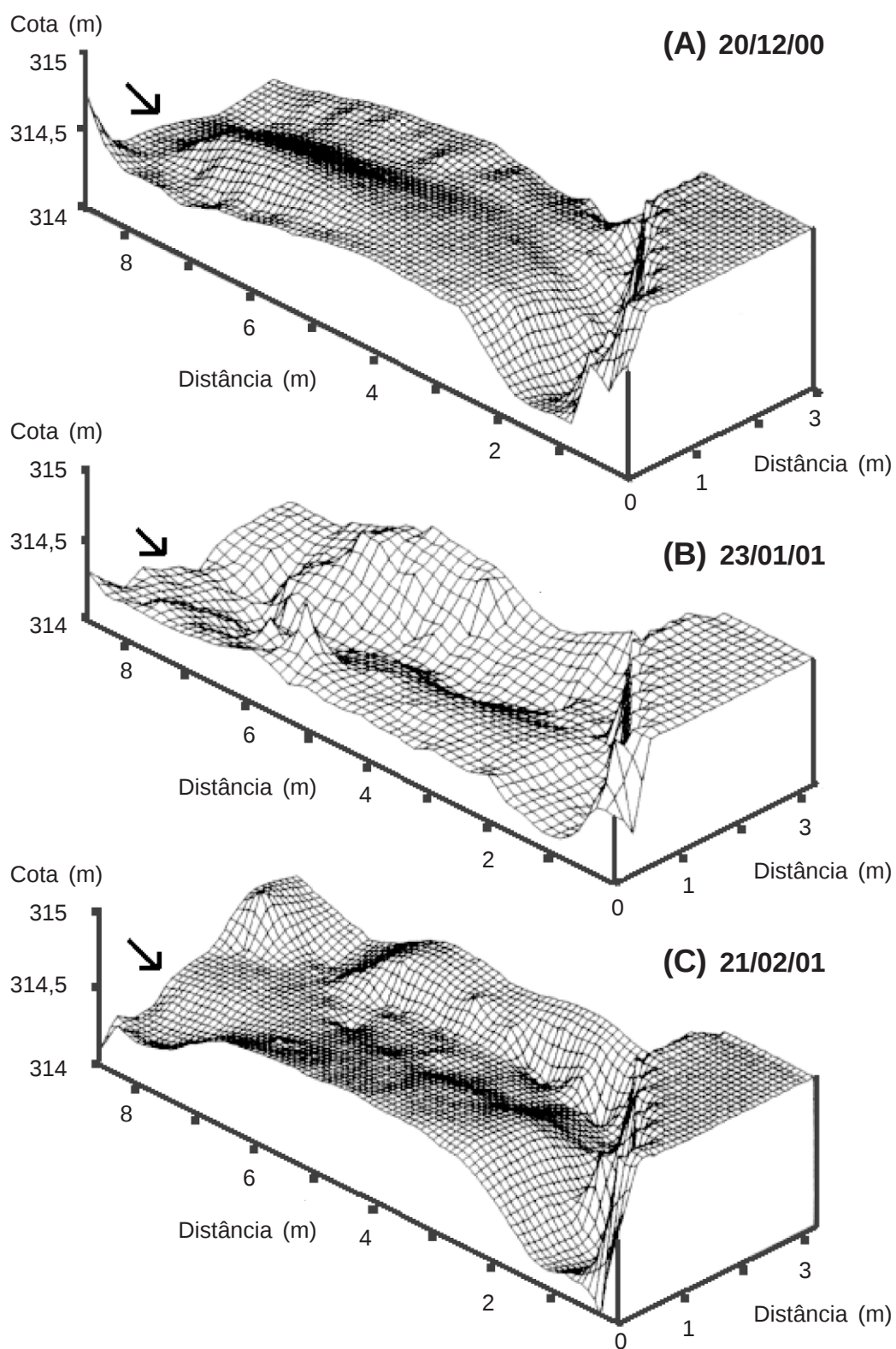


Figura 7 - Blocos diagramas obtidos a partir do MDT. Cada célula dos blocos equivale a uma área de 15 x 15 cm. A direção do fluxo é indicada pela seta.

Tabela 2 - Média aritmética e desvio padrão (entre parêntesis) dos parâmetros granulométricos de Folk & Ward (1957) correspondentes aos sedimentos de fundo coletados no córrego Guavirá. (N = número de amostras).

