



UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO DO SUL  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS AMBIENTAIS

**DANIEL OKAMOTO MACHADO**

**EROSIVIDADE DAS CHUVAS E EROSÃO HÍDRICA EM  
BACIA HIDROGRÁFICA DO BIOMA PANTANAL**

CAMPO GRANDE-MS  
2010

UNIVERSIDADE FEDERAL DE MATO GROSSO DO SUL  
CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS E TECNOLOGIA  
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM TECNOLOGIAS AMBIENTAIS

**DANIEL OKAMOTO MACHADO**

**EROSIVIDADE DAS CHUVAS E EROSÃO HÍDRICA EM  
BACIA HIDROGRÁFICA DO BIOMA PANTANAL**

*Dissertação apresentada para obtenção do grau de  
Mestre no Programa de Pós-Graduação em  
Tecnologias Ambientais da Universidade Federal de  
Mato Grosso do Sul, na área de concentração em  
Saneamento Ambiental e Recursos Hídricos.*

**ORIENTADOR: Prof. Dr. Teodorico Alves Sobrinho**

**Banca Examinadora:**

Prof. Dr. Teodorico Alves Sobrinho – UFMS

Profª. Dra. Synara A. O. Broch  
UFMS

Prof. Dr. Elói Panachuki  
UEMS

Campo Grande - MS  
2010

## DEDICATÓRIA

*Aos meu pais, Edson e Lidia e à minha irmã Manoela meus maiores incentivadores.*

## AGRADECIMENTOS

A Deus pelo dom da vida, e por colocar em meu caminho todos que me cercaram de cuidados, amor e carinho no decorrer dos anos.

À Aline pelo amor, compreensão e todo o apoio necessário durante a execução deste trabalho.

Ao meu grande amigo Daniel Eiti Mise (*in memorian*) que de alguma forma sempre estará entre nós.

Ao meu orientador professor Dr. Teodorico Alves Sobrinho, pelo entusiasmo e incentivo à pesquisa, respeito, consideração, paciência, amizade e sempre acreditar no meu potencial.

Ao Professor Carlos Nobuyoshi Ide, pelo incentivo, amizade e por disponibilizar os dados e equipamentos indispensáveis para a execução deste trabalho.

Ao Paulo Tarso pelo auxílio com os cálculos de erosividade das chuvas.

Ao Hugo Teruya e à Liliane pela ajuda com o geoprocessamento.

Aos meus amigos do mestrado e do DHT.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, pela bolsa concedida.

## SUMÁRIO

|                                                                 |    |
|-----------------------------------------------------------------|----|
| 1. INTRODUÇÃO.....                                              | 11 |
| 2. OBJETIVOS.....                                               | 13 |
| 3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....                                   | 14 |
| 3.1. Bacia Hidrográfica.....                                    | 14 |
| 3.1.1. Forma da bacia.....                                      | 14 |
| 3.2. A Bacia Hidrográfica do rio Taquarizinho.....              | 20 |
| 3.3. Precipitação.....                                          | 23 |
| 3.4. Erosão.....                                                | 23 |
| 3.4.1. Equação Universal de Perdas de Solo.....                 | 25 |
| 3.4.1.1 Fator Erosividade das chuvas (R).....                   | 26 |
| 3.4.1.2 Fator erodibilidade do solo (K).....                    | 28 |
| 3.4.1.3 Fator comprimento e grau de declive (LS).....           | 29 |
| 3.4.1.4 Fator de uso e manejo do solo (C).....                  | 29 |
| 3.4.1.5 Fator práticas conservacionistas (P).....               | 30 |
| 4. METODOLOGIA.....                                             | 31 |
| 4.1. Caracterização física da bacia hidrográfica em estudo..... | 31 |
| 4.2. Pluviosidade e Erosividade das chuvas.....                 | 34 |
| 4.3. Erosão hídrica.....                                        | 36 |
| 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO.....                                  | 38 |
| 5.1. Caracterização física da bacia hidrográfica.....           | 38 |
| 5.1.2. Forma da Bacia.....                                      | 38 |

|        |                                                    |    |
|--------|----------------------------------------------------|----|
| 5.1.3. | Densidade de Drenagem .....                        | 39 |
| 5.1.4. | Densidade Hidrográfica .....                       | 40 |
| 5.1.5. | Extensão média do Escoamento Superficial .....     | 40 |
| 5.1.6. | Determinação da sinuosidade do rio principal ..... | 40 |
| 5.1.7. | Ordem dos cursos d'água .....                      | 41 |
| 5.2.   | Pluviosidade.....                                  | 41 |
| 5.2.1. | Erosividade das chuvas .....                       | 41 |
| 5.2.2. | Coeficiente de chuva.....                          | 42 |
| 5.3.   | Erosão hídrica .....                               | 46 |
| 6      | CONCLUSÕES .....                                   | 49 |
| 7      | REFERÊNCIAS .....                                  | 50 |

## LISTA DE FIGURAS

|                                                                                                                                                                                                                                                |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Figura 3.1: Método de ordenação dos canais de Sthraler.....                                                                                                                                                                                    | 18 |
| Figura 3.2: Comprimento do rio principal (L) e comprimento do Talvegue (Lt) .....                                                                                                                                                              | 19 |
| Figura 3.3: Porcentagens dos usos do solo de 1966, 1985 e 1996.....                                                                                                                                                                            | 21 |
| Figura 3.4: Áreas referentes as curvas de nível digitalizadas a partir das cartas topográficas, com as respectivas cotas.....                                                                                                                  | 21 |
| Figura 3.5. Carta de tipos de solos da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho. Onde PE = argissolo vermelho amarelo, AQ = Neossolo quartzarênico, RA = litólico e LE = latossolo vermelho amarelo.....                                         | 22 |
| Figura 3.6. Imagem Landsat TM de 2001, bandas 453. ....                                                                                                                                                                                        | 22 |
| Figura 4.1: Localização da bacia hidrográfica do Taquarizinho na bacia do Taquari. ....                                                                                                                                                        | 31 |
| Figura 4.2. Bacia hidrográfica do rio Taquarizinho em estudo. ....                                                                                                                                                                             | 32 |
| Figura 4.6: Área de influência pelo método de Thiessen na Área de drenagem em estudo. ....                                                                                                                                                     | 34 |
| Figura 5.1: Curva de correlação potencial, linear e de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992), entre o índice de erosividade EI30 médio mensal e o coeficiente de chuva (Rc) para a bacia hidrográfica do rio Taquarizinho entre 2006 e 2009. .... | 45 |
| Figura 5.2: Distribuição mensal da precipitação pluvial e erosividade observada e calculada pelas regressões linear, potencial e de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992). ....                                                                   | 46 |
| Figura 5.3: Perda de solo na bacia hidrográfica do rio Taquarizinho em função da erosividade observada e obtida pela regressão linear, potencial e de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992).....                                                  | 48 |

## **LISTA DE TABELAS**

|                                                                                                                                |    |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Tabela 3.1: Classes de erodibilidade dos tipos de solos. ....                                                                  | 29 |
| Tabela 5.1: Parâmetros estatísticos estimados para a regressão linear, potencial e de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992). .... | 43 |

## **LISTA DE QUADROS**

|                                                                                                                                                                                                             |    |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Quadro 4.1: Fórmulas utilizadas para a caracterização da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho. ....                                                                                                       | 33 |
| Quadro 5.1: Valores mensais, anuais e médios de precipitação pluvial (mm) no rio Taquarizinho, período de 2006 a 2009, com suas medidas estatísticas de dispersão .....                                     | 41 |
| Quadro 5.2: Valores mensais, anuais e médios do índice de erosividade EI30 (MJ.mm/ha.h) na bacia hidrográfica do rio Taquarizinho no período de 2006 a 2009, e suas medidas estatísticas de dispersão ..... | 42 |
| Quadro 5.3: Relação linear , potencial e de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) da quantidade de precipitação pluvial (mm) com a erosividade das chuvas na área de estudo, no período de 2006 e 2010. ....   | 44 |

## RESUMO

Devido à importância dada à gestão ambiental, estudos sobre os fatores que influenciam o gerenciamento de bacias hidrográficas alcançaram dimensão internacional. A bacia do Alto Taquari já foi alvo de trabalhos importantes devido ao processo de degradação da bacia promovidas principalmente pelas atividades antrópicas relativas à pecuária extensiva e atividades agrícolas. Neste contexto, no presente trabalho foram determinadas as características físicas de bacia do bioma pantanal, e avaliadas as erosividades das chuvas e a perda de solo por erosão hídrica entre sulcos. A caracterização física foi feita com a utilização de Sistemas de Informação Geográficas. A partir das características determinadas foram analisados aspectos importantes sobre o comportamento da bacia. A erosividade foi calculada pelo índice  $EI_{30}$  e estimada por regressões entre erosividade observada e o coeficiente de chuva. Após análises estatísticas, verificou-se que o modelo de regressão potencial obteve os melhores ajustes, e que um modelo desenvolvido para outra localidade subestimou a erosividade na área de estudo. Para a estimativa da perda de solo por erosão hídrica entre sulcos, foi utilizado o modelo USLE, apresentando grau muito forte de erosão hídrica. Os resultados deste estudo confirmaram a importância do uso adequado do solo.

Palavras-chave: Caracterização física,  $EI_{30}$ , EUPS.

## **ABSTRACT**

Due to the importance given to environmental management, studies on the factors that influence watershed management reached an international dimension. The basin of the Upper Taquari has been the focus of major work due to the continued degradation of the basin promoted mainly by anthropogenic activities on extensive ranching and agricultural activities. In this context, this work established the physical characteristics of the basin of the Pantanal's biome and evaluated the erosivity of rainfall and soil loss by laminar erosion. Physical characterization was done with the use of Geographic Information Systems. With those physical characteristics certain important aspects of the behavior of the basin were possible to be analysed. The erosivity index was calculated by EI<sub>30</sub> and estimated regression coefficient between observed and coefficient of rainfall. After statistical analysis, was checked that the regression model showed better potential adjustments, and that a model developed elsewhere underestimated the erosivity in the study area. For the estimation of soil loss by laminar erosion USLE model was used, with very strong degree of erosion. The results of this study confirmed the importance of proper use of soil.

Key-words: Physical characterization, EI<sub>30</sub>, USLE.

# 1. INTRODUÇÃO

A bacia hidrográfica pode ser entendida como uma área limitada por divisores de água, dentro da qual são drenados os recursos hídricos, através de um curso de água, como um rio e seus afluentes. A área física, assim delimitada, constitui-se em importante unidade de planejamento e de execução de atividades sócio-econômicas, ambientais, culturais e educativas. De acordo com a Lei 9.433 de 8 de janeiro de 1997, a bacia hidrográfica é a unidade territorial para a implementação da Política Nacional de Recursos Hídricos e atuação do Sistema Nacional de Gerenciamento de Recursos Hídricos. As características físicas de uma bacia hidrográfica podem ser estudadas de forma facilitada e prática, utilizando-se de Sistemas de Informação Geográfica (SIG).

A precipitação pluvial tem grande importância na caracterização do clima da região, interferindo nas alternâncias de rendimento das culturas. Neste contexto, se torna importante o estudo da erosividade provocada pelas chuvas, pois a degradação dos solos está intimamente associada à intensidade das chuvas, à infiltração da água no solo, ao escoamento superficial, à declividade da superfície, à cobertura do solo e ao avanço da agricultura.

A degradação dos solos afeta tanto as terras agrícolas quanto as áreas com vegetação natural e pode ser considerada como um dos mais importantes problemas ambientais. Ela ocorre em virtude da combinação do uso inadequado do solo em algumas regiões e da associação de solos frágeis e de regime climático caracterizado por chuvas erosivas.

A perda de solo por erosão hídrica é um dos fatores que mais têm contribuído para a diminuição da produtividade dos solos, facilitada e acelerada pelo homem pelas suas práticas inadequadas de cultivo. A erosão hídrica envolve os processos de desprendimento, transporte e deposição de sedimentos do solo pela ação das gotas de chuva e do escoamento superficial, e será mais intensa quanto menor for a proteção do solo. Estando o sedimento solto, é deslocado de sua posição, podendo ser transportado pela enxurrada para os cursos d'água ou ficar retido em depressões ou solos planos. O desprendimento e o transporte do sedimento dependem da forma, tamanho, peso da partícula e das forças exercidas pela ação do escoamento. Quando essas forças se reduzem até a condição de não poderem continuar a deslocar a partícula, ocorre o processo de deposição.

A erosão pode causar sérios danos nas áreas agrícolas pela perda gradual da fertilidade dos solos. Os sedimentos erodidos desses locais podem formar depósitos indesejáveis e causar o assoreamento dos rios e reservatórios. O estudo desses processos podem ser realizados por métodos diretos, com coletas de materiais e análises de laboratórios, ou por métodos indiretos de modelagem matemática. Os modelos, que utilizam equações matemáticas para descrever os fenômenos físicos, são capazes de simular e prever os parâmetros ambientais com eficiência.

Com o desenvolvimento da Equação Universal de Perdas de Solo (USLE), permitiu-se a previsão das perdas de solo e a identificação dos fatores que exercem o maior efeito sobre elas. Entre os componentes da USLE, o que expressa a capacidade erosiva da chuva é conhecido como erosividade das chuvas e caracterizado como o fator R. Um dos métodos mais utilizados para estimar a erosividade da chuva é o produto da sua energia cinética pela intensidade máxima de 30 minutos, conhecida como  $EI_{30}$ . Para o cálculo deste índice é necessária a existência de dados pluviográficos. Na maioria das estações de precipitação pluvial são disponíveis dados pluviométricos, que são mais fáceis de serem obtidos. Quando isso ocorre, é necessária a utilização de equações de regressões entre erosividade e precipitação pluviométrica para a determinação do fator R.

No Brasil, a disponibilidade de dados pluviográficos é escassa. Assim, este trabalho tem por objetivo obter as características físicas, o regime pluvial, analisar a erosividade das chuvas e a perda de solo por erosão hídrica entre sulcos em uma bacia de referência no bioma Pantanal, além da análise de modelos matemáticos utilizados na estimativa da produção de sedimentos direcionados ao gerenciamento do rio Taquarizinho.

