

RELAÇÃO ENTRE CHEIAS E INUNDAÇÕES COM INDICADORES DO NÍVEL DE MARGENS PLENAS EM UM CÓRREGO PERIURBANO DE MARECHAL CÂNDIDO RONDON, OESTE DO PARANÁ

Oscar Vicente Quinonez FERNANDEZ¹

RESUMO

A definição do nível de margens plenas em canais incisivos (entalhados) é um problema recorrente nas medições de campo. O trabalho analisa a relação da frequência e da magnitude das cheias e inundações com indicadores morfológicos e sedimentológicos do nível de margens plenas no córrego Guavirá em Marechal Cândido Rondon (PR). O estudo foi realizado em um trecho com canal entalhado ao longo de 80 m de extensão e área de bacia igual a 8,31 km². O estudo consistiu no levantamento de perfis longitudinal e transversal e monitoramento do nível do córrego nos eventos chuvosos com réguas de máximas entre 2006 e 2013. Nos perfis foram identificados diversos indicadores comumente utilizados na literatura: patamar basal (H1), cota superior da faixa de desgaste (H2), ponto de inflexão da margem (H3) e superfície do fundo de vale (H4). Foram registradas 182 enchentes, com vazões mínima e máxima igual a 3,27 e 33,90 m³/s e valores da média, mediana e moda igual a 4,58, 4,12 e 3,45 m³/s respectivamente. A comparação das estatísticas das cheias e das inundações com as posições altimétricas dos indicadores sugere que as feições H1 e H2, que coincidem com a moda e a mediana das cheias/inundações, podem ser usados como indicadores do nível de margens plenas nos canais entalhados da região.

Palavras-chave: Fundo de vale. Planície de inundação. Canal incisivo. Urbanização.

¹ Professor na Universidade Estadual do Oeste do Paraná (UNIOESTE), Marechal Cândido Rondon-PR.

FLOODS AND BANKFULL STAGE INDICATORS IN A PERI-URBAN STREAM AT MARECHAL CANDIDO RONDON, PARANÁ STATE, BRAZIL

ABSTRACT

Field identification of bankfull stage is a recurring problem. The work analyzes the relationship between the frequency and magnitude of floods with morphological and sedimentological indicators of bankfull stage in Guavirá stream at Marechal Cândido Rondon, West of Paraná state, Brazil. The study was carried out in incised channel along 80 m transect line and a watershed area equal to 8.31 km². The study consisted of surveying of longitudinal and transversal profiles and monitoring of floods were carried out between 2006 to 2013. In the profiles, several bankfull indicators often cited in the literature were identified: alluvial break (H1), top of scour line (H2), inflection in slope of the bank (H3) and surface of valley flat (H4). Were recorded 182 floods, with minimum and maximum discharge equal to 3.27 and 33.90 m³/s and mean, median and mode values equal to 4.58, 4.12 and 3.45 m³/s respectively. Comparing the floods statistics with the altimetric positions of the indicators suggests that H1 and H2 features, which coincide with the mode and median of the floods, can be used as indicators of bankfull stage in incised channels of the region.

Keywords: Valley flat. Floodplain. Incised channel. Urbanization.

1 INTRODUÇÃO

A forma dos canais fluviais resulta da interação entre as forças oriundas das descargas líquida e sólida fornecidas pela bacia hidrográfica e as geradas pela resistência à erosão dos materiais que constituem o leito e as margens. Os cientistas partem da premissa de que as dimensões físicas dos canais são consequências da ação de uma categoria de vazão que é muito efetiva no transporte de sedimentos. Esta vazão teórica é denominada de descarga dominante (*dominant discharge*) e representaria uma vazão que se for mantida constante ao longo do tempo, produziria no canal as mesmas características morfológicas que são geradas por uma ampla variedade de descargas (PICKUP; RIEGER, 1979; ANDREWS, 1980; CARLING, 1988). O conceito de descarga dominante está profundamente enraizado na geomorfologia fluvial e na engenharia hidráulica (PICKUP; WARNER, 1976).

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

A vazão de margens plenas (Qmp) foi definida inicialmente por Wolman e Leopold (1957) como a descarga líquida que preenche o canal ativo na medida justa antes de extravasar em direção a planície de inundação. Essa planície é definida como uma superfície plana adjacente ao canal fluvial, modelada continuamente pela ação erosiva ou deposicional do fluxo. Assim, o nível de margens plenas demarca o limite de atuação dos processos fluviais que modelam o canal ativo e os que constroem a planície de inundação (COPELAND et al., 2000).

A identificação do nível de margens plenas nem sempre é uma tarefa fácil, principalmente em rios incisivos (NAVRATIL et al., 2006). Os canais incisivos ou entrincheirados são formados pelo aprofundamento do talvegue causado pelo rebaixamento progressivo do nível de base local, provocados por fatores tectônicos, climáticos ou antrópicos associados a mudanças no uso da terra (SCHUMM et al., 1984; BOOTH, 1990; SCHUMM, 1999). O processo de incisão ocorre quando a força do fluxo supera a resistência à erosão dos materiais do leito e das margens (HARVEY; WATSON, 1986). Nos canais entrincheirados, a planície adjacente ao canal é raramente inundada, sendo difícil a aplicação da definição de Wolman e Leopold (1957) para identificar o nível de margens plenas. Por essa razão, é necessário identificar outros indicadores morfológicos,

sedimentológicos e botânicos que representem o nível de canal ativo nos cursos incisivos (BLANTON et al., 2010).

Neste trabalho foi analisado a identificação do nível de margens plenas em canais entrincheirados, através da relação entre a frequência e a magnitude das cheias/inundações com diversos indicadores morfológicos do nível de margens plenas em um córrego periurbano da região Oeste do Paraná.

2 INDICADORES DO NÍVEL DE MARGENS PLENAS

As características físicas dos canais fluviais variam longitudinalmente como resultado dos processos geomórficos que predominam em cada trecho: erosão nos trechos superiores, transporte nos trechos intermediários e deposição nos trechos inferiores (SCHUMM, 1977). Nos trechos superiores, o domínio da erosão no leito e na margem forma canais entalhados, dificultando a formação de planícies de inundação. Nos trechos intermediários, essas feições deposicionais são encontradas numa frequência descontínua e nos trechos inferiores, as planícies aluviais constituem feições bem desenvolvidas e frequentes (BRIERLEY; FRYIRS, 2005).

Para superar a dificuldade na determinação do nível de margens plenas principalmente nos trechos superior e intermediário, onde a planície de inundação é incipiente ou inexistente, os pesquisadores propuseram diversos critérios: 1) A superfície do fundo de vale (NIXON, 1959; DURY, 1973); 2) Nível da planície de inundação ativa (WOLMAN; LEOPOLD, 1957); 3) Nível do patamar inferior (SCHUMM, 1960); 4) Nível do patamar intermediário (WOODYER, 1968); 5) Nível do patamar superior (KILPATRICK; BARNES, 1964); 6) Nível médio das partes mais altas nas barras de canal (HICKIN, 1968; LEWIS; McDONALD, 1973); 7) Nível do limite inferior da vegetação perene (SCHUMM, 1960; LEOPOLD, 1994; RADECKI-PAWLIK, 2002; WOHL; WILCOX, 2005); 8) Nível do limite superior de depósitos arenosos (LEOPOLD; SKIBITZKE, 1967; BEECHIE et al., 2008); 9) Nível com a relação mínima da razão largura/profundidade (HARVEY, 1969; PICKUP; WARNER, 1976); 10) Nível correspondente ao primeiro máximo no índice de Riley (*Bench index, BI*) (RILEY, 1972); 11) Nível correspondente ao brusco aumento da relação área da seção transversal e largura do canal (WILLIAMS, 1978); 12) Níveis de escavação

