

DETERMINAÇÃO DO NÍVEL E DA DESCARGA DE MARGEM PLENA EM CURSOS FLUVIAIS

OSCAR VICENTE QUINONEZ FERNANDEZ¹

RESUMO: Tradicionalmente, a descarga de margens plenas é definida como a vazão que preenche o canal fluvial na justa medida antes de extravasar em direção a planície de inundação. De acordo com este conceito, a determinação de uma superfície inundada pelo menos uma vez a cada dois anos, também denominada de planície de inundação ativa, é essencial na identificação do nível de margens plenas e da vazão correspondente. Quando o curso d'água estiver atravessando uma fase de desequilíbrio morfológico, a planície de inundação ativa inexistente ou encontra-se pouco desenvolvida. Por essa razão, numerosos critérios auxiliares foram propostos pelos pesquisadores. O presente trabalho discute as vantagens e desvantagens dos critérios mais utilizados. As informações foram obtidas através de uma ampla revisão bibliográfica, enriquecida por exemplos práticos oriundos de rios e córregos localizados na região oeste do Paraná. A descarga de margens plenas possui uma importância prática e científica por demarcar o limite de atuação dos processos fluviais que modelam o canal e os que constroem ou modificam a planície de inundação.

PALAVRAS-CHAVE: geomorfologia fluvial; descarga de margens plenas; Planície de inundação.

DEFINITION OF BANKFULL STAGE AND BANKFULL DISCHARGE IN RIVERS

ABSTRACT: Traditionally, the bankfull discharge is defined as the discharge that fills a stable alluvial channel up to the elevation of the active floodplain. In agreement with this concept, the determination of a flooded surface at least once every two years, also denominated of active floodplain, it is essential in the identification of the bankfull level and the corresponding discharge. When streams is crossing unstable morphological phase, the surface of active flood-plain inexist or is little developed. For that reason, numerous auxiliary criteria were proposed by researchers. The present work discusses the advantages and disadvantages of the criteria more used. The information were obtained through a wide bibliographical revision, enriched by practical examples originating from of rivers and streams located in the western region of Parana State, Brazil. The bankfull discharge is considered to have importance practices and scientific because it represent the breakpoint between the processes of channel formation and floodplain formation.

KEYWORDS: Fluvial geomorphology; Bankfull discharge; Floodplain.

INTRODUÇÃO

A geometria dos canais fluviais é resultado da relação entre a força das descargas líquida e sólida fornecidas pela bacia hidrográfica e a resistência à erosão dos materiais que constituem o leito e as margens. Esta situação gera complexos processos de formação de canais. Apesar disso, padrões fluviais podem ser identificados e classificados através de variáveis morfológicas e hidráulicas (Leopold *et al.*, 1964). A descarga líquida pode ser considerada um dos principais fatores no dimensionamento do canal fluvial. O fluxo nos

¹ Universidade Estadual do Oeste do Paraná (Unioeste). Campus de Marechal Cândido Rondon - Colegiado de Geografia. Rua Pernambuco, 1777 – Marechal C. Rondon (PR) - 85960-000. fernandez@unioeste.br

canais fluviais varia enormemente, porém observações sugerem que as dimensões físicas dos canais são produtos de uma categoria de vazão que é muito efetiva no transporte de sedimentos. Esta vazão teórica é denominada de descarga dominante (*dominant discharge*). Esta vazão, se mantida constante ao longo um certo período de tempo, produziria as mesmas características morfológicas que são geradas por uma ampla magnitude de descargas que ocorrem continuamente no córrego. O conceito de descarga dominante está profundamente enraizado na geomorfologia fluvial e na engenharia hidráulica (Pickup & Warner, 1976) e foi discutido por Inglis (1968), Ackers & Charlton (1970), Pickup & Rieger (1979), Andrews (1980), Carling (1988).

Os pesquisadores adotaram vários critérios para representar na prática o conceito da descarga dominante. De acordo com Pickup & Warner (1976), a descarga dominante pode ser materializada por três categorias de descargas: descarga efetiva, descarga com determinado intervalo de recorrência e descarga de margens plenas.

A descarga efetiva é uma descarga que transporta o maior volume de sedimentos (Marlette & Walker, 1968; Prins & de Vries, 1971, Andrews, 1980, Emmett & Wolman, 2001). Pickup & Warner (1976) descrevem a técnica para determinar a descarga efetiva (*the most effective discharge*). As descargas medidas nos postos fluviométricos são divididas em pequenas classes, cuja duração deverá ser conhecida. O produto entre a descarga sólida de cada classe de descarga e sua duração é colocada num histograma. A descarga efetiva é representada pelo ponto médio da classe com maior frequência.