Levantamento	Diâmetro médio Mz (phi)	Grau de seleção σ (phi)	Assimetria Sk^1	Curtose KG
1º Levantamento Data: 20/12/00 N = 11	-1,11 (1,72) grânulo	1,635 (0,53) pobremente selecionado	-0,002 (0,17) distribuição aprox. simétrica	0,951 (0,17) mesocúrtico
2º Levantamento Data: 23/01/01 N = 10	-0,426 (1,58) areia muito grossa	2,133 (0,62) muito pobremente selecionado	-0,032 (0,19) distribuição aprox. simétrica	1,10 (0,40) mesocúrtico
3º Levantamento Data: 21/02/01 N = 14	0,135 (0,943) areia grossa	1,247 (0,16) pobremente selecionado	-0,08 (0,13) distribuição aprox. simétrica	1,064 (0,12) mesocúrtico

mentos com distribuições negativas, coincidindo com as observações de Duane (1964). No terceiro levantamento, apesar do predomínio de processos deposicionais, as amostras apresentaram distribuições ainda mais negativas, o que vêm corroborar as conclusões de Cronan (1972) e Bittencourt (1992), que afirmam a inexistência de relação entre sinal da distribuição e os processos de erosão/deposição.

A curtose como parâmetro identificador de ambientes não vem sendo utilizada com sucesso (Ponçano, 1986). A média da curtose foi classificada como mesocúrtica nos três levantamentos. Neste trabalho, a curtose não teve um papel preponderante na descrição dos ambientes.

CONCLUSÕES

Os levantamentos batimétricos e sedimentológicos detalhados executados numa unidade soleira-depressão no córrego Guavirá num intervalo de 60 dias, documentaram o efeito das enchentes sobre a topografia do leito e as características granulométricas dos sedimentos de fundo. O levantamento batimétrico detalhado feito a vau permitiu conhecer a dinâmica da oscilação da topografia do leito nos períodos chuvosos. No 1º levantamento (dezembro de 2000, período seco), o sedimento de fundo predominante corresponde à classe grânulo e a cota média do leito foi de 314,382 m. Com a ocorrência das precipitações em janeiro e fevereiro, as enchentes causaram oscilações no leito (cota média de 314,177 m no 2º e 314,403 m no 3º levantamento) e o diâmetro médio dos sedimentos de fundo teve uma contínua diminuição: areia muito grossa para areia grossa. A oscilação da topografia do leito durante a época chuvosa demonstra que os pontos de reversão da velocidade do fluxo durante as enchentes migram constantemente, fato que pode explicar

erosão e deposição num mesmo ponto do leito durante enchentes consecutivas. Apesar de serem observadas variações altimétricas e sedimentológicas na unidade soleira-depressão, não foi constatada nenhuma migração longitudinal da soleira ou da depressão, mesmo com a ocorrência de três enchentes que ultrapassaram o nível de vazão plena.

Agradecimentos - O autor agradece aos geógrafos Carlos Sander, Elisângela S. Ascari, Maria Helena Custódio do Carmo e Patrícia da Conceição Dornellas da Silva pelo auxílio nos trabalhos de campo e a Cooperativa Agrícola Mista Rondon (Copagril) pelo fornecimento dos dados de precipitação.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Andrews, E.D. 1979. Scour and fill in a stream channel: East Fork River, Western Wyoming. **United States Geological Survey Professional Paper**, 1117, 49p.
- Bathurst, J.C. 1982. Channel bars in gravel-bed rivers. Discussion. In: Hey, R.D.; Bathurst, J.C. & Thorne, C.R. (Eds.) **Gravel-bed Rivers**, London, John Wiley, p. 330-331.
- Bhowmik, N.G. & Demissie, M. 1982. Bed material sorting in pools and riffles. **Journal Hydraulic Engineering**, American Soc. Civil Engineering, **108**: 1227-1231.
- Bittencourt, A.C.S.P. 1992. A questão da predominância ou não de valores negativos de assimetria das distribuições granulométricas para os depósitos da face da praia - uma polêmica revisada. **Revista Brasileira de Geociências**, **22** (1): 107-111.
- Brookes, A. 1990. Restoration and enhancement of engineered British river channels: some European experiences. **Regulated Rivers: Research Management**, **5**: 45-56.
- Brookes, A. 1992. Recovery and restoration of some engineered British river channels. In: Boon, P.J., Calow, P. & Petts, G.E. (Eds.) **River Conservation and Management**. Wiley Chichester, p. 337-352.
- Brown, A.V. & Brussock, P.P. 1991. Comparison of benthic invertebrates between riffles and pools. **Hydrobiologia**, **220**: 99-108.
- Callisto, M; Moretti, M. & Goulart, M. 2001. Macroinvertebrados bentônicos como ferramenta para avaliar a saúde de riachos. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, **6** (1): 71-82.
- Carling, P.A. 1991. An appraisal of the velocity-reversal hypothesis for stable pool-riffle sequences in the River Severn, England. **Earth Surface Processes and Landforms**, **16**: 19-31.