## 2. OBJETIVOS

### - Objetivo geral

Analisar a erosividade das chuvas e a perda de solo por erosão hídrica em bacia hidrográfica de referência no bioma Pantanal.

### - Objetivos específicos

- a. Analisar as características físicas da bacia hidrográfica;
- b. Estimar a erosividade das chuvas da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho;
- c. Obter equações de correlação entre erosividade das chuvas e pluviosidade;
- d. Avaliar a utilização e aplicação na área de estudo de um modelo existente, desenvolvido para outra localidade;
- e. Estimar a produção de sedimentos por erosão hídrica através da utilização da Equação Universal de Perdas de Solo.

### **3. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

#### **3.1. Bacia Hidrográfica**

A bacia hidrográfica pode ser definida como a unidade fisiográfica contornada por divisores topográficos que limitam as áreas de terras drenadas por um rio principal, seus afluentes e subafluentes. A bacia hidrográfica é responsável pela coleta das águas pluviais conduzidas para seu sistema de drenagem natural incluindo todos os usos da água e do solo existentes na localidade (Queiroz, 2009).

A área de drenagem e a forma da bacia são importantes para determinar parâmetros dos recursos hídricos, como o total anual e o potencial de enchente podendo-se assim avaliar como, quando e onde aplicar medidas de manejo para o controle da quantidade de água, da qualidade ou do regime (Santana, 2003).

A área de drenagem de uma bacia é a área plana inclusa entre seus divisores topográficos. A obtenção da área de drenagem é fundamental para que se possa calcular as demais características físicas. Para definir a potencialidade hídrica de uma bacia, multiplica-se o valor da área pela lâmina da chuva precipitada, definindo-se assim o volume de água recebido pela bacia. Tucci (2001) considera como a área da bacia hidrográfica a sua área projetada verticalmente. Uma vez definidos os contornos da bacia, a sua área pode ser obtida por planimetria direta de mapas que já incorporam a projeção vertical.

A delimitação da bacia hidrográfica é feita com o apoio de dados topográficos, digitais ou analógicos, e consiste em, inicialmente, identificar o ponto de exutório, depois traçar o divisor perpendicularmente às curvas de nível, passando pelas cotas conhecidas mais elevadas até marcar toda a cumeeira do divisor de águas e por fim retornando ao ponto de partida (Torres, 2007).

##### **3.1.1. Forma da bacia**

As grandes bacias hidrográficas em geral apresentam forma de leque ou de pêra, ao passo que as pequenas bacias apresentam formas as mais variadas possíveis em função da estrutura geológica do terreno. Dependendo da interação clima-geologia,

todavia, várias outras formas geométricas podem existir. Em qualquer situação a superfície da bacia é côncava, a qual determina a direção geral do escoamento.

A forma é uma das características físicas mais difíceis de ser expressa em termos quantitativos. A forma da bacia, bem como a forma do sistema de drenagem, pode ser influenciada por algumas outras características da bacia, principalmente pela geologia. A forma pode, também, atuar sobre alguns dos processos hidrológicos, ou sobre o comportamento hidrológico da bacia.

Villela & Mattos (1975) propuseram o índice de conformação ( $K_F$ ), definido pela Equação 3.1. O  $K_F$  é a relação entre a área da bacia ( $Km^2$ ) e o quadrado do comprimento axial da bacia. Mede-se o comprimento da bacia ( $L_{axial}$ ) quando se segue o curso d'água mais longo desde a desembocadura até a cabeceira mais distante na bacia.

$$K_F = \frac{A}{L_{axial}^2} \quad (3.1)$$

O índice de conformação pode também indicar a maior ou menor tendência para enchentes de uma bacia. Uma bacia com índice de conformação baixo é menos sujeita a enchente que outra de mesmo tamanho, porém com maior índice de conformação. Portanto, numa bacia mais alongada e estreita a possibilidade de ocorrência de chuvas intensas ao mesmo tempo em toda a extensão da bacia é pequena. Além disso, a contribuição dos tributários se dá em vários pontos ao longo de todo o percurso do rio principal, afastando-se da condição ideal da bacia circular, na qual a concentração de todo o deflúvio da bacia se dá num só ponto.

Outro índice de forma é o chamado índice de circularidade (IC) representado pela Equação 3.2:

$$IC = 12,57 \times \frac{A}{P^2} \quad (3.2)$$

Esse índice representa a relação entre a área total da bacia e a área de um círculo de perímetro igual ao da área total da bacia (P), obtendo apenas valores menores que 1. De acordo com Schumm (1956),  $I_c = 0,51$  representa um nível moderado de

escoamento, não contribuindo na concentração de águas que possibilitem cheias rápidas. Valores maiores que 0,51 indicam que a bacia tende a ser mais circular, favorecendo os processos de inundação (cheias rápidas). Já os valores menores que 0,51 sugerem que a bacia tende a ser mais alongada favorecendo o processo de escoamento (Müller & Schumm, 1953).

O coeficiente de compacidade ou índice de Gravelius ( $K_c$ ) é a relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual à da bacia (Villela & Mattos, 1975), representado na Equação 3.3.

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (3.3)$$

Como o círculo é uma figura geométrica plana que comporta uma dada área com o menor perímetro, este índice nunca será menor que 1. Bacias que se aproximam geometricamente de um círculo convergem o escoamento superficial ao mesmo tempo para um trecho relativamente pequeno do rio principal. Caso não existam outros fatores que interfiram, os menores valores de  $K_c$  indicam maior potencialidade de produção de picos de enchentes elevados.

### 3.1.2. Sistema de drenagem

O adequado conhecimento do sistema de drenagem de uma bacia e do seu grau de ramificação permite caracterizar uma maior ou menor velocidade com que a água escoar ao longo desta. Uma boa indicação do grau de desenvolvimento de um sistema de drenagem é dada pelo índice chamado densidade de drenagem ( $D_d$ ). Este índice é expresso pela relação entre o comprimento total dos cursos d'água de uma bacia e a sua área. Representando o comprimento total dos cursos d'água na bacia por  $L_T$  e a área de drenagem por  $A$ , a densidade de drenagem será dada pela Equação 3.4:

$$D_d = \frac{L_T}{A} \quad (3.4)$$

A densidade de drenagem varia inversamente com a extensão do escoamento superficial e, portanto, fornece uma indicação da eficiência de drenagem da bacia. Embora existam poucas informações sobre a densidade de drenagem de bacias hidrográficas, diversos estudos afirmam que a bacia possui drenagem pobre, se a sua densidade de drenagem for inferior a  $0,5 \text{ km.km}^{-2}$ . Por outro lado, a bacia é considerada excepcionalmente bem drenada se a densidade de drenagem for igual ou superior a  $13,5 \text{ km.km}^{-2}$ .

Quanto à densidade de drenagem, as bacias podem ser classificadas em (Sthraler 1957):

Baixa DD:  $5,0 \text{ km.km}^{-2}$

Média DD:  $5,0 - 13,5 \text{ km.km}^{-2}$

Alta DD:  $13,5 - 155,5 \text{ km.km}^{-2}$

Muito alta DD:  $>> 155,5 \text{ km.km}^{-2}$

A densidade de drenagem, para um mesmo tipo de clima, depende do comportamento hidrológico das rochas. Assim, nas rochas mais impermeáveis, as condições para o escoamento superficial são melhores, possibilitando a formação de canais e, conseqüentemente, aumentando a densidade de drenagem. O contrário acontece com rochas de granulometria grossa.

Com a medida da Densidade de drenagem torna-se possível determinar a extensão média do escoamento superficial ( $l_{ext}$ ) (Equação 3.5), definida como a distância média que a água da chuva teria que escoar sobre os terrenos de uma bacia, caso o escoamento se desse em linha reta, desde o ponto onde a chuva caiu até o ponto mais próximo no leito de um curso de água qualquer da bacia.

$$l_{ext} = \frac{1}{4Dd} \quad (3.5)$$

Embora a extensão do escoamento superficial que efetivamente ocorre sobre os terrenos possa ser bastante diferente dos valores determinados por este índice, ele constitui uma indicação da distância média do escoamento superficial.

Outro parâmetro que caracteriza o sistema de drenagem é a densidade hidrográfica ( $D_h$ ) que relaciona o número de rios ou canais ( $n$ ) com a área da bacia hidrográfica. Segundo Christofletti (1974) a densidade hidrográfica é importante, pois representa o comportamento hidrográfico de determinada área, em um de seus aspectos

fundamentais: a capacidade de gerar novos cursos de água. Há estudos que comprovam que para diversas bacias das mais variadas características de clima, relevo, cobertura vegetal e formação geológica a densidade hidrográfica e a densidade de drenagem tendiam a variar de maneira constante, podendo desta maneira ser possível criar uma correlação através de uma relação empírica.

Vale ressaltar que a densidade hidrográfica (Equação 3.6) e a densidade de drenagem ( $D_h$ ) referem-se a aspectos diferentes da textura topográfica.

$$D_h = \frac{n}{A} \quad (3.6)$$

Para representar o grau de ramificação do sistema de drenagem os rios da bacia são classificados segundo sua ordem. A ordem dos rios pode ser determinada seguindo o critério introduzido por Strahler (1957) onde são consideradas de primeira ordem as correntes formadoras, ou seja, os pequenos canais que não possuem tributários; quando dois canais de primeira ordem se unem é formado um segmento de segunda ordem; a junção de dois rios de segunda ordem dá lugar à formação de um rio de terceira ordem e, assim sucessivamente: dois rios de ordem “n” dão lugar a um rio de ordem “n+1” (Silveira, 2001), que pode ser visualizada de acordo com a Figura 3.1.

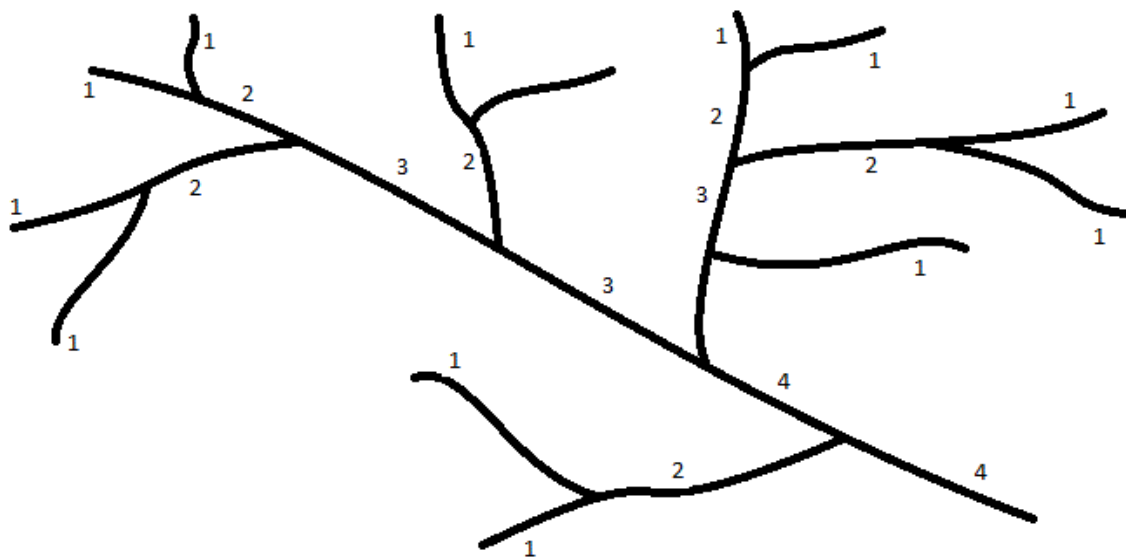


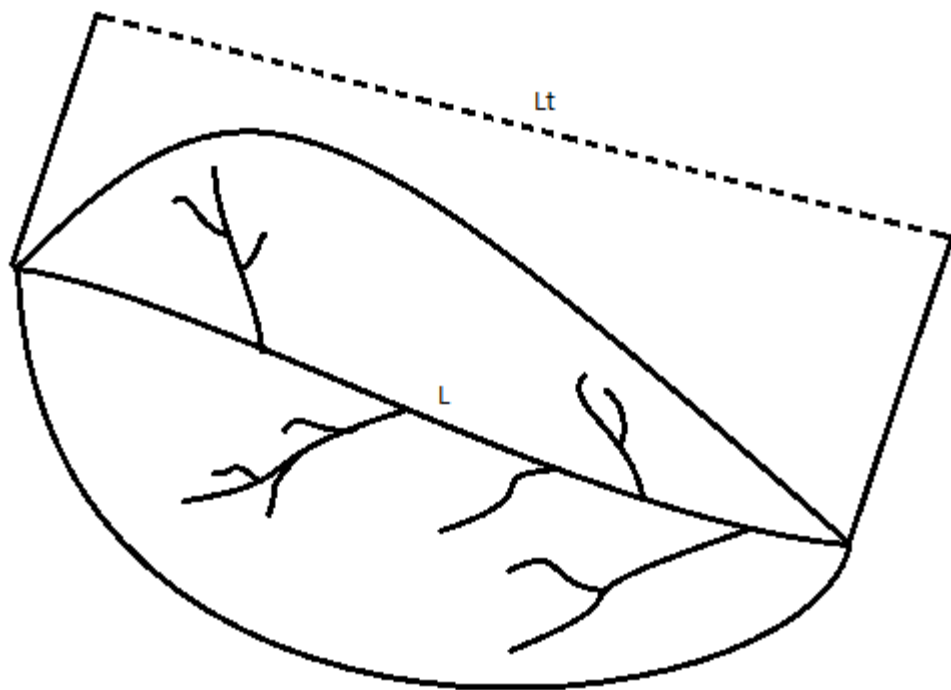
Figura 3.1: Método de ordenação dos canais de Strahler.