Por outro lado, a descarga dominante ou descarga modeladora de canal também pode ser estimada a partir da definição de uma vazão com determinada frequência de recorrência. USDA-FISRWG (1998) apresenta um excelente resumo sobre a evolução da definição da descarga dominante utilizando a série anual de descargas. Leopold & Maddock (1953) sugeriram pela primeira vez a adoção da descarga média anual como equivalente da descarga dominante. Wolman & Leopold (1957) sugeriram que a descarga dominante deve ter uma recorrência de 1 a 2 anos. Dury *et al.* (1963) e Hickin (1968) adotaram a vazão de 1,58 ano de recorrência como descarga dominante. Pickup & Warner (1976) descobriram que o período de recorrência da descarga dominante no rio Cumberland (Australia) pode variar de 4 a 10 anos. Williams (1978) concluiu que 75% dos 51 cursos d'água analisados apresentaram vazões dominantes entre 1,03 e 5,0 anos de recorrência. Leopold (1994) comentou que a maioria dos cientistas concorda de que o período de recorrência da descarga dominante é de 1,0 a 2,5 anos.

Neste trabalho são discutidos os critérios adotados para identificar a terceira representação da descarga dominante: a de margens plenas. Para tanto, é necessário determinar primeiramente o nível de margens plenas e o posteriormente estimar a descarga líquida correspondente. As discussões são baseadas em informações levantadas através de uma ampla revisão bibliográfica na literatura internacional, enriquecidas com exemplos práticos oriundos de rios e córregos localizados na região oeste do Estado do Paraná.

CONCEITO E DEFINIÇÃO DO NÍVEL DE MARGENS PLENAS

A descarga de margens plenas é definida como a descarga líquida que preenche na medida justa o canal antes de extravasar em direção a planície de inundação ativa (Wolman & Leopold, 1957). Esta planície é definida como uma superfície plana adjacente ao canal fluvial, modelada pela ação erosiva ou deposicional do fluxo das cheias e inundada pelo menos uma vez a cada dois anos. O nível de margens plenas demarca o limite entre os processos fluviais que modelam o canal e os que constroem a planície de inundação (Figura 1).

As planícies de inundação ativa são mais desenvolvidas ao longo de rios meândricos, que possuem baixo gradiente de canal. Em rios com forte gradiente (rios de

montanha), a planície de inundação ativa encontra-se ausente ou difícil de identificar devido ao pouco desenvolvimento. A identificação desta superfície irá definir o nível de margens plenas. Em bacias hidrográficas com pouca ou nenhuma atividade humana, as feições erosivas ou deposicionais encontram-se preservadas e facilitam a identificação da planície aluvial.

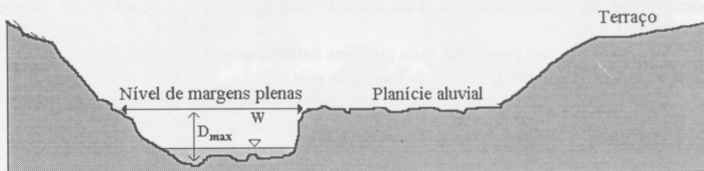


Figura 1: Representação do nível de margens plenas. W e D_{max} indicam a largura e a profundidade máxima do canal em nível de margens plenas.

CRITÉRIOS PARA IDENTIFICAÇÃO DO NÍVEL DE MARGENS PLENAS

Para definir o nível de margens plenas numa seção transversal, é necessária a identificação da planície de inundação ativa. Na maioria dos casos, esta superfície é de difícil detecção. Por esse motivo, foram propostos numerosos critérios para encontrar uma superfície equivalente. Os trabalhos que definem os critérios de identificação foram agrupados em três categorias por Williams (1978). Alguns artigos publicados após o trabalho de Williams (op. cit.) foram incorporados à lista.

Critérios baseados no reconhecimento de superfícies deposicionais:

1. A superfície do fundo de vale (Nixon, 1959; Woodyer, 1968; Kellerhals *et al.*, 1972; Dury, 1973).
2. O nível da planície de inundação ativa (Wolman & Leopold, 1957; Leopold & Skibitzke, 1967; Emmett, 1975).
3. O nível do patamar inferior (Schumm, 1960).
4. O nível do patamar intermediário (Woodyer, 1968).
5. O nível do patamar superior (Kilpatrick & Barnes Jr., 1964).
6. O nível médio das partes mais altas nas barras de canal (Wolman & Leopold, 1957; Hickin, 1968; Lewis & McDonald, 1973).