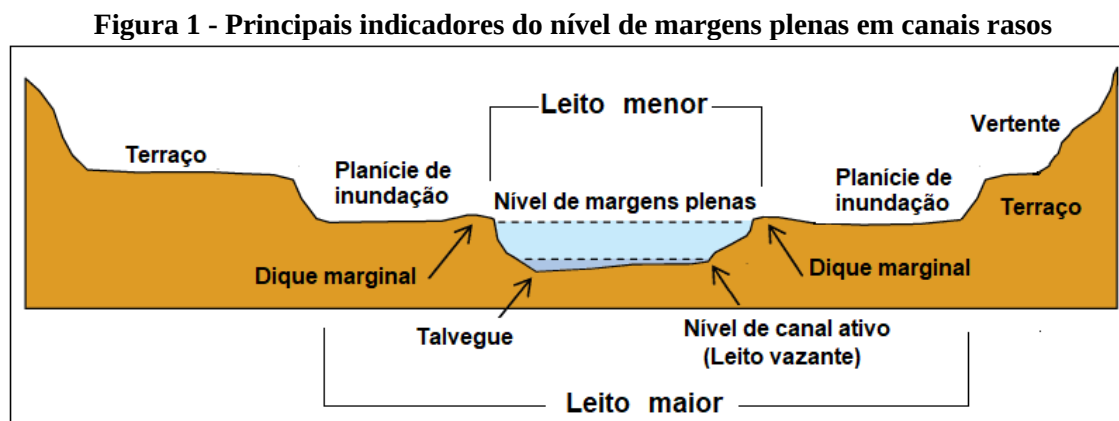
nas margens (MONTGOMERY; GRAN, 2001) e 13) Depósitos de detritos lenhosos e mudanças na granulometria dos sedimentos em depósitos marginais (WOHL; WILCOX, 2005).

2.1 INDICADORES EM CANAIS RASOS (ALTA RELAÇÃO LARGURA/PROFUNDIDADE)

Nos rios de planície, com canais rasos e baixa declividade, as feições como dique marginal e planície de inundação, constituem os principais indicadores do nível de margens plenas (Figura 1A). Estas feições são elementos referenciais nos critérios 1, 2, 6, 7, 8, 9, 10 e 11 citados anteriormente.

Dique marginal (*natural levees*): esta feição indica a transição entre o canal fluvial e a planície de inundação. Nos canais estáveis, os depósitos de diques marginais em ambas as margens representam os limites do leito menor (TRICART, 1966) e, portanto, a largura do nível de margens plenas (Figura 1).

Planície de inundação (*floodplain*): esta feição representa áreas planas adjacentes a calha fluvial, produto da acumulação fluvial e sujeita a inundações periódicas. A planície de inundação recebe denominações tais como leito maior (TRICART, 1966), várzea (IBGE, 2009) e a porção da planície mais baixa com afloramento do lençol freático é conhecida como brejo (*wetland floodplain*) (FERRI, 1974).



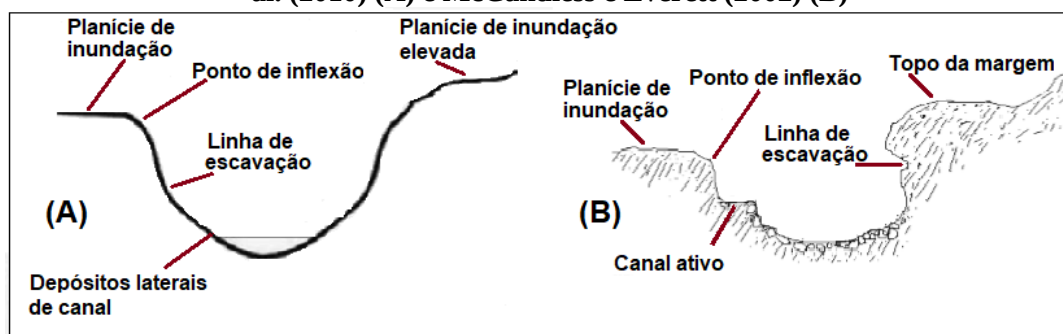
Fonte: Sherwood; Huitger (2005); adaptado pelo autor.

2.2 INDICADORES EM CANAIS INCISIVOS (BAIXA RELAÇÃO LARGURA/PROFUNDIDADE)

Nos canais incisivos, o aprofundamento do leito desconecta o talvegue da planície de inundação, sendo esta última transformada em feições raramente coberta pelas águas denominadas de planície de inundação elevada (*upland floodplain*) por Blanton et al. (2010) ou topo da margem (*top of bank*) por McCandless e Everett (2002) (Figura 2). O topo das margens é um indicador morfológico inadequado nos canais entrincheirados sendo mais útil nos rios de planície (BLANTON et al., 2010).

Os indicadores mais utilizados nos canais incisivos são comentados a seguir.

Figura 2 - Indicadores do nível de margens plenas empregados em canais entalhados por Blanton et al. (2010) (A) e McCandless e Everett (2002) (B)



Fonte: A) Blanton et al. (2010); B) McCandless e Everett (2002).

Patamar basal: Essa denominação descreve superfícies deposicionais encontradas na base dos barrancos nos canais entalhados cima do nível da vazão de base, ao longo dos trechos retilíneos do canal como nas margens convexas dos meandros encaixados e são constituídos por sedimentos arenosos e seixosos depositados durante as cheias. Esses depósitos definem o nível do canal ativo ou leito regular e representam a porção do canal modificado constantemente pelas cheias mais frequentes (Figuras 2A e B). Na literatura recebe denominações tais como *active channel* ou *depositional bench* (McCANDLESS; EVERETT, 2002) e *inset floodplain* (BEECHIE et al., 2008) e *alluvial break* (BLANTON et al., 2010).

Faixa de desgaste (*scour line*): ocupa a parte inferior da face do barranco e é formada por processo de corrosão (efeito abrasivo) dos fluxos mais frequentes, que confere a faixa de desgaste uma superfície lisa com pouca ou nenhuma vegetação gramínea ou herbácea (WILLIAMS, 1978; PLATTS et al., 1987; WILEY et al., 2002).

Faixa de musgos (*moss collars*): os musgos são briófitas que crescem na face do barranco e estão sujeitas a remoção pela ação erosiva dos fluxos mais frequentes. Por essa razão, os musgos

encontram-se somente nas partes intermediária e superior dos barrancos (GREGORY, 1976; HALE, 1984; BLANTON et al., 2010; SAMMUT; ERSKINE 2013, BISSON et al., 2017). Esse indicador é encontrado em córregos com margens argilosas e abundante vegetação ripária.

Ponto de inflexão da margem (*inflection point*): essa feição é representada pela quebra da verticalidade da face do barranco, a qual é posicionada logo abaixo da superfície da planície de inundação. Em canais com forte incisão, o ponto de inflexão pode constituir áreas de deposição (BLANTON et al., 2010).

3 CARACTERÍSTICAS DA ÁREA DE ESTUDO

O município de Marechal Cândido Rondon está situado na mesorregião Oeste do Paraná (Figura 3). A área do município é de 747 km², a população estimada para 2021 é de 54.031 habitantes e a economia é baseada nas atividades agrícola (soja e milho) e pecuária (suínos e produção de leite) (IBGE, 2022).

Na região afloram rochas basálticas de idade Cretácea agrupadas na Formação Serra Geral (NARDY et al., 2002). O oeste paranaense está inserido na unidade morfoescultural denominada Terceiro Planalto Paranaense (MAACK, 2012), cujo relevo regional é caracterizado por um grau de dissecação média e alta, topos alongados com cristas e vertentes convexas e retilíneas (SANTOS et al., 2006).