Por último, como um fator controlador da velocidade de fluxo, tem-se a sinuosidade do rio principal (Equação 3.7), pois quanto maior a sinuosidade, maior a

dificuldade encontrada pelo canal no seu caminho à foz, portanto menor a velocidade. Relaciona-se o comprimento do rio principal com o comprimento de um talvegue, que seria o seu comprimento reto medido a partir do fundo do seu leito.

$$Sin = \frac{L_{principal}}{L_t} \quad (3.7)$$

Valores de sinuosidade próximos a 1,0 indicam que o canal tende a ser retilíneo, enquanto que os valores superiores a 2,0 sugerem canais tortuosos. Já os valores intermediários indicam formas transicionais, regulares e irregulares (Horton, 1945). Sabe-se, entretanto, que a sinuosidade dos canais é influenciada pela carga de sedimentos, pela compartimentação litológica, estruturação geológica e pela declividade dos canais.



**Figura 3.2: Comprimento do rio principal (L) e comprimento do Talvegue (Lt)**

O comprimento  $L_t$  do talvegue (Figura 3.2) é a medida em linha reta entre os pontos inicial e final do curso d' água principal.

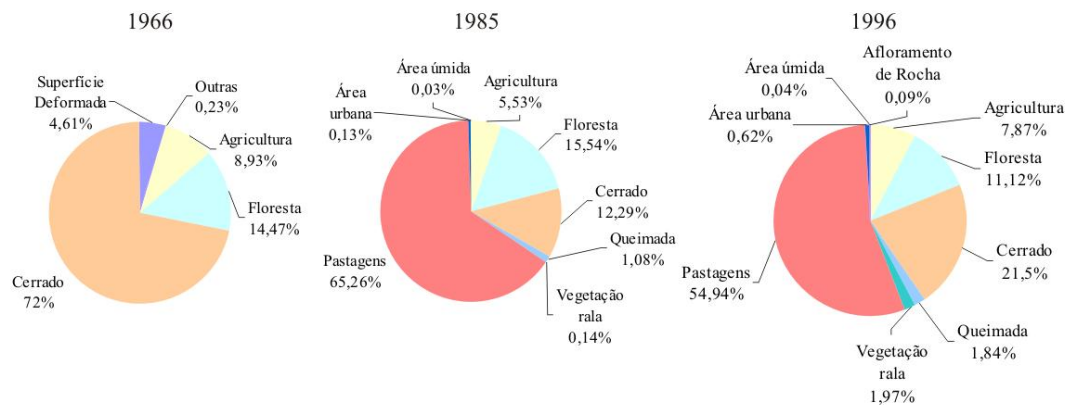
### **3.2 A Bacia Hidrográfica do rio Taquarizinho**

A bacia situa-se, em sua maior parte, no município de Rio Verde de Mato Grosso - MS, sendo que a região da nascente localiza-se no município de São Gabriel do Oeste/MS. O município de Rio Verde de Mato Grosso possui como atividades predominantes a pecuária extensiva, com cerca de 560.000 cabeças de bovinos e atividades agrícolas, principalmente a cultura da soja com, aproximadamente, 76 % de sua área (IBGE, 2010).

O clima predominante é o quente úmido caracterizado com um período de três meses de seca (IBGE, 2010). A precipitação média na bacia é cerca de 1.300 mm anuais, havendo considerável estiagem nos meses de junho a agosto (Brasil, 2004). O clima da região encontra-se entre as faixas de sub-úmido/seco a úmido (Brasil, 1997a).

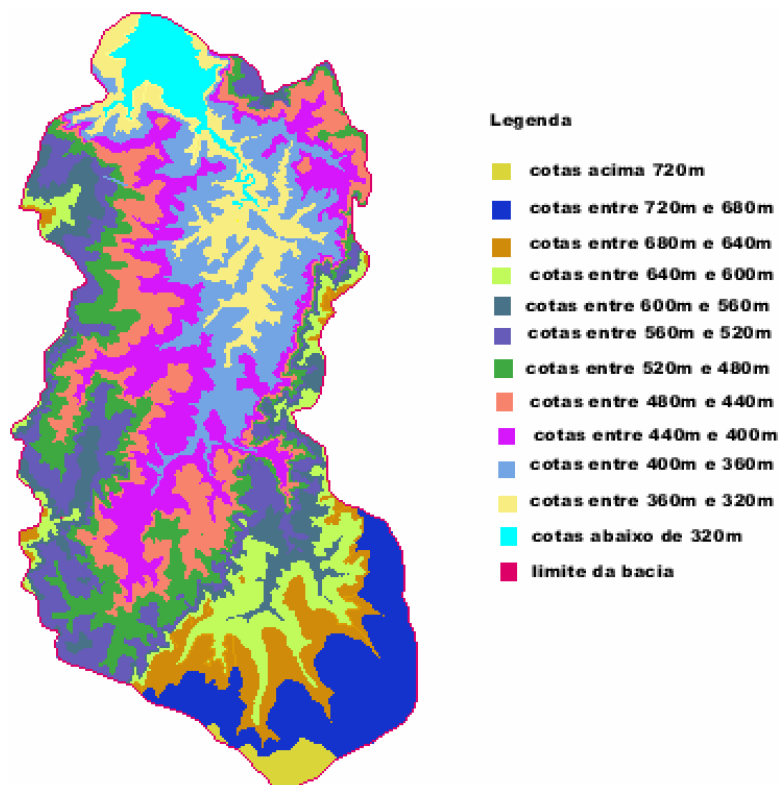
Os tipos de solo da bacia são: Solos Litólicos; Argissolo vermelho-amarelo; Neossolo quartzarênico; e Latossolo vermelho escuro. A geologia é composta de Formação Aquidauana do Grupo Itararé, Formação Botucatu do Grupo São Bento, Cobertura Detrítico-laterítica e Formação Ponta Grossa do Grupo Paraná (Paranhos Filho, 2000).

Paranhos Filho (2000) elaborou os mapas de uso e ocupação do solo nos anos de 1966, 1985 e 1996 e observou que houve um aumento significativo do desmatamento entre 1966 e 1985. Em 1966, as áreas naturais ocupavam mais de 86% da superfície da Bacia do Taquarizinho, sendo que 14,47% eram de florestas e 71,76% de cerrado. Já em 1985, as áreas de superfícies naturais decaíram para menos de 28%, chegando a 26,5% em 1996. O uso agropecuário apresentou dados importantes. A área agrícola era apenas cerca de 9% em 1966; em 1985 mais de 70% da superfície era ocupada por atividades agropecuárias, decaindo para cerca de 61% em 1996 (Figura 3.3).

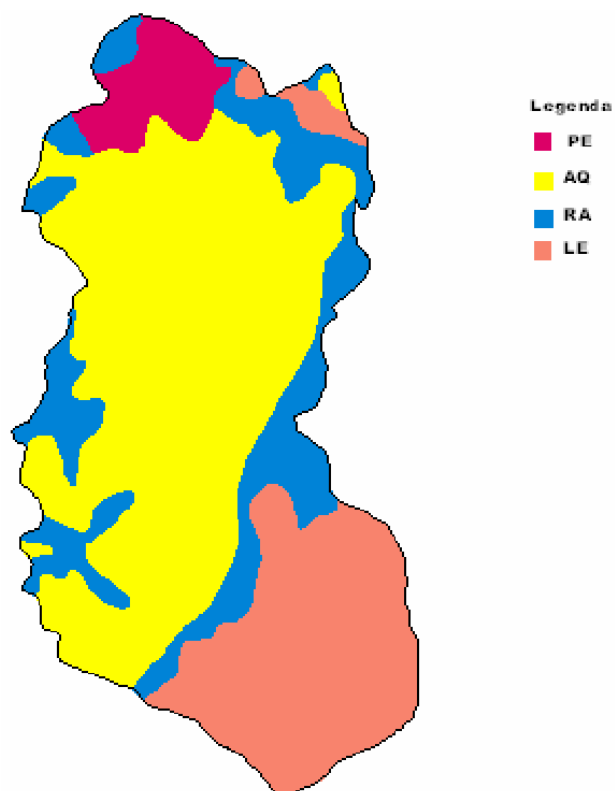


**Figura 3.3: Porcentagens dos usos do solo de 1966, 1985 e 1996.**  
Fonte: Paranhos Filho (2000).

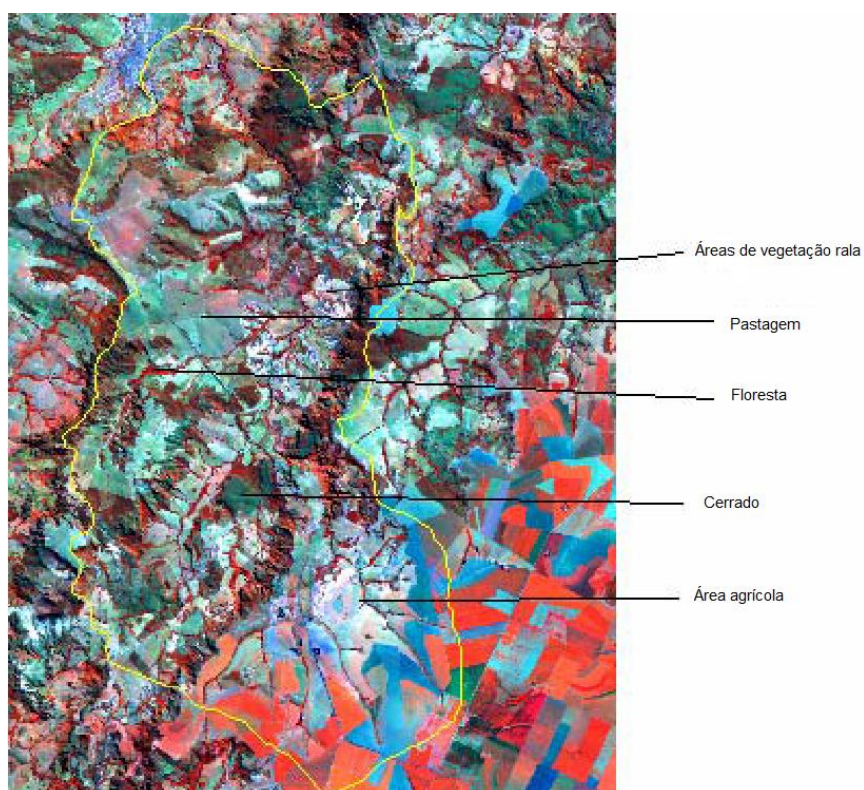
Bacchi (2007), ao analisar modelos matemáticos na estimativa de produção de sedimentos da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho, elaborou sobre cartas topográficas, curvas de nível digitalizadas, distribuídas de 40 em 40 metros (Figura 3.4); elaborou carta de tipos de solos (Figura 3.5), e classificou o uso e cobertura do solo a partir de imagem Lansat TM georreferenciadas (Figura 3.6).



**Figura 3.4: Áreas referentes as curvas de nível digitalizadas a partir das cartas topográficas, com as respectivas cotas. Fonte: (Bacchi, 2007).**



**Figura 3.5.** Carta de tipos de solos da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho. Onde PE = argissolo vermelho amarelo, AQ = Neossolo quartizarênico, RA = litólico e LE = latossolo vermelho amarelo. Fonte: (Bacchi, 2007).



**Figura 3.6.** Imagem Landsat TM de 2001, bandas 453. Fonte: Bacchi (2007).

### **3.3 Precipitação pluvial**

A precipitação é entendida em hidrologia como toda água proveniente do meio atmosférico que atinge a superfície terrestre, podendo ser neblina, chuva, granizo, saraiva, orvalho, geada e neve. O que diferencia essas formas de precipitação é o estado em que a água se encontra (Tucci, 2001).

A disponibilidade de precipitação numa bacia durante o ano é um fator determinante para quantificar a necessidade da irrigação de culturas e abastecimento público doméstico e industrial. A determinação da intensidade da precipitação é importante para o controle de inundação e a erosão do solo. Por sua capacidade de produzir escoamento, a chuva é o tipo de precipitação mais importante para a hidrologia (Bertoni & Tucci, 2001).

A precipitação pluvial tem grande importância na caracterização do clima de uma região, interferindo nas alternâncias de rendimento das culturas. O estudo desta variável torna-se relevante no planejamento de atividades agrícolas, permitindo previsões com melhorias na tomada de decisão.

O sucesso ou fracasso de um empreendimento pode estar ligado às características do regime de chuvas de uma determinada região, fazendo com que o conhecimento do comportamento desse atributo seja de grande relevância nos planejamentos urbanos, agrícolas e ambientais. O clima, com suas variáveis, constitui fenômeno natural importante e que tem sido muito pesquisado (Siqueira *et al.*, 2007).

### **3.4 Erosão**

Erosão é o fenômeno do desgaste das rochas e solos, com desagregação, deslocamento ou arrastamento das partículas por ação de agentes ativos como a água, o vento, gelo e agentes biológicos (Carvalho, 2008), em função da interação com agentes passivos como topografia, tipo de solo, cobertura vegetal e saturação do solo (Adinarayana *et al.*, 1999).

O processo de erosão na bacia hidrográfica pode ser definido principalmente pela erosão natural e a erosão antrópica. A erosão natural tem início com o impacto das gotas de chuva sobre o solo, modificando o equilíbrio inicial das partículas de superfície. Estabelecendo-se um escoamento superficial, os grãos soltos de sedimentos

da camada superior do solo são transferidos e dispersos em função da capacidade de transporte do escoamento, sendo parte deles retida nas depressões e vales da bacia e parte lançada no sistema de drenagem. A erosão natural também ocorre na calha dos rios pela ação do escoamento (Silva & Wilson Júnior, 2005).

Os problemas surgem quando o processo de erosão é intensificado pela ação do homem, visto que as perdas de solo pela erosão natural são muito pequenas comparadas à erosão acelerada. A erosão antrópica é decorrente do uso não conservativo do solo na bacia hidrográfica ou da intervenção humana na calha fluvial, tendo como principais causas: as atividades agrícolas não conservacionistas, urbanização e impermeabilização do solo, construção de estradas sem sistema adequado de drenagem, atividades de mineração e alteração das condições do escoamento superficial pela substituição da cobertura vegetal (Silva & Wilson Júnior, 2005).