Critérios baseados em observações de características botânicas ou sedimentológicas.

7. Nível do limite inferior da vegetação perene (Schumm, 1960; Sigafos, 1964; Speigth, 1965; Nunnally, 1967; Leopold, 1994; Radecki-Pawlik, 2002).
8. O nível do limite superior de deposição de sedimentos tamanho areia (Nunnally, 1967; Leopold & Skibitzke, 1967).

Critérios baseados na característica da seção transversal do canal

9. Nível com a relação mínima da razão largura/profundidade (W/D) (Wolman, 1955; Harvey, 1969; Pickup & Warner, 1976).

10. Nível correspondente ao primeiro máximo no índice de Riley (*bench index, BI*) (Riley, 1972).
11. O nível correspondente ao brusco aumento da relação área da seção transversal e largura do canal (Williams, 1978).

Williams (1978) afirma que os pesquisadores não são defensores fervorosos de suas propostas. Em muitos casos, os critérios escolhidos são os possíveis e não os ideais. As características geomórficas, sedimentológicas e botânicas ideais para definição da superfície aluvial ativa podem ser alteradas ou eliminadas pela atividade humana (desmatamento, urbanização, etc.) ou eventos naturais extremos (enchentes), impedindo a sua identificação.

A seguir, são comentados os critérios listados acima.

Critério Nº 1: Nível da superfície de fundo de vale

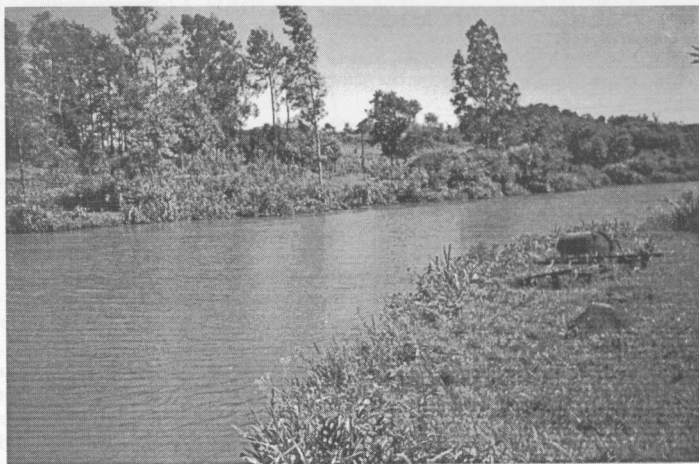
As áreas planas que contornam os cursos fluviais são denominadas genericamente de fundo de vale. A figura 2 ilustra a superfície do fundo de vale no rio Toledo, município de Toledo (PR). A diferença altimétrica entre o leito e o fundo de vale varia amplamente, podendo ser mínima nos casos em que o fundo de vale constitui a planície de inundação ou máxima quando os fundos de vale representam terraços. Os rios frequentemente entalham seus leitos e transformam antigas planícies de inundação em terraços. Os terraços inferiores são inundados com menor frequência do que as planícies aluviais ativas.

Levantamentos realizados por Woodyer (1968) em 12 estações fluviométricas em Nova Gales do Sul (Australia) mostram que o intervalo de recorrência da vazão que inunda o fundo de vale varia de 1,36 até 8,5 anos. Levando em conta que a planície aluvial deve ser inundada pelo menos uma vez a cada dois anos, o último valor corresponderia a uma superfície de terraço. Nestes casos, a planície de inundação atual deverá estar localizada em algum nível abaixo do terraço inferior. Nesta situação, Woodyer (1968) denominou as planícies aluviais atuais como patamares. A adoção dos níveis de patamares na definição do nível de margens plenas nos critérios 3 ao 5. Por essa razão, o conhecimento da dinâmica deposicional e erosiva da superfície de fundo de vale é fundamental na correta definição do nível de margens plenas.



Critério Nº 2: Nível da planície de inundação ativa.

Leopold *et al.* (1964) reconhecem dois tipos de planície de inundação, baseada na frequência da inundação: planícies ativas e inativas. As planícies inativas (terraços) são raramente inundadas e os processos fluviais atuais têm pouca participação na sua evolução. Por outro lado, as planícies aluviais ativas são inundadas periodicamente, são cobertas por gramínea e/ou arbustos e moldadas constantemente pelo fluxo (Figura 3).



Critérios N° 3, 4 e 5: Níveis dos patamares inferior, intermediário e superior.