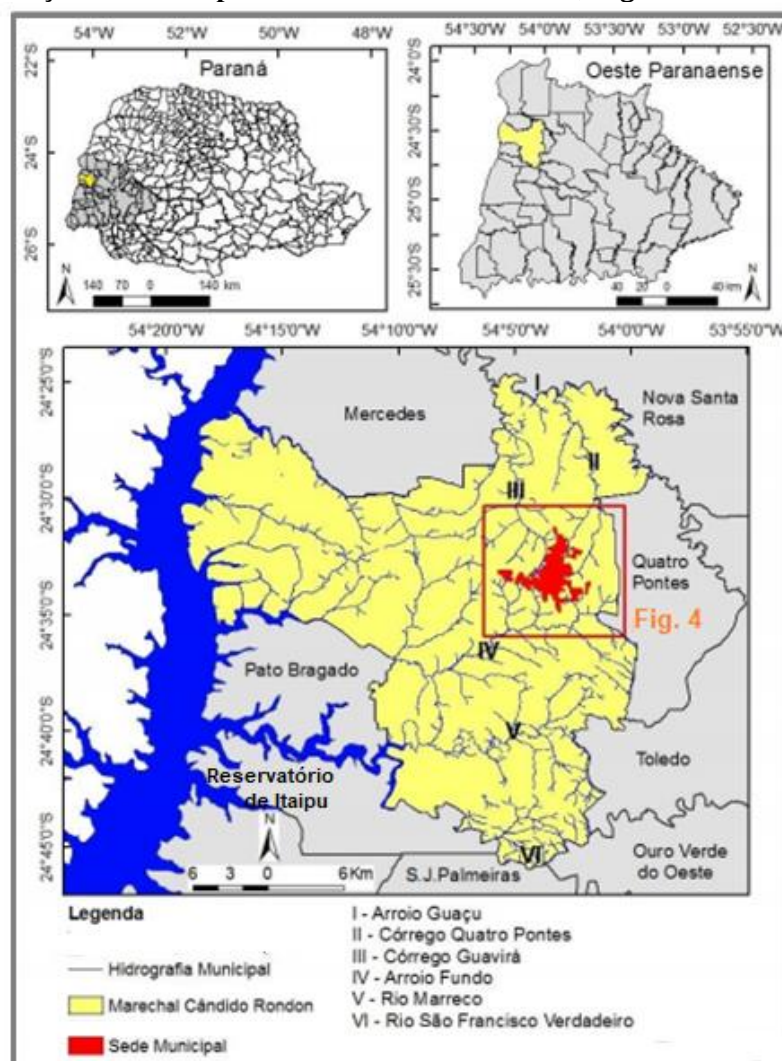
O relevo do município é caracterizado por terrenos predominantemente ondulados, com altitude máxima de 420 m. Os interflúvios são estreitos e os vales apresentam-se entalhados, principalmente nas cabeceiras (MORESCO, 2007). O clima no município de Marechal Cândido Rondon, de acordo com a classificação de Köppen é do tipo Cfa, clima subtropical mesotérmico, subtropical úmido (APARECIDO et al., 2016). A pluviosidade média anual varia de 1700 a 1800 mm (GEBERT et al., 2018).

A área urbana do município localiza-se nos divisores de sete bacias hidrográficas (Figura 4). A altimetria das bacias varia de 480 a 280 m (Figura 4A) e a declividade do relevo apresenta predominância das classes 0-6 e 6-12 % (Figura 4B). Os solos, de textura argilosa, são constituídos por Latossolo Vermelho Férrico (parte superior da vertente) e Nitossolo Vermelho (parte inferior) (Figura 4C). A colonização moderna da região se iniciou na década de 1950 com a chegada de

agricultores gaúchos e catarinenses (PRIORI et al., 2012), que removeram quase na sua totalidade a mata original (Floresta Estacional Semidecidual Submontana) (RODERJAN et al., 2002) para dar lugar as áreas urbanas e projetos agropecuários (Figura 4D).

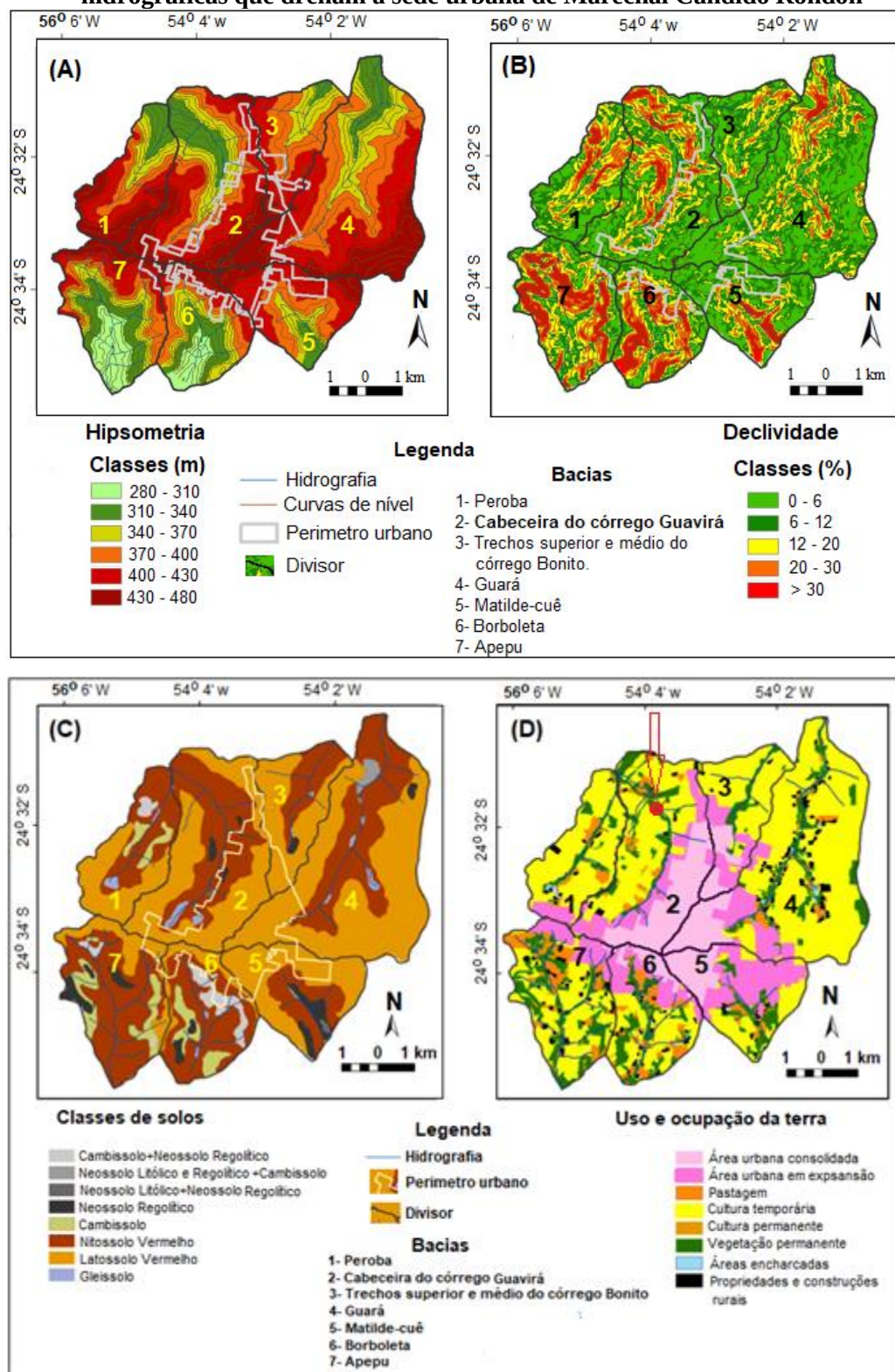
A área de estudo localiza-se na cabeceira do córrego Guavirá, situada na parte noroeste da sede urbana do município, na propriedade do Sr. Dierings (Indicada na Figura 4D). A área de drenagem até o trecho em estudo é de 8,31 km². As bacias que drenam a área urbana do município registraram um incremento expressivo na urbanização desde o ano 2000 (JOHANN; LINDINO, 2018). Na bacia do Guavirá, a área impermeabilizada aumentou de 33,64 % em 2006 (ROCHA et al., 2010), 47,45 % em 2008 (ARNDT et al., 2008) alcançando 58,72 % em 2013 (FRUET, 2016).

Figura 3 - Localização do município de Mal. Cândido Rondon, região Oeste do estado do Paraná



Elaborada pelo autor.

Figura 4 - Hipsometria, declividade, classes de solos e uso e ocupação da terra (2013) das bacias hidrográficas que drenam a sede urbana de Marechal Cândido Rondon



Fonte: Fruet (2016).

4 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

4.1 LEVANTAMENTO DE PERFIS LONGITUDINAL E TRANSVERSAL

Ao longo do trecho em estudo foram levantados um perfil longitudinal e um perfil transversal. O perfil longitudinal abrange um percurso de 80 m (distância equivalente a 20 vezes a largura do canal) e foi levantado empregando o método de nivelamento geométrico com uso de nível ótico (HARRELSON et al., 1994). O piso das instalações do poço profundo da autarquia municipal SAAE (Serviço Autônomo de Água e Esgoto) foi usado no levantamento topográfico como cota referencial (valor arbitrário=100 m) (vide seta na Figura 5).