Segundo Bertoni & Lombardi Neto (1985), a erosão hídrica superficial pode ocorrer de forma entre sulcos, em sulcos e voçorocas. A erosão entre sulcos se processa durante as fortes precipitações, quando o solo superficial já está saturado, sendo produzida por um desgaste suave e uniforme da camada superficial em toda sua extensão. Pode ser percebido pelo aparecimento de raízes ou marcas nas estruturas. A erosão em sulcos é uma forma caracterizada por filetes de água que se dividem em braços que se espalham e se juntam constantemente, infiltrando-se depois de pouca distância, depositando o material transportado (Carvalho, 2008). A voçoroca é ocasionada por grandes concentrações de enxurrada que passam, ano após ano no mesmo sulco, que se amplia e forma uma grande cavidade em extensão e profundidade (Bertoni & Lombardi Neto, 1985).

A estimativa de perdas de solo por erosão é uma informação básica, para qualquer tomada de decisão em termos de uso e de manejo de terras, possibilitando a formulação de propostas de ações corretivas (Schertz, 1983). Neste contexto, os modelos podem ser utilizados para estabelecer mais conhecimentos sobre os sistemas ambientais, tanto para testar hipóteses como para o ajuste de métodos que podem prever o manejo desses ecossistemas (Beven, 1989; Grayson *et al.*, 1992).

Existem dois principais tipos de modelo que podem ser utilizados. São os modelos conceituais ou matemáticos e os modelos empíricos ou estatísticos (Stocking, 1985). Os modelos conceituais são os que tentam modelar os processos de erosão, baseados em equações que produzem a realidade física real do processo. A principal vantagem é uma maior confiabilidade nas extrapolações, por equacionar um processo

real, representativo não apenas em situações ocorridas, como também em situações futuras. A desvantagem é a complexidade do processo e a dificuldade de representação matemática exata dos fenômenos que geram o processo de erosão (Stocking, 1985).

Os modelos empíricos são geralmente constituídos de equações que retratam relações causa-efeito simples, cujos coeficientes são calibrados através de experiência, relacionando dados observados da perda de solo com um grande número de características locais. A maior vantagem desses modelos é a sua simplicidade funcional. Estando as variáveis explicativas dentro dos limites das variáveis ao qual o modelo foi calibrado, será possível obter uma boa aproximação da realidade. As desvantagens estão relacionadas com a incapacidade de extrapolar os resultados para situações distintas das usadas na calibragem como, por exemplo, situações de projetos ou eventos extremos (Stocking, 1985).

#### 3.4.1 Equação Universal de Perdas de Solo

A Equação Universal de Perdas de Solo, conhecida como USLE (*Universal Soil Loss Equation*), desenvolvida por Wischmeier & Smith (1978), é um dos modelos empíricos mais utilizados do mundo, sendo mais empregada para o cálculo da erosão em termos médios anuais. Sua falta de capacidade de prever a erosão por evento é altamente influenciada pelo fato de o fator erosividade (R) não considerar o escoamento superficial (Kinnell, 2010). Foi estabelecida com base em dados estudados em mais de 10.000 lotes, com distintas características de clima, solo, relevo e cultivo, de dimensões reduzidas e, portanto, submetidos exclusivamente a processos de erosão hídrica superficial do tipo entre sulcos (Carvalho, 2008).

A USLE (Equação 3.8) tem a seguinte composição (Wischmeier & Smith, 1978):

$$A = R \cdot K \cdot L \cdot S \cdot C \cdot P \quad (3.8)$$

Onde:

A = perda de solo por unidade de área, em  $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ;

R = fator erosividade da chuva, em  $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ;

K = fator erodibilidade do solo,  $\text{ton.ha.h.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ;

L = fator comprimento do declive, m;

S = fator topográfico que expressa a declividade do terreno ou grau de declive;

C = fator que expressa uso e manejo do solo e cultura;

P = fator que expressa a prática conservacionista do solo.

Jurgens & Fander (1993) utilizaram a USLE para avaliar a erosão do solo em longo prazo em uma pequena bacia. O fator C foi determinado por classificação do uso do solo, o fator LS foi extraído de um modelo de elevação digital, o fator K foi adquirido com campanhas de campo e os fatores R e P foram considerados constantes. Todos esses fatores foram integrados em um ambiente SIG para calcular as taxas de erosão. Por um lado o banco de dados compilado pôde determinar as taxas de erosão do solo por pixel. Por outro lado foi possível simular diferentes tipos de cobertura do solo ou métodos de práticas conservacionistas para avaliar as mudanças na gestão da terra.

#### 3.4.1.1 Fator Erosividade das chuvas (R)

Esse parâmetro é o índice de erosão pluvial que expressa a capacidade da chuva de causar erosão em uma área sem proteção. Wischmeier (1959) definiu-o como o produto da energia cinética de uma chuva (E) pela sua máxima intensidade em 30 minutos ( $I_{30}$ ). A soma dos produtos  $E \cdot I_{30}$ , para certo ano, é um índice de erosividade de todas as precipitações de todo o ano. A média desse produto, de vários anos, permite o cálculo da erosividade R média anual (Carvalho, 2008).

O índice  $EI_{30}$  é definido como (Equação 3.9):

$$R = EI_{30} = \sum (E \cdot I_{30}) \quad (3.9)$$

Onde:

$EI_{30}$  = índice de erosão em MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>;

E = energia cinética total da chuva em MJ.ha<sup>-1</sup>;

$I_{30}$  = intensidade máxima da chuva em um período de 30 min de chuva em mm.h<sup>-1</sup>.

Para cada segmento uniforme de chuva pode ser determinada a energia cinética unitária, transformada para o sistema internacional por Foster *et al.* (1981), e apresentada em Lombardi Neto & Mondehauer (1992) pelas Equações 3.10 e 3.11:

$$e = 0,119 + 0,0873 \log_{10} i \quad \text{para } i \leq 76 \text{ mm.h}^{-1} \quad (3.10)$$

$$e = 0,283 \quad i > 76 \text{ mm.h}^{-1} \quad (3.11)$$

Onde

$e$  = energia cinética unitária ( $\text{MJ.ha}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ );

$i$  = intensidade da chuva ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

O valor obtido para a energia cinética unitária é multiplicado pela quantidade de chuva no respectivo segmento uniforme, para expressar a energia cinética do segmento em MJ/ha. Somando a energia cinética de cada segmento uniforme de chuva, obtém-se a energia cinética total da chuva ( $E$ ).

A erosividade da chuva é dada pela Equação 3.12 por:

$$EI_{30} = E_c \cdot I_{30} \quad (3.12)$$

Onde:

$EI_{30}$  = é o índice de erosividade da chuva erosiva individual ( $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$ );

$E_c$  = energia cinética total da chuva em ( $\text{MJ.ha}^{-1}$ );

$I_{30}$  = intensidade máxima da chuva em período contínuo de 30 min de chuva ( $\text{mm.h}^{-1}$ ).

Somando os índices  $EI_{30}$  de todas as chuvas individuais erosivas de cada mês, obtém-se a erosividade mensal das chuvas. Somando os índices  $EI_{30}$  mensais, obtém-se a erosividade anual das chuvas.

Devido ao fato de os registros de pluviógrafos serem escassos ou inexistentes em países pouco desenvolvidos, além de as análises dos diagramas dos pluviógrafos para fins de cálculo da energia cinética serem extremamente morosas e trabalhosas, tem sido testado o índice de erosão com fatores climáticos de mais fácil medição e que não requerem registros de intensidade de chuva (Lombardi Neto & Moldenhauer, 1992).

Segundo Cassol *et al.* (2008), muitos pesquisadores têm relacionado o coeficiente de chuva ( $R_c$ ) com a erosividade das chuvas. O coeficiente de chuva foi proposto por Fournier (1956), e modificado por Lombardi Neto (1977), expressa, para cada mês do ano, a relação entre o quadrado da precipitação média mensal ( $p$ ) e a média anual total ( $P$ ) (Equação 3.13):

$$Rc = \frac{p^2}{P} \quad (3.13)$$

Carvalho *et al.* (1991), trabalhando com chuvas de Mococa, SP, Lombardi Neto & Moldenhauer (1992), em Campinas, Roque *et al.* (2001) em Piraju, SP, obtiveram correlações potenciais altamente significativas entre o coeficiente de chuva e a erosividade. Por outro lado, Colodro *et al.* (2002) em Teodoro e Sampaio, SP, e Rufino *et al.* (1993) para várias regiões do Paraná, obtiveram um melhor ajuste para relações lineares.

Cassol *et al.* (2008), sugere que as relações obtidas podem ser empregadas em regiões climáticas semelhantes àquela onde foram determinadas, onde se dispõem apenas de dados pluviométricos. Da Silva (2004) elaborou um mapa de erosividade das chuvas para o Brasil, utilizando na região de Mato Grosso do Sul a equação de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992), elaborada para Campinas, encontrando valores de erosividade das chuvas anuais entre 6.000 e 8.000 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>.

#### 3.4.1.2 Fator erodibilidade do solo

O fator erodibilidade do solo (K) é igual à intensidade de erosão por unidade de índice de erosão da chuva, para um solo específico que é mantido continuamente sem cobertura, mas sofrendo as operações culturais normais. Representa a susceptibilidade do solo à erosão, sendo a recíproca da sua resistência à erosão (Carvalho, 2008).

As principais características que interferem na erodibilidade são: a granulometria entre as classes, textura, grau de aeração, grau de permeabilidade, teor de matéria orgânica, resistência ao cisalhamento, retenção e transmissão de água. Pode ser expresso pela Equação 3.14:

$$K = [2,1.10^{-4}.M^{1,14}.(12 - ka) + 3,25(kb - 2) + 2,5(kc - 3)]0,001313 \quad (3.14)$$

Onde:

$M$  = (% silte + % areia muito fina).(100 - % argila);

$ka$  = % de matéria orgânica;

$kb$  = coeficiente relativo à estrutura do solo;

$kc$  = classe de permeabilidade do solo.

Ross (1994) classificou alguns tipos de solo conforme sua erodibilidade, agrupando-os em classes, variando de muito baixa a muito forte, de acordo com a Tabela 3.1.

**Tabela 3.1: Classes de erodibilidade dos tipos de solos.**

| Classes de erodibilidade | Tipos de solo                                                                                       |
|--------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------------------|
| muito baixa              | Latossolo Roxo, Latossolo Vermelho-Escuro e Vermelho-Amarelo textura argilosa                       |
| baixa                    | Latossolo Amarelo e Vermelho-Amarelo textura média/argilosa                                         |
| média                    | Latossolo Vermelho-Amarelo, Nitossolo, Latossolo, Argissolo Vermelho-Amarelo textura média/argilosa |
| forte                    | Argissolo Vermelho-Amarelo textura média/arenosa e Cambissolos                                      |
| muito forte              | Argissolo com cascalhos, Litólicos e Neossolo quartzarênico.                                        |

Fonte: Ross (1994).

#### 3.4.1.3 Fator comprimento e grau de declive

Tanto o comprimento do declive quanto a declividade influem sobre a velocidade do deflúvio e, conseqüentemente, sobre as perdas por erosão; quando isso ocorre, são usados os valores médios (Carvalho, 2008). Pode ser obtido pela Equação 3.15:

$$LS = \left( \frac{L}{22,1} \right)^m (0,065 + 0,0454.S + 0,00065.S^2) \quad (3.15)$$

Onde:

$m = 0,2$  para  $S < 1\%$ ;  $m = 0,3$  para  $1\% \leq S \leq 3\%$ ;  $m = 0,4$  para  $3\% \leq S \leq 5\%$  e  $m = 0,5$  para  $S \geq 5\%$ .

$S$  = declividade da encosta em %;

$L$  = comprimento da encosta em metros.

#### 3.4.1.4 Fator de uso e manejo do solo

Esse fator representa a relação entre as quantidades de solo erodido sob determinado manejo e as perdas de solo quando cultivado e mantido limpo, sendo o de

mais difícil determinação. É um valor que expressa o preparo do solo, cobertura vegetal e a sequência das culturas a serem feitas (Carvalho, 2008).

O fator C é igual à relação entre perdas de solo de um terreno cultivado em certas condições e as perdas correspondentes de um terreno que está descoberto. Em áreas sem nenhuma vegetação, o fator C tende a 1,0, enquanto em florestas preservadas têm um valor de C próximo a 0,0001 (Carvalho, 2008).

#### **3.4.1.5 Fator práticas conservacionistas**

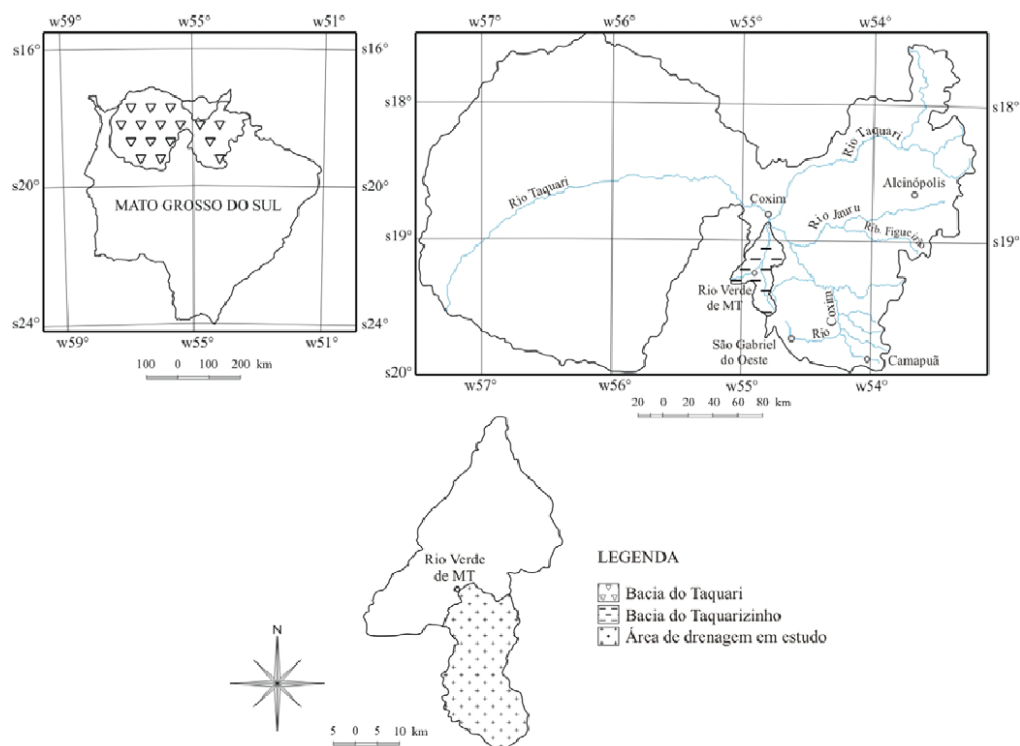
Esse fator expressa a maneira que a cultura foi feita no solo. O fator P de práticas conservacionistas corresponde à relação entre as perdas de solo de um terreno cultivado com determinada prática e as perdas quando se planta morro abaixo, mantendo-se as mesmas condições (Carvalho, 2008). De acordo com Paranhos Filho (2000), esse fator deve ser aplicado apenas para áreas agrícolas, cujas áreas tenham cobertura de cultivos, pois o fator C é uma função de situações especiais de uso e manejo.