Em cursos de água que apresentam processos de dissecação, podem ser encontradas várias superfícies deposicionais, denominadas de patamares (*benches*) e são utilizados por vários pesquisadores para definir o nível de margens plenas (Figura 4). Os patamares inferiores são bem desenvolvidos em rios com grande carga de fundo, quando expostos nos períodos de estiagem suportam vegetação compostas de gramíneas e são compostos de sedimentos rudáceos. Schumm (1960) adotou esta superfície para estimar a vazão de margens plenas.

Quando os rios exibem vários patamares, Woodyer (1968) sugere que o patamar intermediário seja considerado o nível de referencia para estimar o nível de vazão plena. Este autor verificou que o período de recorrência da vazão plena para este nível é de 1,02 a 1,21 ano.

O patamar superior é a feição que pode ser identificado com mais facilidade devido a sua extensão. Na maioria dos casos, o patamar superior constitui a superfície de fundo de vale. Nas observações realizadas por Woodyer (1968) o período de recorrência da vazão nesse nível é de 1,24 a 2,69 anos.

A associação entre os patamares e a flora que os cobrem é um método que foi usado com sucesso por Woodyer (1968) e Radecki-Pawlik (2002). A figura 4 representa esquematicamente a relação entre as feições e o tipo de vegetação predominante.

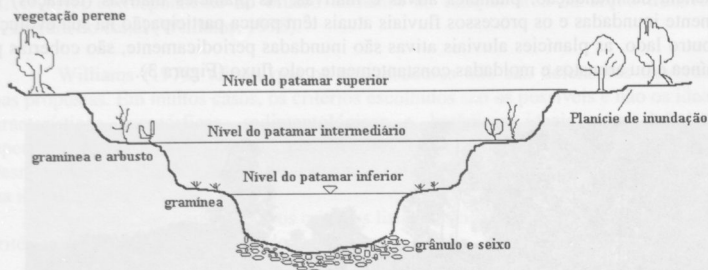


Figura 4: Perfil esquemático que ilustra a posição das superfícies erosivas e deposicionais (patamares) no canal fluvial (Modificada de Radecki-Pawlik, 2002).

Critério N° 6: O nível médio das partes mais altas nas barras de canal

Este método é adotado para definir o nível da planície aluvial ativa e se baseia na presunção de que os topos das barras representam a planície aluvial ativa. Em locais onde as barras (centrais ou laterais) estão bem desenvolvidas e o rio encontra-se encaixado, o método fornece os melhores resultados. Este critério foi usado por Fernandez & Souza Filho (1995) para definir a cota do nível de margens plenas no rio Paraná, trecho de Porto Rico, região noroeste do Estado do Paraná. Mediante levantamentos topográficos foram calculadas as cotas das superfícies conspícuas das barras de canal. A média aritmética das superfícies determina o nível da atual planície de inundação. A vazão de margens plenas é conhecida utilizando a curva de descarga da estação fluviométrica mais próxima.

Critério N° 7: Nível do limite inferior da vegetação perene

Williams (1978) comenta que este método é útil na definição da planície aluvial ativa, porém como ferramenta auxiliar. A vegetação é um pobre indicador do nível de margens plenas em razão da adaptação das árvores as diversas condições de umidade e tipos de solos (Riley, 1972).

Critério N° 8: O nível do limite superior de deposição de sedimentos tamanho areia

Este critério, proposto por Nunnally (1967), baseia-se no modelo de deposição para sistema fluvial meandrante caracterizado pela acresção lateral de barras de pontal, planície de inundação bem desenvolvida e decrescência ascendente da granulometria. O limite superior da deposição de sedimentos tamanho areia nas barras de pontal foi tomado como critério sedimentológico por Nunnally (1967) para definir o nível de margens plenas. Esse limite superior demarca a transição entre os depósitos de canal e os de inundação nas barras de pontal. É um método pouco usado.

Critério N° 9: Nível onde a relação largura/profundidade (W/D) é mínima.

O método auxilia na determinação do nível de margens plenas com base na geometria das seções transversais. O nível de margens plenas é obtido quando a relação largura/profundidade for mínima.

A profundidade do canal e a relação largura/profundidade em nível de margens plenas podem ser obtidas graficamente confrontando os valores da profundidade média do canal (ordenada) versus a relação largura/profundidade correspondente a mesma largura

(abscissa). A profundidade do canal no nível de margens plena será indicada pela curva de ajuste do gráfico quando esta for aproximadamente paralela ao eixo da ordenada. Na figura 5, é exemplificada a identificação do nível de margens plenas adotando o método de W/D mínima, numa seção transversal levantada no córrego Apepú (seção Ape-1), um córrego de segunda ordem localizado na área rural do município de Marechal Cândido Rondon, região oeste do Estado do Paraná. Assim, de acordo com a figura 5, no nível de margens plenas, a profundidade do canal é de 2,05 m e a relação largura/profundidade de 2,67. Este nível coincide com o plano W8 da figura 8.