- Cintra, J.P. 1990. **Modelos digitais dos terrenos**. São Paulo. Escola Politécnica (USP), p. 53-65.
- Clifford, N.J. 1993. Formation of riffle-pool sequences: field evidence for an autogenetic process. **Sedimentary Geology**, **85**: 39-51.
- Clifford, N.J. & Richards, K.S. 1992. The reversal hypothesis and the maintenance of riffle-pool sequences. In: Carling, P.A. & Petts, G.E. (Eds.). **Lowland Floodplain River**. London, John Wiley. p. 43-70.
- Cronan, C.S. 1972. Skewness and kurtosis in polymodal sediments from the Irish Sea. **Journal Sediments Petrology**, **42** (1): 102-107.
- Duane, D.B. 1964. Significance of skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina. **Journal Sedimentary Petrology**, **34** (4): 864-874.
- Fernandez, O.V.Q. & Soares, R. 2002. Características geométricas, hidráulicas e sedimentológicas de soleiras e depressões no córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon (PR). In: Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos, 5, 2002, São Paulo. **Anais...** São Paulo, p. 159-167.
- Folk, R.L. & Ward, W.C. 1957. Brazos river bar, a study in the significance of grain-size parameters. **Journal Sedimentary Petrology**, **27** (1): 2-26.
- Friedman, G.M. 1967. Dynamic processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands. **Journal Sedimentary Petrology**, **37**: 327-354.
- Hannaford, M.J.; Barbour, M.T. & Resh, V.H. 1997. Training reduces observer variability in visual-based assessments of stream habitat. **Journal North American Benthology Society**, **16** (4): 853-860.
- Hindi, E.C.; Rosa Filho, E.F.; Bitencourt, A.V. & Giusti, D. A. 1998. Determinação da descarga de rios por diluição de cloreto de sódio (método de integração). **Boletim Paranaense de Geociências**, **46**: 151-161.
- Iapar (Fundação Instituto Agrônomo do Paraná) 1994. **Cartas climáticas básicas do Estado do Paraná**, Curitiba (PR), 49p.
- Jackson, W.L. & Beschta, R.L. 1981. A model of two-phase bedload transport in an Oregon Coast range stream. **Earth Surface Processes and Landforms**, **7**: 517-527.
- Jowett, I.G. 1993. A method for objectively identifying pool, run, and riffle habitats from physical measurements. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, **27**: 241-248.
- Keller, E.A. 1971. Areal sorting of bed load material: the hypothesis of velocity reversal. **Geological Society of America Bulletin**, **82**: 753-756.
- Keller, E.A. & Melhorn, W.N. 1978. Rhythmic spacing and origin of pools and riffles. **Geological Society of America Bulletin**, **89**: 723-730.
- Klovan, J.E. 1966. The use of factor analysis in determining depositional environments from grain-size distributions. **Journal Sedimentary Petrology**, **36**: 115-125.
- Kozciak, S.; Rostirolla, S. & Fiori, A.P. 1999. Análise comparativa entre métodos de interpolação para construção de modelos numéricos de terreno. **Boletim Paranaense de Geociências**, **47**: 19-30.
- Leopold, L.B. & Maddock, T.J. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. **U.S. Geological Survey Professional Paper**, **252**: 1-57.
- Leopold, L.B.; Wolman, M.G. & Miller, J.P. 1964. **Fluvial Processes in Geomorphology**. San Francisco, Ed. Freeman, 522 p.
- Lisle, T. 1979. A sorting mechanism for a riffle-pool sequence: summary. **Geological Society American Bulletin**, **90**: 616-617.
- Lium, B.W. 1974. Some aspects of aquatic insects populations of pools and riffles in gravel bed streams in western United States. **Journal of Research of the US Geological Survey**, **2**: 379-384.
- Logan, P. & Brooker, M.P. 1983. The macroinvertebrate faunas in riffles and pools. **Water Research**, **17**: 263-270.