## 4. METODOLOGIA

### 4.1. Caracterização física da bacia hidrográfica em estudo

A Bacia do Rio Taquarizinho está localizada entre as latitudes 18° e 20° S e as longitudes 54° e 55°30' W. A área da bacia está posicionada entre as cidades de Coxim e São Gabriel do Oeste, região dos planaltos (cotas acima de 200m). A bacia possui predominantemente, atividades agropecuárias: em geral, as culturas intensivas de soja e milho com entre-safras de milho e sorgo para cobertura, e pecuária extensiva de corte, porém, esta última, é a atividade principal atual (IBGE, 2010).

A área da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho, é sub-bacia do rio Taquari (Figura 4.1), umas das áreas mais impactada do bioma Pantanal e de crescente discussão a respeito dos impactos ambientais existentes. A bacia do rio Taquari, entretanto, é sub-bacia da Bacia do Alto Paraguai (BAP), localizada no Pantanal Sul-Matogrossense.



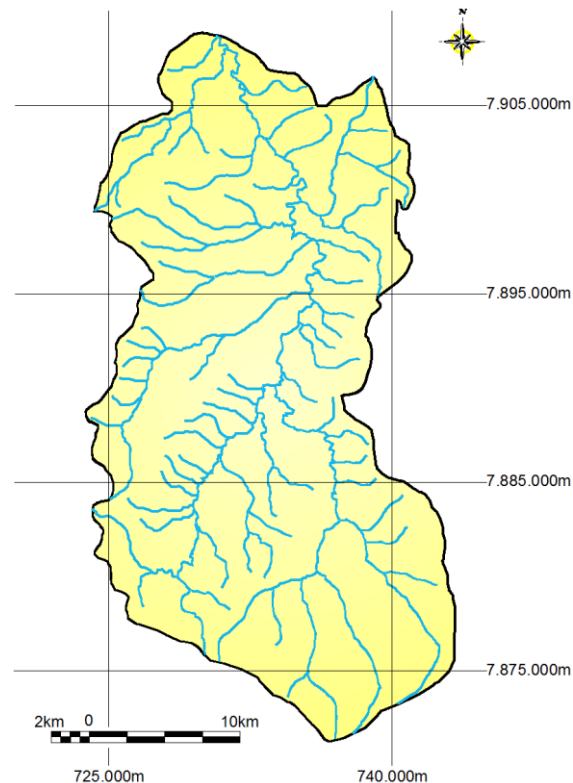
**Figura 4.1:** Localização da bacia hidrográfica do Taquarizinho na bacia do Taquari.

**Fonte:** Oliveira (2007).

A área de estudo da bacia do rio Taquarizinho (Figura 4.2), representa cerca de 33% da bacia completa do rio Taquarizinho (Figura 4.1).

Para a realização do estudo foram utilizados os dados contidos nas cartas topográficas Rio Verde e Rio Negro, na escala 1:100.000, que estavam em um mosaico georreferenciado e controlado, obtido em Bacchi (2007).

Utilizou-se um programa de ilustração vetorial, com uma extensão SIG, onde foi possível delimitar o divisor de águas e os cursos d'água da bacia hidrográfica. A vetorização foi executada seguindo critérios topológicos, separando cada informação em "layers" distintos para melhor caracterização (Figura 4.3).



**Figura 4.2. Bacia hidrográfica do rio Taquarizinho em estudo.**

Com a vetorização realizada, permitiu-se determinar a área de drenagem, o perímetro, o comprimento do talvegue, o comprimento do corpo d'água principal e o comprimento total dos corpos d'água. De posse destes valores, foi possível efetuar o restante das características por meio de fórmulas matemáticas (Quadro 4.1).



**Figura 4.3: Limite da bacia do Taquarizinho e seus cursos d'água vetorizados.**

**Quadro 4.1: Fórmulas utilizadas para a caracterização da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho.**

|                                      |                                 |
|--------------------------------------|---------------------------------|
| Coeficiente de compacidade ( $K_c$ ) | $K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}}$ |
|--------------------------------------|---------------------------------|

|                              |                                   |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Índice de circularidade (IC) | $IC = 12,57 \times \frac{A}{P^2}$ |
|------------------------------|-----------------------------------|

|                                                  |                    |
|--------------------------------------------------|--------------------|
| Densidade hidrográfica ( $Dh$ , canais/ $Km^2$ ) | $Dh = \frac{n}{A}$ |
|--------------------------------------------------|--------------------|

|                              |                                   |
|------------------------------|-----------------------------------|
| Sinuosidade do rio principal | $Sin = \frac{L_{principal}}{L_t}$ |
|------------------------------|-----------------------------------|

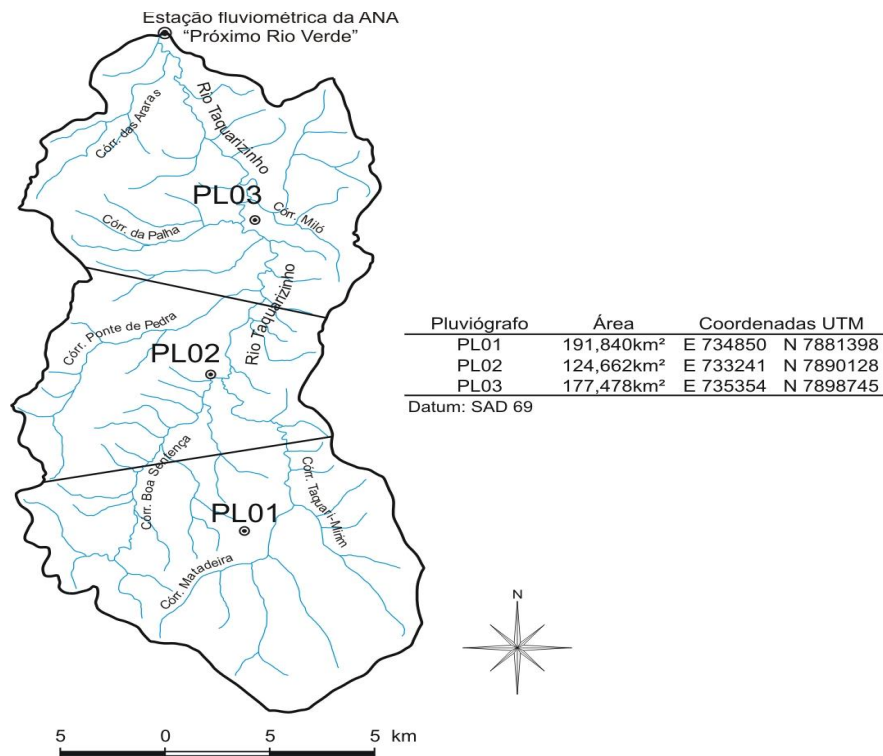
|                                 |                               |
|---------------------------------|-------------------------------|
| Índice de conformação ( $K_f$ ) | $K_F = \frac{A}{L_{axial}^2}$ |
|---------------------------------|-------------------------------|

|                                            |                      |
|--------------------------------------------|----------------------|
| Densidade de drenagem ( $Dd$ , $Km/Km^2$ ) | $Dd = \frac{L_T}{A}$ |
|--------------------------------------------|----------------------|

|                                                               |                                             |
|---------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|
| Extensão média do escoamento superficial ( $l_{ext}$ , $Km$ ) | $l_{ext} = \frac{1}{Dd} \times \frac{1}{4}$ |
|---------------------------------------------------------------|---------------------------------------------|

## 4.2 Pluviosidade e Erosividade das chuvas

Oliveira (2007) instalou 03 pluviômetros com *datalogger* distribuídos na Bacia do Taquarizinho, aproximadamente equidistantes entre si, considerando a acessibilidade ao local de instalação (Figura 4.3).



**Figura 4.3: Área de influência pelo método de Thiessen na Área de drenagem em estudo.**

Fonte: Oliveira (2007)

Para efetuar-se a erosividade das chuvas Foi escolhida a estação PL01 (Figura 4.6). A determinação da erosividade das chuvas foi efetuada pelo índice  $EI_{30}$  para cada chuva individual erosiva. De acordo com critérios utilizados por Cassol *et al.* (2008), que considera chuva individual como aquela separada da anterior e da posterior por um período mínimo de 6 horas sem chuva ou no máximo de 1,0 mm; e chuva erosiva como toda aquela com altura igual ou superior a 10,0 mm ou com 6,0 mm ou mais, desde que tenha ocorrido em intervalo de tempo máximo de 15.

Em planilhas, foram anotadas as datas das chuvas, o tempo e a quantidade acumulada de chuva. Os dados levantados foram analisados pelo programa CHUVEROS, elaborado por pelo professor Elemar Antonino Cassol (UFRGS), estimando-se a erosividade mensal e anual e média, pelo índice  $EI_{30}$ , dado no Sistema Internacional de Unidades por Foster *et al.* (1981).

Utilizando os registros pluviográficos obtidos na série de dados entre 2006 e 2009, foi estabelecida a equação linear (Equação 4.1) e potencial (Equação 4.2) entre as erosividades das chuvas calculadas pelo índice  $EI_{30}$  e o coeficiente de chuva proposto por Lombardi Neto (1977)

$$EI_{30} = a + b.Rc \quad (4.1)$$

$$EI_{30} = a.Rc^b \quad (4.2)$$

Onde:

$EI_{30}$  = índice de erosividade das chuvas, em MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>;

$Rc$  = coeficiente de chuva, em mm;

$a$  e  $b$  = coeficientes de ajustes.

O coeficiente de chuva ( $Rc$ ) proposto por Fournier (1956) e modificado por Lombardi Neto (1977), tem apresentado boa correlação com a erosividade das chuvas.

Pela inexistência de correlações entre erosividade das chuvas e o coeficiente de chuva ( $Rc$ ), muitos pesquisadores utilizaram a equações desenvolvidas para Campinas. Soriano *et al.* (2001) e Galdino *et al.* (2004) utilizaram a equação de Lombardi Neto (1977), enquanto da Silva (2004) utilizou a equação de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992), para estimar a erosividade na bacia hidrográfica do Alto Taquari com estações pluviométricas.

Com o intuito de facilitar a determinação da erosividade média anual das chuvas, pelo índice  $EI_{30}$ , já que são escassos os dados de precipitação de pluviógrafos, pode-se ajustar regressões lineares e potenciais entre o coeficiente de chuva ( $Rc$ ) e o índice de erosividade da chuva  $EI_{30}$ .

A qualidade do ajuste dos modelos de regressão linear e potencial e da equação de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992), entre valores observados e valores calculados, foram avaliados pelos coeficientes de determinação. Na avaliação, foram também utilizados os índices estatísticos: coeficiente de Nash-Sutcliffe (COE) (Equação 4.3), coeficiente de massa residual (CMR) (Equação 4.4), coeficiente de ajuste (CA) (Equação 4.6) e eficiência (EF) (Equação 4.7).

$$COE = 1 - \left[ \left( \sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i \right)^2 / \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \right] \quad (4.3)$$

$$CMR = \left( \sum_{i=1}^n O_i - \sum_{i=1}^n P_i \right) / \sum_{i=1}^n O_i \quad (4.4)$$

$$CA = \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 / \sum_{i=1}^n (P_i - \bar{O})^2 \quad (4.5)$$

$$EF = \left[ \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 / \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{P})^2 \right] / \sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2 \quad (4.6)$$

em que:

—

$O_i$  = valores observados;

$P_i$  = valores calculados;

$n$  = número de observações;

$\bar{O}$  = média aritmética das observações;

$\bar{P}$  = média aritmética dos valores estimados.

O índice estatístico para cada modelo permitiu avaliar a qualidade dos ajustes observados. Quanto mais próximo de zero o valor de CMR e quanto mais próximo de 1 o valor de COE e CA, melhor o ajuste.

O coeficiente de Nash-Sutcliffe, prioriza a eficiência dos valores estimados mais altos e pode variar de  $-\infty$  a 1. Uma eficiência de 1 corresponde a uma combinação perfeita do modelo aos dados observados. Uma eficiência igual a 0, indica que as previsões são tão precisas quanto a média dos valores observados, enquanto que uma eficiência negativa ocorre quando a média observada é melhor do que o modelo (George, 2009).

### 1.1. Erosão hídrica

Para estimar a perda de solo por erosão hídrica na bacia hidrográfica do rio Taquarizinho foi empregada a Equação Universal de Perda de Solo (USLE) (Equação

8). A produção de sedimentos da bacia foi comparada, variando-se os valores médios de erosividade (R) observada, e determinada a partir das regressões linear, potencial e de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992). Os outros parâmetros da USLE, como fator K, LS, C e P foram utilizados valores de Bacchi (2007) e mantidos constantes.