De acordo com Williams (1978), este critério é preciso em canais com seções transversais retangulares. Quando os canais são rasos e possuem margens com baixa declividade, os resultados são imprecisos.

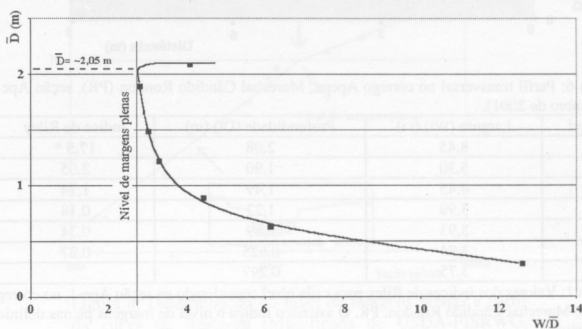


Figura 5: Exemplo da relação largura/profundidade média (W/D) usada para definir o nível de margens plenas: seção Ape 1, córrego Apepú, Marechal Cândido Rondon, PR.

Critério Nº 10: Nível correspondente ao primeiro máximo no índice de Riley

Para definir o nível de margens plenas, Riley (1972) propôs o índice de patamares ou também denominado índice de Riley (*bench index*).

O índice é definido pela expressão:

$$BI = \frac{W(i) - W(i+1)}{D(i) - D(i+1)} \quad (1)$$

Onde BI = índice de Riley, W = largura do canal, D = profundidade do canal e i representa a ordem da medição de cada par de valores da largura e profundidade medidos para cada nível determinado. O primeiro par de valores W e D , que deve ser medido na parte superior do canal (dique marginal), adota $i=1$. Os pares obtidos em cotas inferiores adotam $i=2, 3, 4$, etc. Tendo os valores de BI para valores de $i=1$ até $i=n$, o nível de margens plenas será definido pelo primeiro valor máximo de BI na série, considerando a partir de $i=1$. Caso o canal esteja muito encaixado, o segundo valor máximo da sequência deve ser adotado como nível de margens plenas. A distância vertical, entre os níveis, utilizada por Riley (1972) foi de 90 cm. Cabe destacar que os níveis definidos neste trabalho nos critérios 9 e 10 foram escolhidos observando a variação da topografia da margem.

Na figura 6 e na tabela 1, é exemplificada a identificação do nível de margens plenas, adotando o método de Riley (1972), na mesma seção piloto escolhida no córrego Apepú (seção Ape-1). Segundo o método adotado, o nível W1 representa o nível de margens plenas, por expressar o primeiro valor máximo de BI da série (Tabela 1).

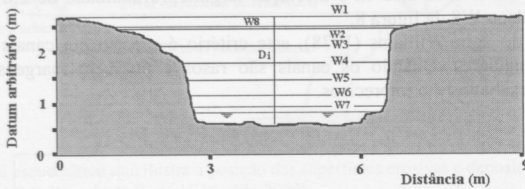


Figura 6: Perfil transversal no córrego Apepú, Marechal Cândido Rondon (PR), seção Ape-1 (novembro de 2001).

Nível	Largura (Wi) (m)	Profundidade (Di) (m)	Índice de Riley
1	8,45	2,08	17,5 *
2	5,30	1,90	2,05
3	4,45	1,49	1,74
4	3,99	1,22	0,18
5	3,93	0,89	0,34
6	3,84	0,625	0,27
7	3,75	0,297	

Tabela 1: Valores dos índices de Riley para cada nível considerado na seção Ape-1, no córrego Apepú, Marechal Cândido Rondon, PR. O asterisco indica o nível de margens plenas definida pelo método.

Critério N° 11: O nível correspondente ao brusco aumento da relação área da seção transversal e largura do canal

A figura 7 ilustra a relação entre a largura do canal e a área da seção transversal obtida para vários níveis na seção Ape-1 (Figura 6). Segundo o gráfico, a largura do canal no nível de margens plenas possui aproximadamente 4,77 m e a área correspondente é de 7,22 m².