Figura 5 - As instalações do poço profundo Dierings, situadas na margem esquerda do córrego Guavirá, localizadas a 10 m da margem do córrego e do conjunto de régua de máximas



Fonte: Serviço Autônomo de Água e Esgoto - SAAE (2008).

Ao longo do perfil longitudinal foram definidas as cotas do leito e do nível de água, assim como as cotas de indicadores do nível de margens plenas (Patamar basal, cota superior da faixa de desgaste, ponto de inflexão da margem e superfície do fundo de vale).

A posição de feições topográficas do leito como soleiras (*riffles*) e depressões ou poços (*pools*) também foi definida no perfil. Soleiras e depressões são formas topográficas do leito que se alternam nos cursos fluviais (RICHARDS, 1976) com declividade do leito inferior a 1 % (CLIFFORD, 1993). As soleiras são trechos do talvegue topograficamente elevados e o leito capeado por sedimentos grossos. Por sua vez, as depressões são trechos rebaixados do leito e os sedimentos de fundo são constituídos por materiais mais finos. A origem destas feições está ligada aos processos erosivos e deposicionais associados ao meandramento. Via de regra, as depressões estão localizadas nas curvas e as soleiras nos pontos de inflexão dos meandros.

O perfil transversal (seção de referência) foi levantado no ponto central do perfil longitudinal, adotando a técnica de Fernandez et al. (2001).

4.2 MONITORAMENTO DAS NÍVEL DO CÓRREGO NOS EVENTOS CHUVOSOS: INSTALAÇÃO DE RÉGUAS DE MÁXIMAS

No presente trabalho foram levados em conta os conceitos de enchente, cheia e inundação conforme Min. da Cidade/IPT (2007). As enchentes ou cheias são definidas pela elevação do nível d'água no canal de drenagem devido ao aumento da vazão, atingindo a cota máxima do canal, porém, sem extravasar. As inundações representam o transbordamento das águas de um curso d'água, atingindo a planície de inundação ou área de várzea.

O nível máximo do nível do córrego em cada evento chuvoso foi monitorado na seção de referência entre 2006 e 2013, adotando a régua de máximas construída conforme a proposta de Douhi (2004). Essa régua consiste numa ripa de madeira na qual foram fixados, em posição oblíqua, pequenos receptáculos formados por segmentos de mangueira de 2 cm de comprimento e 1 cm de diâmetro, cujos extremos inferiores foram fechados com silicone. Cada receptáculo acumula água conforme aumenta o nível d'água, indicando assim a cota máxima do nível d'água em cada evento chuvoso. Para proteger a régua, esta foi colocada dentro de um tubo de PVC com 10 cm de diâmetro, dotado com inúmeros furos para permitir a entrada da água durante as cheias (Figura 5A).

O conjunto de réguas foi instalado na margem esquerda do córrego Guavirá (Coordenadas geográficas: 24° 31' 44" S e 54° 03' 48" W) em janeiro de 2006 (Figura 6B). Em razão da considerável amplitude do nível das cheias, foi instalada a régua em dois lances, sendo que cada

lance possui 1,40 m de altura. A base da régua foi posicionada na cota 96 m e o topo alcançou a cota 98,8 m. Nas chuvas intensas, o nível d'água ultrapassa o topo da régua. Nestas situações, a cota do nível máximo do córrego foi calculada pelo método de nivelamento geométrico, sendo usada como referência as acumulações de folhas e pequenos galhos deixadas pelo fluxo.

Figura 6 - A) Régua de máxima (esquerda) e tubo protetor de PVC (direita). B) Conjunto de réguas de máximas instalado na seção transversal de referência na margem do córrego Guavirá



Fonte: Acervo do autor (Ano: 2006).

4.3 OBTENÇÃO DA EQUAÇÃO DA CURVA-CHAVE NA SEÇÃO DE REFERÊNCIA

A equação da curva-chave foi obtida a partir de dados do nível d'água do córrego e a vazão respectiva. As vazões foram medidas para diversas cotas do nível do córrego aplicando os métodos direto e indireto. Nas medições realizadas em campo para níveis baixos do córrego, foi adotado o método do flutuador (método direto) (EPA, 1997) e para níveis mais elevados foi utilizada a equação de Manning (Método indireto) (PORTO, 2001).

O método indireto normalmente é usado para estimar as vazões nas cheias extremas, devido a que enchentes desta magnitude ocorrem rapidamente, que inviabiliza a chegada da equipe de campo a tempo para medir a vazão. A vazão do córrego para determinado nível do córrego foi obtida pela equação de Manning (Equação 1):

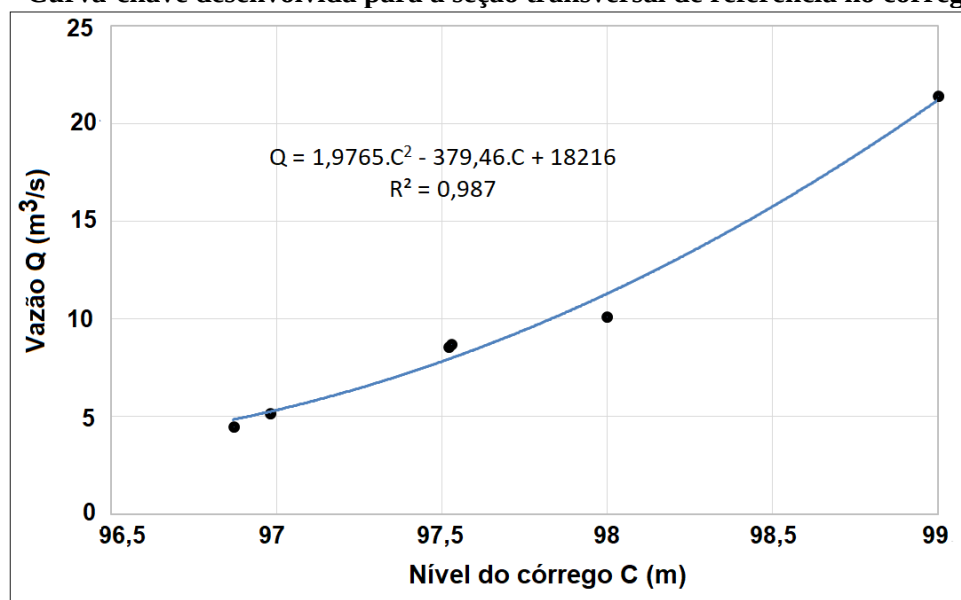
$$Q = \frac{1}{n} Am. (Rh)^{0,666}. (S)^{0,5} \text{ (Equação 1)}$$

Onde: n é o coeficiente de rugosidade, A_m é a área molhada da seção transversal, R_h é o raio hidráulico e S é a declividade da lâmina d'água.

O coeficiente n foi obtido pelo método de Cowan ou método da incrementação (BAPTISTA; COELHO, 2010), o valor de S adotado foi medido previamente por ocasião da aplicação do método direto e os valores de A_m e R_h foram estimados a partir do perfil transversal levantado na seção referencial.

Os dados de cota do nível do córrego (C) e vazão correspondente (Q) foram plotados no gráfico da Figura 7, a partir da qual foi gerada a equação da curva chave do tipo polinomial.

Figura 7 - Curva-chave desenvolvida para a seção transversal de referência no córrego Guavirá



Elaborada pelo autor.

4.4 ESTIMATIVA DA FREQUÊNCIA DAS CHEIAS/INUNDAÇÕES

O tempo de retorno e a probabilidade de ocorrência das enchentes foram calculadas pelas fórmulas de Weibull (GORDON et al., 1993). Para estimar o tempo de retorno das vazões (T , em anos), os dados da vazão máxima anual foram organizados numa sequência crescente, na qual a maior vazão da série de dados ocupa a primeira posição ($m=1$). O valor de T para cada cheia anual foi estimado empregando a Equação 2:

$$T = \frac{n + 1}{m} \quad (\text{Equação 2})$$

Onde n = número de anos com dados de vazões máximas anuais disponível e m =posição da vazão máxima na ordem crescente.