Os valores quantitativos de perda de solo gerados pela USLE foram dados em  $\text{ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ , que multiplicados pela área da bacia geraram a produção de sedimentos absoluta em toneladas por ano. Foi calculada a produção específica de sedimentos em  $\text{mm}$ , considerando o peso específico do sedimento  $\gamma = 2,65 \text{ ton.m}^{-3}$ , representado pelo peso específico do quartzo, considerando que a bacia de estudo apresente solo quartzarênico como tipo de solo predominante (Figura 3.5).

## 5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

### 5.1. Caracterização física da bacia hidrográfica

A caracterização física da bacia hidrográfica do rio taquarizinho foi realizada na mesma área de influência do estudo da erosão hídrica.

A obtenção da área de drenagem é fundamental para que se possa calcular as características físicas, além de definir a potencialidade hídrica de uma bacia, que pode ser estimada multiplicando-se o valor da área de drenagem pela altura de lâmina de chuva precipitada, definindo-se assim o volume de água recebido pela bacia (Villela & Mattos, 1975). A área de drenagem encontrada através dos limites topográficos da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho foi de 494,85 km<sup>2</sup> e o perímetro foi de 110,94 km; Os comprimentos do corpo d'água principal e o comprimento total dos corpos d'água foram de 67,69 km e 362,89 km, respectivamente.

#### 5.1.1 Forma da Bacia

##### 5.1.1.1 Coeficiente de Compacidade

O valor obtido para o coeficiente de compacidade foi de:

$$Kc = 0,28 * \frac{P}{\sqrt{A}} = 0,28 * \frac{110,94}{\sqrt{494,85}} = 1,40$$

O coeficiente de compacidade igual a um, refere-se a uma bacia circular. A tendência para maiores enchentes é tanto mais acentuada quanto mais próximo da unidade for o valor desse coeficiente (Villela & Mattos, 1975). Desta forma, um valor de Kc encontrado de 1,40 representa que a bacia hidrográfica do rio Taquarizinho, em condições normais de precipitação, é pouco susceptível a enchentes. Este fato pode ser observado pela verificação visual da bacia que apresenta uma forma alongada. Mesmo assim é importante que se utilize medidas de proteção, no que se refere à cobertura do solo e conservação da mata ciliar, para evitar problemas de erosão.

### 5.1.1.2 Índice de Conformação

O valor determinado para o índice de conformação foi de:

$$K_f = \frac{A}{L^2} = \frac{494,85}{67,69^2} = 0,11$$

A relação entre a largura média e o comprimento axial da bacia é diferente da unidade, constatando-se que a bacia é alongada, o que diminui a probabilidade de chuvas intensas atingirem simultaneamente toda sua extensão.

### 5.1.1.3 Índice de Circularidade

O índice de circularidade encontrado foi de:

$$IC = 12,57 \frac{A}{P^2} = 12,57 * \frac{494,85}{110,94} = 0,505$$

Pode-se verificar que a bacia hidrográfica do rio Taquarizinho não possui a sua forma acentuadamente circular, uma vez que seu índice de circularidade apresentou-se menor que 0,51, possuindo forma mais alongada, favorecendo desta maneira o processo de escoamento.

## 5.1.2 Densidade de Drenagem

A densidade de drenagem encontrada foi:

$$Dd = \frac{L_t}{A} = \frac{362,89}{494,85} = 0,73 \text{ km.km}^{-2}$$

Verifica-se que existe uma baixa razão entre o comprimento dos cursos d'água e a área da bacia. Villela & Mattos (1975) afirmam que este índice varia de 0,5 km.km<sup>-2</sup> para bacias com drenagem pobre, a 3,5 ou mais para bacias excepcionalmente bem drenadas. Além da forma geométrica da bacia não favorecer a ocorrência de enchentes, esta propensão é ainda minimizada pela sua baixa densidade de drenagem.

### 5.1.3 Densidade Hidrográfica

O número de canais de primeira ordem encontrado foi de 72, conseqüentemente o valor da densidade hidrográfica foi:

$$Dh = \frac{n}{A} = \frac{72}{494,85} = 0,15 \text{ canais.km}^{-2}$$

A densidade hidrográfica de 0,15 canais.km<sup>-2</sup> revela uma pequena capacidade dessa bacia em gerar novos cursos d'água.

### 5.1.4 Extensão média do Escoamento Superficial

A extensão média do escoamento resultou em:

$$l_{ext} = \frac{1}{4Dd} = \frac{1}{4 * 0,7333} = 0,34 \text{ km}$$

A distância de 0,34 km é a distância média que a água da chuva teria que escoar sobre os terrenos de uma bacia, caso o escoamento se desse em linha reta, desde o ponto onde a chuva caiu até o ponto mais próximo no leito de um curso de água qualquer da bacia hidrográfica.

### 5.1.5 Determinação da sinuosidade do rio principal

O comprimento do curso de água principal foi de 67,69 m e o comprimento do talvegue observado foi de 46,15 m.

$$Sin = \frac{L_{principal}}{L_t} = \frac{67,69}{46,15} = 1,47$$

A sinuosidade do curso d'água principal é um controlador da velocidade do escoamento. A sinuosidade igual a 1,47 constata que o comprimento do rio principal é 71% superior ao comprimento do talvegue. Pode-se afirmar que este fato favorece a redução da velocidade de escoamento no curso d'água, minimizando o problema de enchentes a jusante.

### 5.1.6 Ordem dos cursos d'água

A ordem dos rios é uma classificação que reflete o grau de ramificação ou bifurcação dentro da bacia (Villela & Mattos, 1975). Após análise do grau de ramificação dentro da bacia, concluiu-se que a bacia hidrográfica do rio Taquarizinho é de ordem 4, representando média ramificação.

## 5.2 Pluviosidade

No período de 2006 a 2009, a precipitação média anual na bacia do rio Taquarizinho foi de 1371 mm (Quadro 5.1). O ano de 2009 foi o de maior pluviosidade, com o total de chuvas de 1979 mm, enquanto o ano de menor pluviosidade foi 2007 com 1153 mm. Em relação às medias mensais, os meses de dezembro, janeiro e fevereiro apresentaram a maior pluviosidade média, respectivamente 211, 277 e 233 mm de chuva. Entretanto, observa-se que os meses de junho, julho e agosto foram os de menor pluviosidade média mensal, respectivamente, 6,7; 26,1 e 20,0 mm de chuva.

**Quadro 5.1: Valores mensais, anuais e médios de precipitação pluvial (mm) no rio Taquarizinho, período de 2006 a 2009, com suas medidas estatísticas de dispersão**

| Ano   | jan.  | fev.  | mar.  | abr. | maio | jun.  | jul.  | ago.  | set. | out.  | nov.  | dez.  | Total  |
|-------|-------|-------|-------|------|------|-------|-------|-------|------|-------|-------|-------|--------|
| 2006  | *     | *     | *     | *    | 81,3 | 3,8   | 0,0   | 21,0  | 89,8 | 99,0  | 168,5 | 155,5 | -      |
| 2007  | 436,3 | 269,8 | 71,0  | 27,5 | 75,5 | 0,5   | 43,3  | 0,5   | 0,8  | 1,0   | 211,3 | 15,8  | 1153,0 |
| 2008  | 232,0 | 216,5 | 110,8 | 89,8 | 59,3 | 4,3   | 0,0   | 5,8   | 18,5 | 192,5 | 125,8 | 258,5 | 1313,5 |
| 2009  | 161,5 | 213,5 | 210,3 | 61,5 | 29,3 | 18,3  | 61,3  | 52,8  | 63,8 | 222,8 | 188,8 | 415,3 | 1698,8 |
| Média | 276,6 | 233,3 | 130,7 | 59,6 | 61,3 | 6,7   | 26,1  | 20,0  | 43,2 | 128,8 | 173,6 | 211,3 | 1371,0 |
| DP    | 142,7 | 31,6  | 71,7  | 31,2 | 23,3 | 7,9   | 31,0  | 23,5  | 40,8 | 100,2 | 36,3  | 168,5 |        |
| CV(%) | 51,6  | 13,6  | 54,9  | 52,3 | 38,0 | 117,9 | 118,8 | 117,5 | 94,5 | 77,8  | 20,9  | 79,8  |        |
| Máx   | 436,3 | 269,8 | 210,3 | 61,5 | 81,3 | 18,3  | 61,3  | 52,8  | 89,8 | 222,8 | 211,3 | 415,3 | 436,3  |
| Mín   | 232,0 | 216,5 | 110,8 | 27,5 | 29,3 | 4,3   | 0,0   | 5,8   | 18,5 | 1,0   | 125,8 | 15,8  | 0,0    |

DP: desvio-padrão. CV: coeficiente de variação. Máx: valor máximo da série. Mín: valor mínimo da série. \* Dados de chuva não disponíveis. - Série incompleta.

### 5.2.1 Erosividade das chuvas

A erosividade média mensal das chuvas da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho variou de 7 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> no mês de junho, a 2153 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> no mês de janeiro (Quadro 5.2). O mês em que ocorreu a maior erosividade das chuvas foi

janeiro de 2007 com 4590 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>. Este valor foi excepcional, resultado de um total de 436 mm de chuva. Esses valores extremos ocasionam grandes prejuízos nas lavouras pela ocorrência de processos de erosão hídrica. Com exceção do mês de julho de 2008, nenhum mês da série apresentou zero de chuva (Quadro 5.1), apesar de vários meses apresentarem erosividade nula (Quadro 5.2). Isso se deve pelo fato de que nos meses de erosividade zero, as chuvas que ocorreram não foram erosivas.

A erosividade média anual das chuvas no período estudado foi de 10440MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>, representando o fator “R” da USLE para uso local. Dessa forma amplia-se a possibilidade de utilização da Equação Universal de Perdas de Solo no planejamento conservacionista da atividade agrícola. Entretanto, a erosividade média mensal é uma das mais altas do país. Excedeu valores obtidos em Lavras, MG, 5403MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> (Evangelista *et al.*, 2006); Seropédica, RJ, 5960 MJ.mm/ha.h (Carvalho *et al.*, 2010); Piraju, SP, 7074 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> (Roque *et al.*, 2001); Presidente Prudente, SP, 7161 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> (Tommaselli *et al.*, 1999); Quaraí, RS, 9292 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> (Peñalva Bazzano *et al.*, 2007) e São Borja, RS, 9751 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> (Cassol *et al.*, 2008).

A erosividade anual das chuvas foi bastante variável, com valores entre 8159 e 14418 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>, em 2008 e 2009, respectivamente.

**Quadro 5.2: Valores mensais, anuais e médios do índice de erosividade EI30 (MJ.mm/ha.h) na bacia hidrográfica do rio Taquarizinho no período de 2006 a 2009, e suas medidas estatísticas de dispersão**

| Ano   | jan.   | fev.   | mar.   | abr.  | maio  | jun.  | jul.   | ago.  | set.  | out.   | nov.   | dez.   | Total   |
|-------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|--------|--------|--------|---------|
| 2006  | *      | *      | *      | *     | 313,5 | 0,0   | 0,0    | 17,1  | 271,1 | 257,2  | 1021,4 | 965,0  | -       |
| 2007  | 4589,6 | 2135,0 | 875,6  | 60,8  | 266,1 | 0,0   | 461,4  | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 2585,9 | 1,8    | 10976,2 |
| 2008  | 933,9  | 1351,5 | 329,6  | 313,9 | 207,2 | 0,0   | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 1402,7 | 983,8  | 2636,7 | 8159,3  |
| 2009  | 936,4  | 1950,1 | 2128,1 | 477,1 | 127,9 | 27,9  | 1035,4 | 129,0 | 219,1 | 1781,0 | 1679,2 | 3926,7 | 14417,9 |
| Média | 2153,3 | 1812,2 | 1111,1 | 283,9 | 228,7 | 7,0   | 374,2  | 36,5  | 122,6 | 860,2  | 1567,6 | 1882,6 | 10439,8 |
| DP    | 2109,9 | 409,5  | 922,1  | 209,8 | 80,0  | 14,0  | 491,5  | 62,2  | 143,1 | 865,2  | 750,2  | 1744,2 |         |
| CV(%) | 98,0   | 22,6   | 83,0   | 73,9  | 35,0  | 200,0 | 131,4  | 170,2 | 116,8 | 100,6  | 47,9   | 92,6   |         |
| Máx   | 4589,6 | 2135,0 | 2128,1 | 477,1 | 313,5 | 27,9  | 1035,4 | 129,0 | 271,1 | 1781,0 | 2585,9 | 3926,7 | 4589,6  |
| Mín   | 933,9  | 1351,5 | 329,6  | 60,8  | 127,9 | 0,0   | 0,0    | 0,0   | 0,0   | 0,0    | 983,8  | 1,8    | 0,0     |

DP: desvio-padrão. CV: coeficiente de variação. Máx: valor máximo da série. Mín: valor mínimo da série. \* Dados de chuva não disponíveis. – Série incompleta

## 5.2.2 Coeficiente de chuva

O coeficiente de determinação ( $R^2$ ) de 0,97 apresentado pela regressão potencial, indica que 97 % da variação dos valores observados foram explicados pelos valores

calculados, consequentemente, 90% da variação dos valores observados foram explicados pela regressão linear e 81% foram explicados pela equação de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) (Figura 5.1).

Diversos autores obtiveram relações potenciais altamente significativas entre o índice  $EI_{30}$  e o coeficiente de chuva (Rc). Carvalho *et al.* (1991) obtiveram  $R^2 = 0,99$ , para Mococa, SP; Cassol *et al.* (2008), obtiveram  $R^2 = 0,84$ ; Roque *et al.* (2001), obtiveram  $r = 0,96$ .

Os três modelos apresentaram um bom índice para coeficiente de Nash-Sutcliffe, sendo que a regressão potencial obteve a melhor eficiência (Tabela 5.1).

**Tabela 5.1: Parâmetros estatísticos estimados para a regressão linear, potencial e de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992).**

|     | Linear       | Potencial   | Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) |
|-----|--------------|-------------|------------------------------------|
| COE | 0,8972       | 0,9627      | 0,8045                             |
| CMR | -0,014209069 | -0,01325519 | 0,295594318                        |
| CA  | 1,133510194  | 1,071977103 | 1,204816089                        |
| EF  | 0,00000014   | 0,00000014  | 0,00000013                         |

Onde: COE é o coeficiente de Nash-Sutcliffe, CMR é o coeficiente de massa residual, CA é o coeficiente de ajuste e EF é a eficiência.