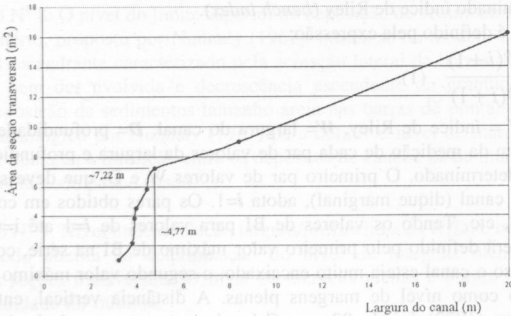


Figura 7: Estimativa da largura e da área da seção transversal em nível de margens plenas na seção Ape-1, córrego Apepú, Marechal Cândido Rondon, PR.

Além dos critérios definidos acima, outro método para definir a cota e a vazão de margens plenas é o da curva de descarga (USDA-FISRWG, 1998). Este método é ilustrado através do diagrama hipotético mostrado na figura 8. Na cota de extravazamento, a curva de descarga apresenta uma pronunciada mudança na sua trajetória. O método só pode ser adotado em estações fluviométricas com planície aluvial bem desenvolvida.

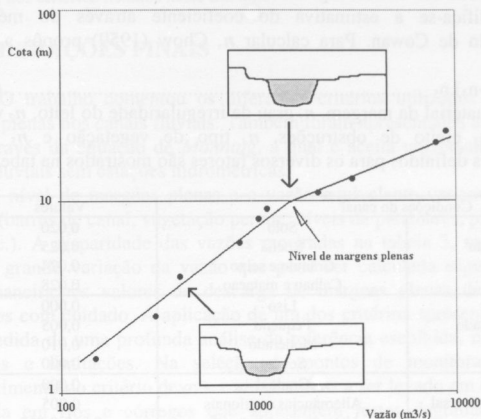


Figura 8: Determinação do nível de margens plenas a partir da curva de descarga (Modificada de USDA-FISRWG, 1998).

MÉTODOS PARA ESTIMAR A DESCARGA NO NÍVEL DE MARGENS PLENAS.

Após a definição do nível de margens plenas, o passo seguinte é calcular a vazão correspondente para o nível obtido, utilizando um dos quatro métodos: método da curva de descarga, método baseado na geometria hidráulica, método baseado na recorrência das cheias e o método baseado na equação de *Manning* (Williams, 1978). Os primeiros três podem ser utilizados somente em estações fluviométricas, devido a necessidade de um histórico de vazões na implementação dos métodos. Informações sobre a aplicação destes métodos são encontradas em textos de hidráulica geral e artigos especializados. Por outro lado, o método de *Manning* é o único aplicável em cursos fluviais sem instalações fluviométricas.

Neste trabalho é descrita a obtenção da vazão, utilizando a equação de *Manning*. Uma vez identificado o nível de margens plenas, a vazão correspondente (Q_{mp}) pode ser estimada aplicando a seguinte equação:

$$Q_{mp} = \frac{A}{(1/n)} (Rh)^{0,66} S^{0,5} \quad (2)$$

Onde A e Rh representam a área da seção transversal (m^2) e do raio hidráulico (m) respectivamente, ambos medidos em nível de margem plena, S a declividade do leito (m/m) e n o coeficiente de rugosidade de *Manning*.

A área da seção transversal (**A**) deve ser obtida executando-se um levantamento detalhado da seção transversal até o nível de margens plenas. Fernandez *et al.* (2001) detalham um método apropriado. O perímetro da seção (**P**) é medido ao longo do perfil transversal e o raio hidráulico é calculado efetuando $R_h=A/P$. A declividade do leito (**S**) deve ser obtida mediante técnicas de levantamento topográfico ao longo de uma distância equivalente a 20 vezes a largura do canal na seção transversal em nível de margens plenas (Leopold, 1994).

O coeficiente **n** pode ser obtido seguindo vários métodos (Baptista *et al.*, 2001). Neste trabalho, exemplifica-se a estimativa do coeficiente através do método de incrementação ou método de Cowan. Para calcular **n**, Chow (1959) propôs a seguinte expressão:

$$n = (n_0+n_1+n_2+n_3+n_4).n_5 \dots\dots\dots(3)$$

Onde: **n**₀ tipo de material da margem, **n**₁ grau de irregularidade do leito, **n**₂ variações da seção transversal, **n**₃ efeito de obstruções, **n**₄ tipo de vegetação e **n**₅ grau de meandramento. Os valores definidos para os diversos fatores são mostrados na tabela 2.