A probabilidade de ocorrência de uma determinada vazão máxima (P , em %) foi estimada também seguindo a fórmula de Weibull (Equação 3).

$$P = \left(\frac{m}{n + 1} \right) \cdot 100 \quad (\text{Equação 3})$$

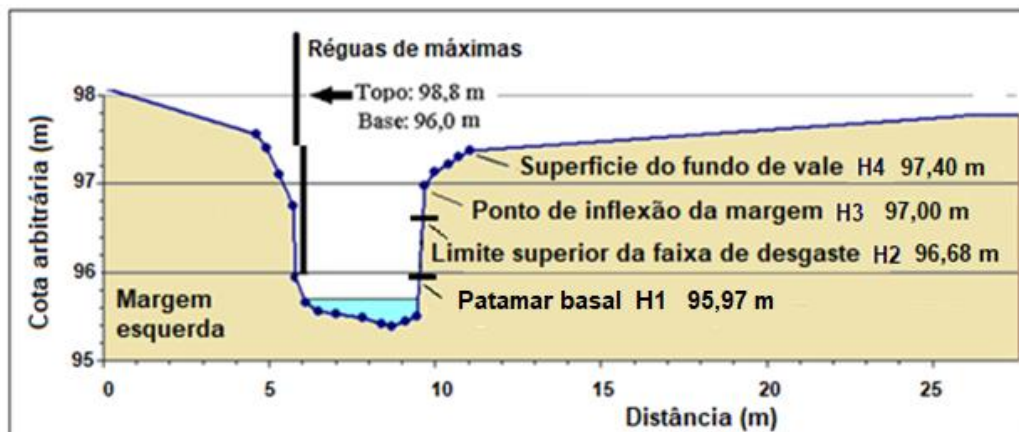
5 RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1 IDENTIFICAÇÃO DOS INDICADORES DO NÍVEL DE MARGENS PLENAS NOS PERFIS TRANSVERSAL E LONGITUDINAL

O canal fluvial na área de estudo se apresenta entalhada na superfície do fundo de vale, composta por solos das classes Nitossolos Vermelhos e Neossolos (ROCHA et al., 2013). A profundidade do talvegue varia de 1 a 3 m, o leito é capeado por sedimentos de textura arenosa, o traçado do canal apresenta padrão meândrico irregular com sinuosidade de 1,30 e declividade do leito igual a 0,53 %. As margens apresentam faces verticais e estáveis devido a resistência que os solos derivados do basalto oferecem a erosão hídrica (BASTOS, 1999), razão pela qual são menos propensos a processos de desmoronamentos e erosão acelerada (NOGAMI; VILLIBOR, 1995).

No perfil transversal levantado na parte central do trecho em estudo, foram identificadas as posições altimétricas de quatro indicadores do nível de margens plenas (Figura 8). A cota da feição H4 representa o início da inundação da superfície do fundo de vale. Os indicadores identificados no perfil transversal são ilustrados na Figura 9 e nas Figuras 10 e 11 são mostrados os mesmos indicadores em outras seções do trecho em estudo. Os registros fotográficos foram obtidos num período com predomínio da vazão de base. O ponto de inflexão não foi considerado na Figura 10 pela inclinação da face do barranco, que apresenta uma declividade com pouca variação até a superfície do fundo de vale.

Figura 8 - Posição altimétrica dos indicadores morfológicos do nível de margens plenas na seção de referência no córrego Guavirá. O nível H4 representa o limite entre as cheias e as inundações



Elaborada pelo autor.

Figura 9 - Indicadores morfológicos do nível de margens plenas na seção de referência no córrego Guavirá. H1=patamar basal; H2=cota superior da faixa de desgaste; H3=ponto de inflexão da margem e H4=superfície do fundo de vale. Vista para montante



Fonte: Acervo do autor (Ano: 2013).

Figura 10 - Indicadores morfológicos do nível de margens plenas no córrego Guavirá em uma margem convexa de uma curva de meandro encaixado. H1=patamar basal; H2=cota superior da faixa de desgaste e H4=superfície do fundo de vale. A seta indica a direção do fluxo



Fonte: Acervo do autor (Ano: 2013).

Figura 11 - Indicadores morfológicos do nível de margens plenas numa curva de meandro à montante da seção de referência. H1=patamar basal; H2=cota superior da faixa de desgaste e H4=superfície do fundo de vale. Vista para jusante



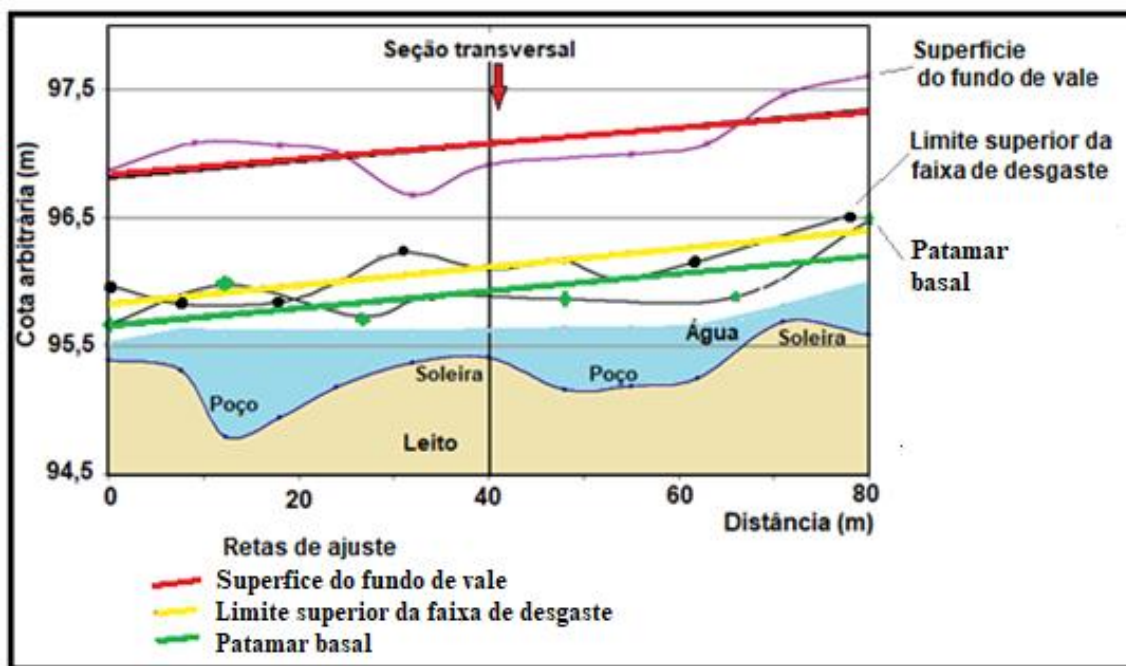
Fonte: Acervo do autor (Ano: 2013).

O patamar basal (H1) nos canais entalhados pode ser considerado uma planície de inundação incipiente (nível do canal ativo), e por conseguinte constitui o limite do leito regular, de acordo com a definição de Terezan (2005) e Campagnolo (2013). Este conceito é importante porque o leito regular serve de referência para definir a Área de Preservação Permanente ao longo dos cursos fluviais no Novo Código Florestal.

A faixa de desgaste (H2) constitui uma feição comum nas margens dos córregos da região. Se estende desde o nível de base até uma determinada altura do afloramento da margem e o desgaste representa a ação erosiva das vazões mais frequentes. Acima do limite superior da faixa de desgaste (H2) é encontrada a faixa de musgos (Figura 10).

No perfil longitudinal levantado no trecho em estudo (Figura 12) foi registrada a variação altimétrica dos seguintes indicadores do nível de margens plenas: patamar basal, cota superior da faixa de desgaste e superfície do fundo de vale. As retas de ajuste referentes as cotas destas feições, mostram trajetórias paralelas, evidenciando taxas similares na diminuição da cota destes indicadores em direção à jusante.

Figura 12 - Variação altimétrica do leito, da profundidade do fluxo (nível de base) e dos indicadores do nível de margens plenas no perfil longitudinal no córrego Guavirá (Data: 05/04/2008)



Elaborada pelo autor.