O coeficiente de massa residual (CMR) positivo para o modelo de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) indicou que este modelo tende a subestimar o índice de erosividade  $EI_{30}$ , enquanto os valores de CMR negativos para as regressões linear e potencial, indicaram que para estes modelos a erosividade é superestimada. Este índice estatístico também confirma o melhor ajuste da regressão potencial, com desvios mais próximos de zero. O índice de eficiência (EF) apresentou-se aproximadamente igual as três equações, admitindo que não houve diferença entre elas. O coeficiente de ajuste (CA) foi também melhor para a regressão potencial, ratificando esta equação como a mais adequada para estimar o índice de erosividade  $EI_{30}$  na área de estudo.

Observa-se no Quadro 5.3, que o valor do fator R da USLE estimado pelas equações linear e potencial de 10.588 e 10.578 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>, respectivamente, são muito próximas dos valores observados calculados pelo índice  $EI_{30}$  (10440 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>). Isso permite afirmar que o valor médio anual da erosividade das

chuvas (fator R da USLE), pode ser estimado por qualquer uma das equações obtidas por regressão, mesmo que a regressão potencial seja mais adequada. O valor de R obtido pela equação de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) ( $7354 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ) para a região de estudo foi aproximadamente 30 % menor que os valores medidos observados pelo índice  $\text{EI}_{30}$ .

**Quadro 5.3: Relação linear , potencial e de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) da quantidade de precipitação pluvial (mm) com a erosividade das chuvas na área de estudo, no período de 2006 e 2010.**

| Mês   | Chuva média<br>mensal<br>(mm) | Rc (mm) | $\text{EI}_{30}$ obs. | Linear<br>(MJ.mm/ha.h) | Potencial | Lombardi Neto e<br>Moldenhauer (1992) |
|-------|-------------------------------|---------|-----------------------|------------------------|-----------|---------------------------------------|
| jan.  | 276,6                         | 55,80   | 2.153,3               | 2.534,9                | 2.306,9   | 2.023,2                               |
| fev   | 233,3                         | 39,68   | 1.812,2               | 1.879,4                | 1.898,1   | 1.519,0                               |
| mar.  | 130,7                         | 12,45   | 1.111,1               | 771,7                  | 977,7     | 573,2                                 |
| abr.  | 59,6                          | 2,59    | 283,9                 | 370,5                  | 397,9     | 153,0                                 |
| maio  | 61,3                          | 2,74    | 228,7                 | 376,7                  | 411,2     | 160,5                                 |
| jun.  | 6,7                           | 0,03    | 7,0                   | 266,4                  | 32,5      | 3,9                                   |
| jul.  | 26,1                          | 0,50    | 374,2                 | 285,4                  | 154,8     | 38,2                                  |
| ago.  | 20,0                          | 0,29    | 36,5                  | 277,0                  | 114,0     | 24,4                                  |
| set.  | 43,2                          | 1,36    | 122,6                 | 320,5                  | 275,3     | 89,0                                  |
| out.  | 128,8                         | 12,10   | 860,2                 | 757,5                  | 961,9     | 559,6                                 |
| nov.  | 173,6                         | 21,97   | 1.567,6               | 1.158,9                | 1.353,2   | 924,0                                 |
| dez.  | 211,3                         | 32,55   | 1.882,6               | 1.589,3                | 1.694,6   | 1.285,9                               |
| Total | 1.371,0                       | 182,07  | 10.439,8              | 10.588,1               | 10.578,2  | 7.353,9                               |

Devido a ausência de dados pluviográficos, Galdino *et al.* (2004) obtiveram  $7348 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$  para o fator R na bacia do rio Taquarizinho com mais de 20 anos de registros anuais completos de estações pluviométricas utilizando a equação de Lombardi Neto (1977), desenvolvida para Campinas, SP. O valor encontrado foi semelhante ao deste estudo pela equação de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) ( $7354 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ) entre os anos de 2006 e 2009, podendo-se perceber que a série de quatro anos observados demonstrou-se compatível com a série histórica estudada por Galdino *et al.* (2004).

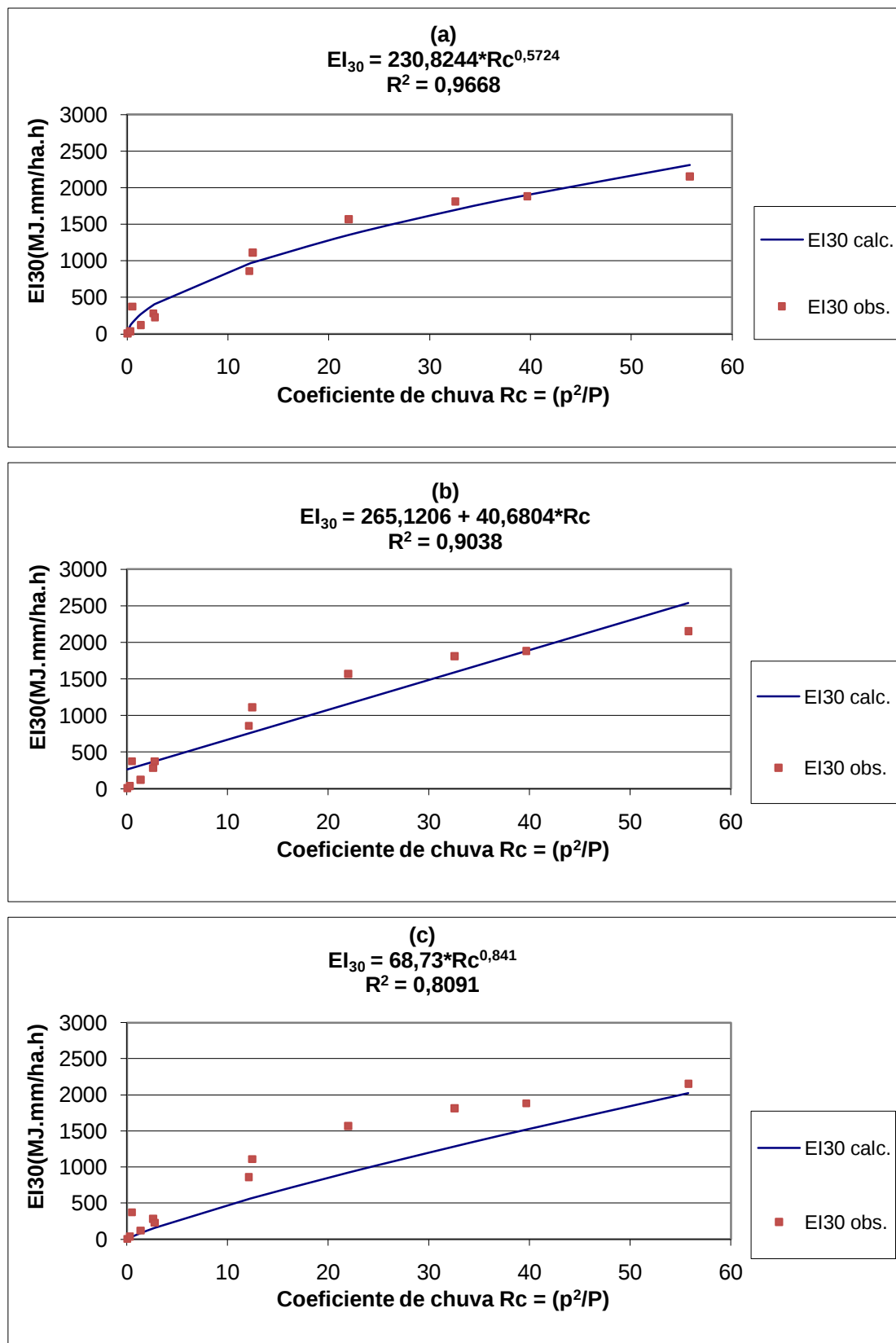
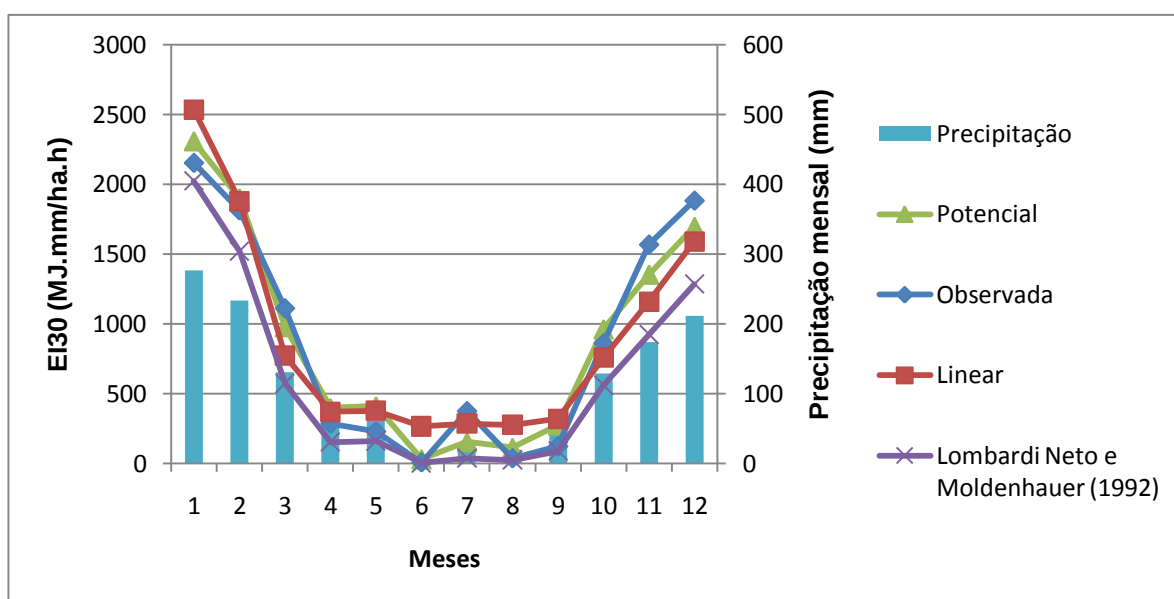


Figura 5.1: Curva de correlação potencial (a), linear (b) e de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) (c), entre o índice de erosividade EI30 médio mensal e o coeficiente de chuva (Rc) para a bacia hidrográfica do rio Taquarizinho entre 2006 e 2009.

Quanto à distribuição mensal dos valores de erosividade (Figura 5.2), de um modo geral, os valores estimados pelas regressões linear e potencial superestimaram os valores abaixo de 500 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> e valores superiores a 2000 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>, enquanto a regressão potencial apresentou melhor ajuste para valores intermediários. A equação de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992) apresentou o melhor ajuste para os valores abaixo de 300 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup> e valores superiores a 2000 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>. Sugere-se que a distribuição mensal da erosividade das chuvas seja estimada pelo uso da relação potencial, considerando que os coeficientes estatísticos apresentaram melhores respostas. A utilização da equação potencial dá consistência à relação obtida, uma vez que, se em determinado mês ocorrer zero de precipitação pluvial, a erosividade determinada será zero, fato que não se observará com a utilização da regressão linear, apresentando erosividade mínima de 265 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>.



**Figura 5.2:** Distribuição mensal da precipitação pluvial e erosividade observada e calculada pelas regressões linear, potencial e de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992).

### 5.3 Erosão hídrica

A perda de solo total da bacia em estudo obtida com valores R observados foi de 1760,64 ton.ha<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>, resultando em 87143085 toneladas por ano. Pela classificação

de Riquier (1982) foi considerada muito forte para valores acima de  $200 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ . Este valor também representa uma perda de 0,066 mm de solo por ano de toda a bacia.

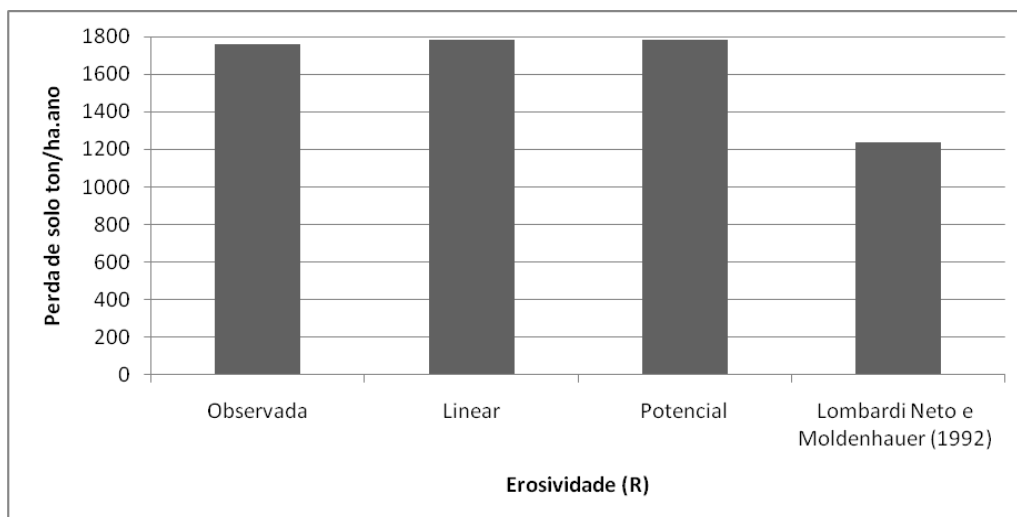
Os valores excessivos de produção de sedimentos estão relacionados aos tipos de solo encontrado na região, como as Areias Quartzosas, os Solos Litólicos e os Podzólicos Vermelhos-Amarelos, que são os solos de alta erodibilidade (K), associados ao alto fator topográfico (LS), além da alta erosividade.

Bacchi (2007), utilizando o fator  $R = 7.030 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$  (Brasil, 1997a) determinados pela regressão de Campinas, chegou em valores de produção de sedimentos na bacia hidrográfica na ordem de  $1.186 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ , valores 33,5 % menores que valores encontrados com a erosividade observada entre 2006 e 2009.