Condições do canal		Valores
N ₀ Material envolvido	Solo	0,020
	Rocha	0,025
	Grânulo e seixo	0,024
	Calhau e matacao	0,028
N ₁ Grau de irregularidade	Liso	0,000
	Pequeno	0,005
	Moderado	0,010
	Severo	0,020
N ₂ Variações da seção transversal	Gradual	0,000
	Alternâncias ocasionais	0,005
	Alternâncias frequentes	0,010-0,015
N ₃ Efeito de obstruções	Desprezível	0,000
	Pequeno	0,010-0,015
	Apreciável	0,020-0,030
	Severo	0,040-0,060
N ₄ Vegetação	Baixa	0,005-0,010
	Média	0,010-0,025
	Alta	0,025-0,050
	Muito Alta	0,050-0,100
N ₅ Sinuosidade	Pequeno	1,000
	Apreciável	1,150
	Severo	1,300

Tabela 2: Valores para calcular o coeficiente de rugosidade pelo método Cowan (Chow, 1959, apud Baptista et al. 200)

Através da equação (2) foram estimados os valores da vazão de margens plenas para a seção Ape-1 no córrego Apepú (Figura 6), correspondentes aos diferentes níveis definidos por alguns dos métodos escolhidos. Os resultados são mostrados na tabela 3. Na seção Ape-1, o nível do fundo de vale, tomado como referencia pelo método 1, coincide com o patamar superior proposto por Woodyer (1968) e também com o nível indicado pelo índice BI de Riley (1972). O método 9 definiu o plano W2 como o nível de referencia (Tabela 1) e o método 11 estabeleceu o plano W8 como o nível de referencia. O plano W8 foi obtido a partir da cota onde a largura do canal é igual a 5,50 m (Figura 6).

Métodos	<i>n</i> (método de Cowan)	A (m ²)	Rh (m)	S (m/m)	Q (m ³ /s)
1, 5 e 10	0,046	9,02	0,730	0,0143	19,05
9	0,046	7,19	0,832	0,0143	16,55
11	0,046	7,45	0,811	0,0143	16,85

Tabela 3: Estimativa da vazão de margens plenas na seção Ape-1 pela equação de *Manning*, baseada em alguns dos critérios listados neste trabalho.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O trabalho comentou os diferentes critérios utilizados para definir o nível de margens plenas nos canais fluviais. Também foram apresentados exemplos da estimativa da vazão através da equação de *Manning*, a qual é aceita universalmente para aplicação em trechos fluviais sem estações hidrométricas.

O nível de margens plenas e a vazão equivalente variam dependendo do critério adotado (barras de canal, vegetação perene, níveis de patamares, planície de planície aluvial ativa, etc.). A disparidade das vazões mostradas na tabela 3, numa mesma seção piloto, revela a grande variação da vazão que pode ser calculada seguindo diferentes critérios. Dessa maneira, os valores de descarga de margens plenas devem ser interpretados e analisados com cuidado. A aplicação de um dos critérios apresentados neste trabalho deve ser precedida de uma profunda análise da referência escolhida, objetivando conhecer suas vantagens e limitações. Na seleção de pontos de monitoramento, a facilidade de reconhecimento do critério deve ser um dos itens a ser levado em conta. A atenção deve ser redobrada em rios e córregos que apresentem fortes degradações físicas, pois nestas condições a maioria das referências é eliminada parcial ou totalmente.

Radecki-Pawlik (2002) afirma que em razão da ampla variação das descargas, registradas principalmente nas áreas com forte ocupação humana, deve ser considerado que a vazão modeladora do canal poderá ser representada por uma faixa de vazões e não apenas por uma descarga específica.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ACKERS, P. & CHARLTON, F.G. 1970. Meander geometry arising from varying flows. *Journal of Hydrology*, 11: 230-252.
- ANDREWS, E.D. 1980. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River Basin, Colorado and Wyoming. *Journal of Hydrology*, 46: 311-330.
- BAPTISTA, M.B.; COELHO, M.M.L.P. & CIRILO, J.A. 2001. *Hidráulica Aplicada*. Porto Alegre. Coleção ABRH de Recursos Hídricos, 609 p.
- CARLING, P. 1988. The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds. *Earth Surface Processes and Landforms*, 13: 355-367.
- CHOW, V.T. 1959. *Open Channel Hydraulic*. New York. McGraw-Hill, 680 p.
- DURY, G.H.; HAILS, J.R. & ROBBIE, H.B. 1963. Bankfull discharge and magnitude-frequency series. *Australian Journal of Science*, 26: 123-124.
- DURY, G.H. 1973. Magnitude-frequency analysis and channel morphometry. In: *Fluvial Geomorphology* (M. Morisawa, Ed.) p 91-121.
- EMMET, W.W. 1975. The channels and waters of the Upper Salmon River area, Idaho. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 870-A 116 p.