Também foi determinado no perfil longitudinal, a posição de um conjunto de feições topográficas do leito que somam três soleiras e dois poços (depressões). Nos rios com meandros livres, as soleiras ou as depressões estão espaçadas entre 5 e 7 vezes a largura do canal em nível de margens plenas (RICHARDS, 1976). No trecho em estudo a largura do canal é de 3,5 m. Partido da afirmativa de Richards (1976), é esperado no trecho em estudo no córrego Guavirá um espaçamento entre as soleiras de 18 a 25 m. No entanto, a distância média entre essas feições é de 38 m (Figura 12). Essa discrepância pode ser resultado do traçado irregular dos meandros encaixados. Resultados similares quanto ao distanciamento das soleiras foram obtidos por Fernandez et al. (2002) em outros trechos do córrego Guavirá.

5.2 FREQUÊNCIA E MAGNITUDE DAS CHEIAS E DAS INUNDAÇÕES

Entre 2006 e 2013 foram registrados o nível do córrego em 182 eventos chuvosos que incluem enchentes de baixa magnitude e alta frequência (cota 96,05 m) até inundações que atingiram a cota de 99,93 m.

A Tabela 1 mostra a cota alcançada pelo nível do córrego em cada cheia máxima anual entre 2006 e 2013 e a vazão correspondente para cada enchente foi estimada pela equação da curva-chave (ver Figura 7). Estas vazões foram organizadas numa ordem decrescente e para cada vazão foi calculado o tempo de retorno (T) e a probabilidade de ocorrência (P) (Tabela 2).

Tabela 1 - Cota e vazão máximas anuais na seção transversal de referência no córrego Guavirá, período 2006-2013

Ano	Cota máxima anual do córrego (m)	Vazão (m ³ /s)
2006	97,90	10,45
2007	97,76	9,44
2008	97,40	7,18
2009	98,41	14,81
2010	97,90	10,45
2011	97,75	9,37
2012	98,81	18,95
2013	99,93	33,90

Elaborada pelo autor.

Tabela 2 - Tempo de retorno e probabilidade de ocorrência das cheias máximas anuais na seção transversal de referência com base na série anual de cheias entre 2006 e 2013

Sequência	Vazão máximas anuais em ordem decrescente (m³/s)	Tempo de recorrência (T) (anos)	Probabilidade (P) (%)
1 (2013)	33,90	9,00	11,1
2 (2012)	18,95	4,50	22,2
3 (2009)	14,81	3,00	33,3
4 (2010)	10,45	2,25	44,4
5 (2006)	10,45	1,80	55,6
6 (2007)	9,44	1,50	66,7
7 (2011)	9,37	1,29	77,8
8 (2008)	7,18	1,13	88,9

Elaborada pelo autor.

Os valores das cotas das cheias e das inundações registradas nos 132 eventos chuvosos foram analisados com métodos estatísticos descritivos: valores mínimo e máximo, média, mediana e moda (Tabela 3). As vazões correspondentes para cada cota (Tabela 3) foram estimadas pela curva chave (Figura 7). O tempo de retorno das vazões para cada parâmetro estatístico (Tabela 3) foi calculado pela Equação 4.

$$T = 0,6587 \cdot e^{0,0944 \cdot Q} \quad (\text{Equação 4})$$

Onde: T=tempo de recorrência (anos) e Q=vazão (m³/s).

Esta equação foi obtida através do confronto entre as vazões de cheias anuais e seu respectivo tempo de recorrência (Tabela 2).

Tabela 3 - Estatística das vazões registradas nos 182 eventos chuvosos entre 2006 e 2013

Parâmetros estatísticos	Cota do nível d'água (m)	Vazão (m³/s)	Tempo de retorno da vazão (anos)
Cotas mínima e máxima	96,05 e 99,93	3,27 e 33,90	0,90 e 9,0
Média	96,81	4,58	1,01
Mediana	96,65	4,12	0,97
Moda	96,30	3,45	0,91

Elaborada pelo autor.

Na Tabela 4 são exibidas as cotas, a vazão e seu respectivo tempo de retorno dos principais indicadores do nível de margens plenas como os patamares basais, o limite superior da faixa de desgaste, o ponto de inflexão da margem e a superfície do fundo de vale.

A cota da mediana das cheias/inundações (96,65 cm) pode ser correlacionada com a cota do limite superior da faixa de desgaste (96,68 cm). Por outro lado, a cota da moda das cheias/inundações (96,30 cm) está inserida numa posição intermediária entre o topo dos patamares basais (95,97 cm) e o limite superior da faixa de desgaste (96,68 cm). Com base destes dados, podemos sugerir que a vazão de margens plenas (Qmp) pode ser representada por uma série de vazões cujos níveis variam do topo dos patamares basais até o limite superior da faixa de desgaste, tendo a cota da moda das cheias (96,30 cm) como ponto médio aproximado deste intervalo (Tabela 3). Assim, podemos considerar que a vazão de margens plenas pode variar de 3,26 (Nível H1) a 4,20 m³/s (Nível H2) (Tabela 4). Radecki-Pawlik (2002) propôs a ideia de que a vazão modeladora do canal possa ser representada por um conjunto de descargas e não somente por uma única vazão.

Tabela 4 - Cota, vazão, tempo de retorno e declividades dos diferentes indicadores de margens plenas no córrego Guavirá

Indicadores	Cota (m)	Vazão (m ³ /s)	Tempo de retorno da vazão (anos)	Declividade (%)		
				Lâmina d'água (F)	Indicador (I)	Relação F/I
Patamar basal (H1)	95,97	3,26	0,90	0,608	0,991	0,61
Limite superior da faixa de desgaste (H2)	96,68	4,20	0,98		0,707	0,86
Ponto de inflexão da margem (H3)	97,00	5,27	1,08		-	-
Superfície do fundo de vale (H4)	97,40	7,18	1,30		1,25	0,49

Elaborada pelo autor.

O resultado exposto acima é corroborado pelas equações regionais da geometria hidráulica apresentadas por Fernandez (2017) para as regiões Oeste e Sudoeste do Paraná. Dentre as equações regionais temos a que estima a vazão de margens plenas em função da área da bacia (Equação 5):

$$Q_{mp} = 0,549 \cdot (A)^{0,851} \quad (\text{Equação 5})$$

Onde Qmp=vazão de margens plenas (m³/s) e A=área da bacia (km²).

Aplicando esta equação no trecho em estudo (A=8,31 km²), obtêm-se o valor de Qmp=3,33 m³/s, com tempo de recorrência T=0,902 ano, estimado pela equação 4. Esta vazão Qmp está inserida no intervalo de vazão de margens plenas proposto (3,26 a 4,20 m³/s) e é muito próxima a moda das cheias/inundações (3,45 m³/s) (Tabela 3).

Leopold (1994) analisa o grau de equilíbrio entre as características físicas e sedimentológicas do canal fluvial e a dinâmica das cheias/inundações comparando a declividade dos indicadores do nível de margens plenas (I) com a pendente da lâmina d'água (F) (Tabela 4). As declividades de I e F foram obtidos graficamente na Figura 11. Quando a relação $F/I=1$ é admitida uma perfeita conexão entre as forças do fluxo e as feições resultantes; quando a relação for $0,75 < F/I < 1,25$ a ligação é considerada aceitável e quando a relação for $F/I < 0,75$ ou $F/I > 1,25$ a associação entre hidrologia e morfologia é considerada ruim. Utilizando essas relações, podemos dizer que o indicador Limite superior da faixa de desgaste (H2) constitui uma feição bem representativa da ação contemporânea do fluxo, enquanto os indicadores Patamar basal (H1) e Superfície do fundo de vale (H4) representam feições com fracas associações com a declividade do fluxo (Tabela 4). A obtenção dessas relações reforça a proposta de adotar o nível H2 como um indicador ideal do nível de margens plenas no presente estudo.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O trabalho mostrou a relação existente entre as cheias e as inundações com os indicadores do nível de margens plenas identificados em um córrego periurbano, em cuja bacia os processos hidrológicos vêm sendo alterados pela urbanização assim como pelas atividades agrícolas.