Galdino *et al.* (2004) utilizando  $R = 7.348 \text{ MJ.mm/ha.h.ano}$ , determinados pela regressão de Campinas (Lombardi Neto, 1977), encontraram perdas de solo por erosão hídrica de  $638,7 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$  para a bacia do Taquarizinho; valores 63 % inferiores aos valores encontrados neste estudo. Esta grande diferença não se deve exclusivamente ao fator erosividade, mas também à escala maior utilizada, principalmente referente ao fator LS, que foi o fator que mais contribuiu para a produção de sedimentos em seu estudo.

A diferença entre outros fatores da USLE (K, LS, C e P) é confirmada pela produção de sedimentos igual a  $1240,21 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$  (Figura 5.3) encontrada no presente trabalho com valor de  $R = 7.354 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}.\text{ano}^{-1}$  pela regressão de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) (Quadro 5.3) e a produção de sedimentos encontrada por Galdino *et al.* (2004) ( $638,7 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ ); mesmo que o fator R utilizado entre os dois sejam muito próximos. Entretanto, a produção de sedimentos encontrada por Galdino *et al.* (2004) foi 48 % menor.

A perda de solo por erosão hídrica determinada com fator R obtido pelas regressões linear e potencial (Figura 5.3), encontraram-se muito próximos dos valores de perda de solo para R observado ( $1.785,66$ ;  $1.783,98$  e  $1.760,64 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ , respectivamente), revalidando que as regressões potencial e linear podem ser utilizadas para a estimativa do fator erosividade das chuvas (R) na área de estudo e regiões com características semelhantes.



**Figura 5.3: Perda de solo na bacia hidrográfica do rio Taquarizinho em função da erosividade observada e obtida pela regressão linear, potencial e de Lombardi Neto e Moldenhauer (1992).**

## 6 CONCLUSÕES

Após o estudo realizado, pode concluir que:

- Mediante a observação dos valores encontrados do coeficiente de compacidade, índice de conformação e do índice de circularidade, pode-se inferir que a área da bacia em questão distancia-se da área de um círculo, e, conseqüentemente, apresenta um alto nível de escoamento e uma baixa propensão à ocorrência de cheias.

- A bacia hidrográfica é de quarta ordem apontando que o sistema de drenagem da bacia apresenta média ramificação.

- O valor da sinuosidade do rio principal da bacia hidrográfica indica que o comprimento do rio principal é 47 % superior ao comprimento do talvegue, favorecendo a redução da velocidade de escoamento no curso d'água, minimizando o problema de enchentes a jusante.

- Pequena é a capacidade em gerar novos cursos de água decorrente de sua baixa densidade hidrográfica.

- O valor médio do fator R da Equação Universal de Perdas de Solo foi de 10440 MJ.mm.ha<sup>-1</sup>.h<sup>-1</sup>.ano<sup>-1</sup>, caracterizando elevado potencial erosivo das chuvas da bacia hidrográfica do rio Taquarizinho.

- O período de outubro a março foi o mais crítico em relação ao potencial erosivo das chuvas, concentrando 89,9 % da erosividade anual.

- O fator R da USLE para regiões com características climáticas semelhantes, pode ser estimado com dados pluviométricos, usando a equação potencial ajustada.

- A equação de Lombardi Neto & Moldenhauer (1992), apesar de mostrar bons coeficientes estatísticos para a erosividade, apresentou fator R da USLE cerca de 30 % menor que o observado, ocasionando também, uma estimativa 30% menor na perda de solo anual na bacia, não sendo recomendado seu uso na área em questão.

- A perda de solo anual da bacia foi de 1761 ton.ha<sup>-1</sup>, assinalando grau muito forte de erosão hídrica. Representando uma perda de 0,066 mm de solo por ano de toda a bacia.

## 7 REFERÊNCIAS

ADINARAYANA, J.; RAO, K. G.; KRISHNA, N. R.; VENKATACHALAM, P.; SURI, J. K. **A rule-based soil erosion model for a hilly catchment**. Catena, v.37, p309-318. 1999.

BACCHI, C. G. V. **Análise de modelos matemáticos na estimativa da produção de sedimentos em bacias com o auxílio de um SIG**. Campo Grande, 2007. 93p. Dissertação (Mestrado em Saneamento Ambiental e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Mato Grosso do Sul.

BRASIL. ANA/GEF/PNUMA/OEA. **Implementação de Práticas de Gerenciamento Integrado de Bacia hidrográfica para o Pantanal e Bacia do Alto Taquari**: Programa de Ações Estratégicas para o Gerenciamento Integrado do Pantanal e bacia do Alto Paraguai: Relatório Final. ANA, 2004. 315p.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. **Conservação do solo**. São Paulo: Ícone, 1990. 355p.

BERTONI, J. C.; TUCCI, C. E. M. **Precipitação**. In Tucci, C. E. M. (Org.) Hidrologia: ciência e aplicação. 3ª ed. Porto Alegre: UFRGS; ABRH, 2001. 943p.

BEVEN, K. **Changing ideas in hydrology – the case of physically based models**. Journal of Hydrology, v. 105, n1/2, p. 157-172, 1989.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE, DOS RECURSOS HÍDRICOS E DA AMAZÔNIA LEGAL. **Plano de Conservação da Bacia do Alto Paraguai – PCBAP**. Brasília: PNMA, 1997a. v. 1. 73p.

BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. **Lei No 9433, de 08/01/1997**. Brasília-DF. 1997b.

CARVALHO, D. F., MACHADO, R. L.; EVANGELISTA, A. W. P.; KHOURY JÚNIOR, J. K. K.; DA SILVA, L. D. B. Distribuição, probabilidade de ocorrência e período de retorno dos índices de erosividade  $EI_{30}$  e  $KE > 25$  em Seropédica – RJ. Engenharia Agrícola, Jaboticabal, v.30, n.2, p. 244-252, 2010.

CARVALHO, M. P.; LOMBARDI NETO, F.; VASQUES FILHO, J.; CATANEO, A. **Correlação entre o índice de erosividade  $EI_{30}$  médio mensal e o coeficiente de chuva do município de Mocooca-SP**. Científica – R. Agron., v. 19, p. 1-7, 1991.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia Prática**. 2ª. Ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2008.

CASSOL, E. A.; ELTZ, F. L. F.; MARTINS, D.; LEMOS, A. M.; LIMA, V. S.; BUENO, A. C. **Erosividade, padrões hidrológicos, período de retorno e probabilidade de ocorrência das chuvas em São Borja, RS**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 32, p. 1239-1251, 2008.

COLODRO, G.; CARVALHO, M. P.; ROQUE, C. G.; PRADO, R. M. **Erosividade de chuva: distribuição e correlação com a precipitação pluviométrica de Teodoro Sampaio (SP)**. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 26, p. 809-818, 2002.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. Ed. Edgard Blucher Ltda e EDUSP. 1974

DA SILVA, A. M. **Rainfall erosivity map for Brazil**. Catena, v. 57, p. 251-259, 2004.

EVANGELISTA, A. W. P.; CARVALHO, L. G.; DANTAS, A. A. A.; BERNARDINO, D. T. **Potencial erosivo das chuvas em Lavras-MG: distribuição, probabilidade de ocorrência e período de retorno**. Irriga, Botucatu, v.11, n.1, 2006.

FOSTER, G. R.; MCCOOL, D. K.; RENARD, K. G.; MOLDENHAUER, W. C. **Conversion of the universal soil loss equation to SI units**. Journal of Soil and Water Conservation, Baltimore, v. 36, p. 355-359, 1981.

FOURNIER, F. **The effect of climatic factors on soil erosion estimates of solids transported in suspension in runoff**. [S.I.]: Association Hidrologic Int. Public, v.38, p 6, 1956.

GALDINO, S. L. M. V.; PADOVANI, C. R.; SORIANO, B. M. A. Erosão potencial laminar hídrica na Bacia do Alto Taquari. Revista Brasileira de Recursos Hídricos, v. 9, n. 2, p.125-133, 2004.

GEORGE, G. **Impact of the climate change on Europeans Lakes**. Springer, 2009.

GRAYSON, R. B.; MOORE, I. D.; MCMAHON, T. A. **Physically-based hydrologic modeling II. Is the concept realist?** Water Resources Research, v. 26, n. 10, p. 2659-2666, 1992.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. **Geological Society of America Bulletin**. Colorado, v. 56, n. 3. p 275-370. 1945.

IBGE. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br>>. Acesso em 17 agosto de 2010.

JURGENS, C.; FANDER, M. Soil erosion assessment by means of LANDSAT-TM and ancillary digital data in relation to water quality. Soil Technology. v. 6, n. 3, p 215-223, 1993.

KINNELL, P. I. A. **Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review**. Journal of Hydrology, v. 385, n 1-4, p 384-397, 2010.

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W. C. **Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em Campinas, SP**. Bragantia, v. 51, p. 189-196, 1992.

LOMBARDI NETO, F. **Rainfall erosivity – Its distribution and relationship with soil loss at Campinas, Brazil**. West Lafayette: Purdue University, 53p, (M. Sc. Thesis), 1977.

MÜLLER, V.C. **A quantitative geomorphology study of drainage basin characteristic in the Clinch Mountain Area.** New York: Virginia and Tennessee. Dept. of Geology. n. 3, p. 30, 1953.

OLIVEIRA, H. A. R. **Qualidade de drenagem pluvial rural: rio Taquarizinho – MS.** Campo Grande, 2007. 187p. Dissertação (Mestrado em Tecnologias Ambientais) UFMS.

PARANHOS FILHO, A. C. **Análise geo-ambiental multitemporal: o estudo de caso da região de Coxim e da bacia do Taquarizinho (MS – Brasil).** Curitiba, 2000. 213 p. Tese (Doutorado em Geologia) – UFPR.

PENALVA BAZZANO, M. G.; ELTZ, F. L. F.; CASSOL, E. A. Erosividade, coeficiente de chuva, padrões e período de retorno das chuvas de Quaraí, RS. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 31 p 1205-1217, 2007.

QUEIROZ, A.T.; BARBOSA, G.R.; ZANZARINI, R.M.; ALBINO, K.A.; MENDES, P.C. **Caracterização da distribuição pluviométrica do Rio Tijuco.** In: XIII Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Viçosa, 2009.

RIQUIER, J. **Evaluation globale de la dégradation des soils.** Nature et. Ressources, Unesco, v. 18, n.2. Paris, France, 1982.

ROQUE, C. G.; CARVALHO, M. P.; PRADO, R. M. **Fator erosividade da chuva de Piraju (SP):** distribuição, probabilidade de ocorrência, período de retorno e correlação com o coeficiente de chuva *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 25, p. 147-156, 2001.

ROSS, J. L. S. **Análise empírica da fragilidade dos ambientes naturais e antropizados.** *Revista do Departamento de Geografia (USP)*, São Paulo, v. 8, pp, 1994.

RUFINO, R.; BISCAIA, R. C. M; MERTEN, G. H. **Avaliação do potencial erosivo da chuva do estado do Paraná, através de pluviometria:** terceira aproximação. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, v. 17, p. 439-444, 1993.

SANTANA, D. P. Manejo Integrado de Bacias Hidrográficas. Embrapa Milho e Sorgo. Documentos 30. ISSN 1518-4277, Sete Lagoas – MG, 2003.

SCHUMM, S.A. **Evolution of drainage systems and slopes in badlands of Perth Amboy.** *Geological Society of America Bulletin*, n. 67, p. 597-646, 1956.

SILVA, R. C. V.; WILSON JÚNIOR, G. W. *Hidráulica Fluvial.* Rio de Janeiro: COPPE/UFRJ, 2005.

SILVEIRA, A.L.L. Ciclo hidrológico e bacia hidrográfica. In: TUCCI, C.E.M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação.** São Paulo: EDUSP, 2001. p 35-51.

SIQUEIRA, H. R.; ALVES, G. F.; GUIMARÃES, E. C. **Comportamento da precipitação pluviométrica mensal do Estado de Minas Gerais: análise espacial e temporal.** Revista Eletrônica Horizonte Científico, v. 1., n. 7, 2007.

STRAHLER, A. N. **Quantitative analysis of watershed geomorphology.** Transactions of American Geophysical Union. New Haven, v. 38. p 913-920. 1957.

SCHERTZ, D. L. **The basis for soil loss tolerance.** Journal of Soil and Water Conservation, v. 38, n. 1, p. 10-14, 1983.

SORIANO, B. M. A.; GALDINO, S.; CLARKE, R. T. Evolução da erosividade das chuvas na Bacia do Alto Taquari. Corumbá: Embrapa Pantanal, (Boletim de Pesquisa, 25, 18p), 2001.

STOCKING, M. **Modelagem de perdas de solo:** sugestões para aproximação brasileira. Projeto PNUD/FAO BRA/ 82011. Relatório da missão. Brasília, Ministério da Agricultura, SNPA-SRN, 1985.

TOMMASELLI, J. T. G.; FREIRE O.; CARVALHO, W. A. Erosividade da chuva da região oeste do estado de São Paulo. Revista Brasileira de Agrometeorologia, n. 7 , 269-276, 1999.

TORRES, T. G. **Geotecnologias na geração do divisor de bacias hidrográficas: um instrumento para a Política de Recursos Hídricos.** Campo Grande, 2007. 78p. Dissertação (Mestrado em Saneamento Ambiental e Recursos Hídricos) – Universidade Federal de Mato Grosso do Sul.

TUCCI, C. E. M. (org). **Hidrologia:** ciência e aplicação. 3ª ed. Porto Alegre: UFRGS; ABRH, 2001. 943p.

VILLELA, S.; MATTOS, A. **Hidrologia Aplicada.** São Paulo, McGraw-hill do Brasil. 254p 1975.

WISCHMEIER, W. H. **A rainfall erosion index for a universal-loss equation.** Soil Science Society of America, v.23, p 246-249, 1959.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D.D. Predicting rainfall erosion losses. Agricultural Handbook, n.537, Soil Conservation Service. Department of Agriculture, US, 1978.