- EMMETT, W.W. & WOLMAN, M.G. 2001. Effective discharge and gravel-bed rivers. *Earth Surface Processes and Landform*, 26: 1369-1380.
- FERNANDEZ, O.V.Q. & SOUZA FILHO, E. 1995. Efeito do regime hidrológico sobre a evolução de um conjunto de ilhas no rio Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, 43: 161-171.
- FERNANDEZ, O.V.Q.; REBELATTO, G. & SANDER, C. 2001. Análise quantitativa de seções transversais em canais fluviais. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, 2: 85-92.
- HARVEY, A.M. 1969. Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime. *Journal of Hydrology*, 8: 82-98.
- HICKIN, E.J. 1968. Channel morphology bankfull stage and bankfull discharge of streams near Sydney. Australia. *Journal Science.*, 30 (7), 274-275.
- INGLIS, C.C. 1968. Discussion of systematic evaluation of river regime. Proceeding of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Waterways Harbour Division, 94: 109-114.
- KELLERHALS, R. NEILS, C.R. & BRAY, D.I. 1972. Hydraulic and geomorphic characteristics of rivers in Alberta. Resources Council of Alberta, Edmonton 52 p.
- KILPATRICK, F.A. & BARNES Jr., H.H. 1964. Channel geometry of Piedmont streams as related to frequency of floods. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 422-E, 10 p.
- LEOPOLD, L.B. 1994. *A view of the river*. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts.
- LEOPOLD, L.B. & MADDOCK, T. 1953. The hydraulic geometry of stream channels and some physiographic implications. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 252. Washington, D.C.
- LEOPOLD, L.B.; WOLMAN, M.G. & MILLER, J.P. 1964. *Fluvial Processes in Geomorphology*. San Francisco, Freeman.
- LEOPOLD, L.B. & SKIBITZKE, H.E. 1967. Observation on unmeasured rivers. *Geographical Annaler* 49: 247-255.
- LEWIN, C.P. & McDONALD, B.C. 1973. Rivers of the Yukon north slope. In: *Fluvial Processes and Sedimentation*, pp. 251-271.
- MARLETTE, R.R. & WALKER, R.H. 1968. Dominant discharges at Platte-Missouri confluence. Proceeding of the American Society of Civil Engineers, Journal of the Waterways Harbour Division, 94: 23-32.
- NIXON, M. 1959. A study of bankfull discharge of rivers in England and Wales. In: *Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, 12: 157-175.
- NUNNALLY, N.R. 1967. Definition and identification of channel and overbank deposits and their respective roles in floodplain formation. *Professional Geographer*, 19: 1-4.
- PICKUP, G. & WARNER, R.F. 1976. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. *Journal of Hydrology*, 29: 51-75.
- PICKUP, G. & RIEGER, W.A. 1979. A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. *Earth Surface Processes*, 4: 37-42.
- PRINS, A. & DE VRIES, M. 1971. On dominant discharge concepts for rivers. *Proceedings 14 th Congress International Association Hydraulic Research*, 3: 1-10.
- RADECKI-PAWLIK, A. 2002. Bankfull discharge in mountain streams: theory and practice. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27: 115-123.
- RILEY, S.J. 1972. A comparison of morphometric measures of bankfull. *Journal of Hydrology*, 17: 23-31.

- USDA-FISRWG (United States Department of Agriculture - Federal Interagency Stream Restoration Working Group) 1998. Stream corridor restoration: principles, processes and practices. U.S. Department of Agriculture, Washington, DC.
- SCHUMM, S.A. 1960. The shape of alluvial channels in relation to sediment type. *U.S. Geological Survey Professional Paper 352*.
- SIGAFOOS, R.S. 1964. Botanical evidence of floods and flood-plain deposition. *U.S. Geological Survey Professional Paper*, 485-A, 35 p.
- SPEIGHT, J.G. 1965. Flow and channel characteristics of the Angabunga River, Papua. *Journal of Hydrology*, 3: 16-36.
- WILLIAMS, G.P. 1978. Bank-full discharge of rivers. *Water Resources Research*, 14 (6): 1141-1153.
- WOLMAN, M.G. 1955. The natural channel of Brandywine creek. Pennsylvania. U.S. Geological Survey Professional Paper, 271, 56 p.
- WOLMAN, M.G. & LEOPOLD, L.B. 1957. River flood plains: some observations on their formation. *US Geological Survey Professional Paper 282-C*. Washington, D.C., 86-109.
- WOODYER, K.D. 1968. Bankfull frequency in rivers. *Journal of Hydrology* 6: 114-142.