Os perfis longitudinal e transversal mostraram que o canal no trecho em estudo se encontra encaixado na superfície do fundo de vale com barrancos apresentando faces estáveis resultado da resistência a erosão dos solos residuais de basalto.

O monitoramento das cheias/inundações, realizadas entre 2006 e 2013, registrou 182 eventos. As vazões mínimas e máximas medidas neste período foi de 3,27 a 33,90 m³/s respectivamente, com valor médio igual a 4,58 m³/s. As inundações que cobriram a superfície do fundo de vale, podem ser atribuídas à crescente impermeabilização da bacia, sendo que as maiores inundações foram registradas nos anos de 2012 e 2013 (18,95 e 33,90 m³/s respectivamente, ver Tabela 1).

Dentre os indicadores de margens plenas citados na literatura, foram observados no córrego Guavirá as seguintes feições: patamar basal, cota superior da faixa de desgaste, faixa de musgos, ponto de inflexão da margem e superfície do fundo de vale. Levando em conta a estatística das

cheias/inundações e os níveis altimétricos dos indicadores, sugerimos adotar um intervalo de vazões para representar as margens plenas, que se estende do nível do patamar basal até o limite superior da faixa de desgaste. Os níveis destes marcadores coincidem *grosso modo*, com o nível da moda e a mediana das vazões respectivamente. Em outras palavras, ambas as feições podem ser usadas na demarcação do nível de margens plenas nos canais incisivos da região.

7 AGRADECIMENTOS

Agradecemos a família Dierings pela permissão para trabalhar na propriedade e pela colaboração nas medições do nível das cheias.

8 REFERÊNCIAS

ANDREWS, E. D. Effective and bankfull discharges of streams in the Yampa River Basin, Colorado and Wyoming. **Journal of Hydrology**, v. 46, p. 311-330, 1980.

APARECIDO, L. E. O.; ROLIM, G. S.; RICHETTI, J.; SOUZA, P. S.; JOHANN, J. A. Köppen, Thornthwaite and Camargo climate classifications for climatic zoning in the State of Paraná, Brazil. **Ciência e Agrotecnologia**, v. 40, n 4, p. 405-417, 2016.

ARNDT, M.A.; GOMES, B.M.; FERNANDEZ, O.V.Q. Avaliação do escoamento superficial em uma bacia hidrográfica com ocupação mista: córrego Guavirá, Marechal Rondon (PR). In: I Seminário Científico de Sistemas Agroindustriais Sustentáveis. **Anais**. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Agrícola, Unioeste, Cascavel, 5 p, 2008.

BAPTISTA, M. B.; COELHO, M. M. L. P. **Fundamentos de Engenharia Hidráulica**. 3.ed. Editora UFMG, Belo Horizonte (MG), 480 p. 2010.

BASTOS, C. A. B. **Estudo geotécnico sobre a erodibilidade de solos residuais não saturados**. Tese. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Escola de Engenharia. Porto Alegre, 303 p. 1999.

BEECHIE, T.J.; POLLOCK, M.M.; BAKER, S. Channel incision, evolution and potential recovery in the Walla Walla and Tucannon River basins, northwestern USA. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 33, p. 784–800, 2008.

BISSON, P.A., MONTGOMERY, D.R., BUFFINGTON, J.M. Valley segments, stream reaches and channel units. *In: **Methods in stream ecology** Volume 1: Ecosystem structure* (HAUER, F.R.; LAMBERTI, G.A., eds.). Elsevier ed., London, p. 21-48, 2017.

BLANTON, K.; MOSSA, J.; KIEFER, J.; WISE, W. Bankfull indicators in Small Blackwater Streams in Peninsular Florida reliability and relations with hydrology. **Southeastern Geographer**, v. 50, n 4, p. 422-444, 2010.

BRIERLEY, G.J.; FRYIRS, K. **Geomorphology and river management: Applications of the river styles framework**. Oxford, UK, Blackwell Publishing, 398 p., 2005.

BOOTH, D.B. Stream-channel incision following drainage-basin urbanization. **Water Resources Bulletin**, v. 26, p. 407-417. 1990.

CAMPAGNOLO, K. **Área de preservação permanente de um rio e análise do código florestal brasileiro**. 2013. 97 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil), Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria, 2013.

CARLING, P. The concept of dominant discharge applied to two gravel-bed streams in relation to channel stability thresholds. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 13, p. 355-367, 1988.

CLIFFORD, N.J. Differential bed sedimentology and the maintenance of riffle-pool sequences. **Catena**, v. 20, n 5, p. 447-468, 1993.

COPELAND, R.R.; BIEDENHARN, D.S.; FISCHENICH, J.C. **Channel-forming discharge**. US Army Corps of Engineers Technical Note: VIII-5. 2000.

DOUHI, N. **Análise das condições físico-ocupacionais e suas implicações no comportamento hídrico da bacia hidrográfica do Rio Xaxim – Prudentópolis –PR**. 2004. 117 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá, PR, 2004.

DURY, G.H. Magnitude-frequency analysis and channel morphology. *In: **Fluvial Geomorphology***. Morisawa, M. (org.). Allen and Unwin, p. 91-121, 1973.

EPA (Environmental Protection Agency). **Volunteer stream monitoring: a methods manual**. Washington, 225 p., 1997.

FERNANDEZ, O.V.Q. Bankfull hydraulic geometry relationships for rivers and streams of the Western and Southwest regions of Parana state, Brazil. **Journal of Geography and Earth Sciences**, v. 5, n 1, p. 50-63, 2017.

FERNANDEZ, O.V.Q.; REBELATTO, G.; SANDER, C. Análise quantitativa de seções transversais em pequenos canais fluviais. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 2, n 1, p. 85-92, 2001.

FERNANDEZ, O. V. Q.; SANDER, C.; REBELATTO, G. Sequência de soleiras e depressões no Córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon, região Oeste do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 3, n 1, p. 49-57, 2002.

FERRI, M. G. **Ecologia**: Temas e Problemas Brasileiros. Belo Horizonte (MG): Ed. Itatiaia, 1974. 188 p.

FRUET, J. G. W. **Fragilidade ambiental: subsídios para a gestão de uso e ocupação do solo nas bacias hidrográficas periurbanas de Marechal Cândido Rondon, PR**. 2016. 126 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Programa de Pós-Graduação em Geografia, campus de Marechal Cândido Rondon, Universidade Estadual do Oeste do Paraná. 2016.

GEBERT, D. M. P.; KIST, A.; VIRGENS FILHO, J. S. Determinação de regiões homogêneas de precipitação pluviométrica no estado do Paraná por meio de técnicas de análise multivariada e geoestatística. **Revista Brasileira de Climatologia**, v. 14, n 23, p. 374-388. 2018.

GORDON, N. D.; McMAHON, T. A.; FINLAYSON, B. L. **Stream hydrology**: an introduction for ecologists. John Wiley & Sons, New York. 1993.

GREGORY, K. J. Lichens and the determination of river channel capacity. **Earth Surface Processes**, v.1, n 3, p. 275-285, 1976.

HALE, M. E. JR. The lichen line and high water level in a freshwater stream in Florida. **The Bryologist**, v. 87, n 3, p. 261-265, 1984.

HARRELSON, C. C.; RAWLINS, C. L.; POTYONDY, J. P. Stream channel reference sites: an illustrated guide to field technique. **General Report** No RM-245. U.S. Department of Agriculture. Forest Service, Fort Collins, Colorado, 61 p., 1994.

HARVEY, A. M. Channel capacity and the adjustment of streams to hydrologic regime. **Journal of Hydrology**, v. 8, p. 82-98. 1969.

HARVEY, M. D.; WATSON, C. C. Fluvial processes and morphological thresholds in incised channel restoration. **Water Resources Bulletin**, v. 22, p. 359-368, 1986.

HICKIN, E. J. Channel morphology bankfull stage and bankfull discharge of streams near Sydney, **Australia**. **Journal of Science**, v.30, p. 274-275, 1968.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística) **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.

IBGE (Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística). **Marechal Cândido Rondon**. Disponível em: <https://www.ibge.gov.br/cidades-e-estados/pr/marechal-candido-rondon.html>. Acesso em: fev. 2022.