- McLaren, P. 1981. An interpretation of trends in grain size measures. **Journal Sedimentary Petrology**, **51**: 611-624.
- Moore, I.D.; Grayson, R.B. & Ladson, A.R. 1991. Digital terrain modelling: a review of hydrological, geomorphological and biological applications. **Hydrological Processes**, **5**: 3-30.
- O'Connor, J.E.; Webb, R.H. & Baker, V.R. 1986. Paleohydrology of pool and riffle pattern development: Boulder creek, Utah. **Geological Society Bulletin**, **97**: 410-420.
- Passega, R. 1957. Texture as characteristic of clastic deposition. **American Association Petroleum Geologists Bulletin**, **41** (9): 1952-1984.
- Petit, F. 1987. The relationship between shear stress and the shaping of the bed of a pebble-loaded river, La Rulles-Ardenne. **Catena**, **14**: 453-468.
- Petrie, G. & Kennie, T.J.M. 1987. Terrain modelling in surveying and civil engineering. **Computer Aided Design**, **19** (4): 171-187.
- Ponçano, W.L. 1986. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários na costa brasileira. **Revista Brasileira de Geociências**, **16** (2): 157-170.
- Pridmore, R.D. & Roper, D.S. 1985. Comparison of the macroinvertebrate faunas of runs and riffles in three New Zealand streams. **New Zealand Journal of Marine and Freshwater Research**, **19**: 283-291.
- Richards, K.S. 1976. The morphology of riffle-pool sequences. **Earth Surface Processes**, **1**: 71-88.
- Rocha-Campos, A.C.; Cordani, U.G.; Kawashita, K.; Sonoki, H.M. & Sonoki, I.K. 1988. Age of the Parana Flood volcanism. In: PICCIRILO, E.M. & MELFI, A.J. (Eds.) **The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin**. Universidade de São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico, p. 1-15.
- Sahu, B.K. 1964. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. **Journal Sedimentary Petrology**, **34**: 73-84.
- Sameshima, R.H. & Yamamoto, J.K. 1996. Análise de malhas de amostragens e processos de interpolação não representação de superfície topográficas por meio de MDT's. **Revista Geociências**, **15** (1): 67-92. São Paulo.
- Scullion, J.; Parish, C.A.; Morgan, N. & Edwards, R.W. 1982. Comparison of benthic macroinvertebrate fauna and substratum comparison in riffles and pools in the impounded River Elan and unregulated River Wye, Mid-Wales. **Freshwater Biology**, **12**: 579-595.
- Sear, D.A. 1996. Sediment transport processes in pool-riffle sequences. **Earth Surface and Landforms**, **21**: 241-262.
- Swan, D.; Claque, J.J. & Luternauer, J.L. 1978. Grain-size statistics. I: evaluation of the Folk and Ward graphic measures. **Journal Sedimentary Petrology**, **48**: 863-878.
- Swan, D.; Claque, J.J. & Luternauer, J.L. 1979. Grain-size statistics. II: evaluation of grouped moment measures. **Journal Sedimentary Petrology**, **49**: 487-501.
- Teissyre, A.K. 1984. The river Bobr in the Blazkowa study reach (central Sudetes): a case study in fluvial processes and fluvial sedimentology. **Geological Sudetica**, **19**: 7-71.
- Teleki, P.G. 1972. Areal sorting of bed-load material: the hypothesis of velocity reversal: discussion. **Geological Society of America Bulletin**, **83**: 911-914.
- Thompson, D.M.; Wohl, E.E. & Jarret, R.D. 1999. Velocity reversal and sediment sorting in pools and riffles controlled by channel constrictions. **Geomorphology**, **27**: 229-241.
- Wolman, M.G. 1955. The natural channel of Brandywine creek, Pennsylvania. **U.S. Geological Survey Professional Paper** N° 271, 65 p.
- Yang, T.C. 1971. Formation of riffles and pools. **Water Resources Research**, **7**: 1567-1574.