JOHANN, C. C.; LINDINO, T. C. Expansão territorial urbana na cidade de Marechal Cândido Rondon -PR e seus impactos. **Revista Sustentare**, v. 2, p. 83-102, 2018.

KILPATRICK, F. A.; BARNES, H. H. Jr. Channel geometry of Piedmont streams as related to frequency of floods. U.S. Geological Survey **Professional Paper 422-E**. Washington, D.C., 10 p. 1964.

LEOPOLD, L. B. **A view of the river**. Harvard University Press. Cambridge, Massachusetts. 1994.

LEOPOLD, L. B.; SKIBITZKE, H. E. Observation on unmeasured rivers. **Geographical Annaler**, v. 49, p. 247-255, 1967.

LEWIS, C. P.; McDONALD, B. C. Rivers of the Yukon north slope. In: **Fluvial Processes and Sedimentation**: Proc. Hydrology Symposium N° 9, Univ. of Alberta, Edmonton, pp. 251-271. 1973.

MAACK, R. **Geografia Física do Paraná**. Ponta Grossa (PR). Editora UEPG, 526 p. 2012.

McCANDLESS, T. L.; EVERETT, R. A. **Maryland stream survey: Bankfull discharge and channel characteristics of streams in the Piedmont hydrologic region**. U.S. Fish & Wildlife Service Chesapeake Bay Field Office. Annapolis, MD. 175 p., 2002.

MINISTÉRIO DAS CIDADES/INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS–IPT
Mapeamento de riscos em encostas e margens de rios. Brasília: Ministério das Cidades; Instituto de Pesquisas Tecnológicas–IPT, 176 p., 2007.

MONTGOMERY, D. R.; GRAN, K. B. Downstream variations in the width of bedrock channels. **Water Resources Research**, v. 37, n 6, p. 1841-1846, 2001.

MORESCO, M. D. **Estudos de paisagem no município de Marechal Cândido Rondon- PR**. 2007. 137 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2007.

NARDY, A. J. R.; OLIVEIRA, M. A. F.; BETANCOURT, R. H. S.; VERDUGO, D. R. H.; MACHADO, F. B. Geologia e estratigrafia da Formação Serra Geral. **Geociências** (Unesp, São Paulo), v. 21, p. 15-32, 2002.

NAVRATIL, O.; ALBERT, M. B.; HÉROUIN, E.; GRESILLON, J. M. Determination of bankfull discharge magnitude and frequency: comparison of methods on 16 gravel-bed river reaches. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 31, p. 1345-1363, 2006.

NIXON, M. A study of bankfull discharge of rivers in England and Wales. *In: Proceedings of the Institution of Civil Engineers*, v. 12, p. 157-175, 1959.

NOGAMI, J. S.; VILLIBOR, D. F. Erosão na faixa marginal (Cap. 7). *In: Pavimentação de baixo custo em solos lateríticos*. J.S. Nogami e D.F. Villibor (Eds.), São Paulo (SP). Ed. Villibor, pp. 169-196. 1995.

PICKUP, G.; RIEGER, W. A. A conceptual model of the relationship between channel characteristics and discharge. **Earth Surface Processes**, v. 4, p. 37-42, 1979.

PICKUP, G.; WARNER, R. F. Effects of hydrologic regime on magnitude and frequency of dominant discharge. **Journal of Hydrology**, v. 29, p. 51-75, 1976.

PLATTS, W. S.; ARMOUR, C.; BOOTH, G. D.; BRYANT, M.; BUFFORD, J. L.; CUPLIN, P.; JENSEN, S.; LIENKAEMPER, G. W.; MINSHALL, G. W.; MONSEN, S. P.; NELSON, R. L.; SEDELL, J. R.; TUHY, J. S. Methods for Evaluating Riparian Habitats with Applications to Management. Intermountain Research Station General **Technical Report INT-221**. 177 p. 1987.

PORTO, R. M. **Hidráulica Básica**. 2. ed. São Carlos (SP): Ed. EESC USP, 2001.

PRIORI, A.; POMARI, L. R.; AMÂNCIO, S. M.; IPÓLITO, V. K. A história do Oeste Paranaense (Cap. 6). In: **História do Paraná**: séculos XIX e XX. Maringá: Editora Eduem, 2012. p. 75-89.

RADECKI-PAWLIK, A. Bankfull discharge in mountain streams: theory and practice. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 27, p. 115-123, 2002.

RICHARDS, K. S. The morphology of riffle-pool sequences. **Earth Surface Processes**, v.1, p. 71-88, 1976.

RILEY, S.J. A comparison of morphometric measures of bankfull. **Journal of Hydrology**, v. 17, p. 23-31, 1972.

ROCHA, A. S.; BORTOLUZZI, L. N.; CUNHA, J. E.; FERNANDEZ, O. V. Q. Alterações ambientais nas proximidades da nascente do córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon (PR). In: XVI Encontro Nacional de Geógrafos (ENG). **Anais..**, Porto Alegre, 11 p. 2010.

ROCHA, A. S.; CUNHA, J. E.; MARTINS, V. M. Mapeamentos das fragilidades potencial e emergente da bacia hidrográfica do córrego Guavirá, Marechal Cândido Rondon, Paraná. **Revista Perspectiva Geográfica**, v. 8, 21 p., 2013.

RODERJAN, C. V.; GALVÃO, F.; KUNIYOSHI, Y. S.; HATSCHBACH, G. G. As unidades fitogeográficas do estado do Paraná, Brasil. **Ciência e Ambiente**, v.24, n 1, p. 1-16, 2002.

SAMMUT, J.; ERSKINE, W. D. Age and hydrological significance of lichen limits on sandstone river channels near Sydney, Australia. **Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography**, v. 95, n. 3, p. 227-239, 2013.

SANTOS, L. J. C.; OKA FIORI, C.; CANALI, N. E.; FIORI, A. P.; SILVEIRA, C. T.; SILVA, J.; ROSS, J. L. S. Mapeamento geomorfológico do Estado do Paraná. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 7, p. 3-12, 2006.

SCHUMM, S. A. The shape of alluvial channels in relation to sediment type. U.S. Geological Survey **Professional Paper**, 352 p. 1960.

SCHUMM, S. A. **The fluvial system**. New York, John Wiley & Sons, 338 p., 1977.

SCHUMM, S. A. Causes and controls of channel incision. *In: Incised River Channels*, Darby, S.E., Simon, A. (eds.). Wiley: Chichester; p. 19-34, 1999.

SCHUMM, S. A.; HARVEY, M. D.; WATSON, C. C. **Incised Channels: Morphology, Dynamics and Control**. Water Resources Publication: Littleton, CO., 208 p., 1984.

SHERWOOD, J. M.; HUITGER, C. A. Bankfull characteristics of Ohio streams and their relation to peak streamflows: U.S. Geological Survey Scientific **Investigations Report** 2005-5153, 38 p., 2005.

TEREZAN, E. L. **Delimitação do leito maior no Baixo rio Ivaí e estabelecimento da sua sazonalidade**. 2005. 88 f. Dissertação (Mestrado em Geografia), Universidade Estadual de Maringá, Maringá, 2005.

TRICART, J. Os tipos de leitos fluviais. **Notícias geomorfológicas**, v. 6, n 11, p. 41-49, 1966.

WILEY, J. B.; ATKINS, J. T. JR.; NEWELL, D. A. Estimating the Magnitude of Annual Peak Discharges with Recurrence Intervals Between 1.1 and 3.0 Years for Rural, Unregulated Streams in West Virginia. US Geological Survey. **Water Resources Investigations Report** 02-4164. 2002.

WILLIAMS, G. P. Bank-full discharge of rivers. **Water Resources Research**, v. 14, n 6, p. 1141-1153, 1978.

WOHL, E.; WILCOX, A. Channel geometry of mountain streams in New Zealand. **Journal of Hydrology**, v. 300, p. 255-266, 2005.

WOLMAN, M. G.; LEOPOLD, L. B. River flood plains: some observation on their formation. **Professional Paper**, United State Geological Survey, v. 282, p. 87-109, 1957.

WOODYER, K. D. Bankfull frequency in rivers. **Journal of Hydrology**, 6: 114-142. 1968.

***Data de recebimento:** 29 de março de 2022.*

***Data de aceite:** 17 de janeiro de 2023.*