



Programa de Pós-Graduação em Engenharia
de Recursos Naturais da Amazônia

MODELAGEM NUMÉRICA- EXPERIMENTAL DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DE PEQUENAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DA AMAZÔNIA

Ana Julia Soares da Silva Barbosa

Tese de Doutorado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Engenharia de Recursos Naturais da Amazônia, PRODERNA/ITEC, da Universidade Federal do Pará, como parte dos requisitos necessários para obtenção do Título de Doutor em Engenharia de Recursos Naturais.

ORIENTADOR: Prof. Dr. Claudio José Cavalcante Blanco



UNIVERSIDADE
FEDERAL DO PARÁ



“MODELAGEM NUMÉRICA-EXPERIMENTAL DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DE PEQUENAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DA AMAZÔNIA”

Ana Julia Soares da Silva Barbosa

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA DE RECURSOS NATURAIS DA AMAZÔNIA - PRODERNA/ITEC/UFPA COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA OBTENÇÃO DO GRAU DE DOUTOR EM ENGENHARIA DE RECURSOS NATURAIS.

Prof. Dr. Claudio José Cavalcante Blanco
(Orientador – PRODERNA/UFPA)

Prof. Dr. João Nazareno Nonato Quaresma
(Membro Interno – PRODERNA/UFPA)

Prof. Dr. Francisco Carlos Lira Pessoa
(Membro Externo ao Programa – UFPA)

Prof. Dr. Lindemberg Lima Fernandes
(Membro Externo ao Programa – UFPA)

Prof. Dr. José Francisco de Oliveira Junior
(Membro Externo à Instituição - UFPA)

Belém, PA - Brasil
Abril de 2021

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
de acordo com ISBD Sistema de Bibliotecas da
Universidade Federal do Pará.**

S586m Barbosa, Ana Julia Soares da Silva.

Modelagem numérica-experimental da produção de
sedimentos de pequenas bacias hidrográficas da Amazônia /
Ana Julia Soares da Silva Barbosa. — 2021.
xii, 74 f. : il. color.

Orientador(a): Prof. Dr. Claudio José Cavalcante Blanco
Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará,
Instituto de Tecnologia, Programa de Pós-Graduação em
Engenharia de Recursos Naturais na Amazônia, Belém,
2021.

1. Erosão. 2. filtro digital. 3. atores regionais da
USLE e MUSLE. 4. Mudança do uso e ocupação do
solo. I. Título.

CDD

Dedico aos meus irmãos, Evilázio, Dada, Carlos, Vilma, Eudimar, Julia, Sindeval, por todo carinho, apoio e orações. Ao meu esposo José Alex, meu amor para vida inteira.

AGRADECIMENTOS

A Deus, toda honra e toda glória sejam dadas para sempre. O rei Jesus está voltando. Aleluia.

Aos meus pais, Lucivaldo e Maria, *in memoriam*. Minha eterna gratidão.

Aos meus irmãos, nossa não tenho palavras. Sempre acreditaram em mim. Meu muito obrigada.

Ao meu amado esposo José Alex. Apoiando-me sempre. Que as promessas de Deus sejam cumpridas em nossas vidas. Amém.

Ao meu orientador Prof. Claudio José Cavalcante Blanco. Obrigada por nunca desistir de mim.

Ao Hotel Fazenda Cachoeira, por permitir a instalação dos equipamentos da pesquisa.

Às amigas, Bruna Cariello, Liliane, Adayana. Só nós sabemos tudo o que passamos para obtermos dados de pesquisa na Amazônia. Ao seu Joel, pai do meu amigo-irmão Gilberto. Passou 3 dias instalando os equipamentos, sempre sorrindo.

Ao meu grande amigo, de longa data, David Lopes, sempre atencioso, me ajudou em vários momentos. Sou feliz por tê-lo como amigo.

Ao meu amigo Josué. Obrigada pelas valiosas ideias e contribuições.

Ao meu grande amigo Igor Gomide. Você é uma daquelas pessoas raras, especialmente maravilhoso. Lembro-me de você falando: “Julia você já sabe desviar das vacas, colocando o carro em duas rodas, rrsr”. Nunca vou esquecer. Muito obrigada.

À minha amiga Patrícia Holanda, que trouxe palavras de conforto e conseguiu diminuir minha tristeza, me estendeu a mão, me reergueu. Obrigada pelas valiosas contribuições ao trabalho. Minha eterna gratidão.

À Fundação Amazônia de Amparo a Estudos e Pesquisa, pelo financiamento de parte da pesquisa.

Ao Programa de Pós-graduação em Engenharia de Recursos Naturais – PRODERNA. Um programa de construção da pesquisa com excelência, no Norte do Brasil.

Resumo da Tese apresentada ao PRODERNA/UFGA como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Doutor em Engenharia de Recursos Naturais (D.Eng.)

MODELAGEM NUMÉRICA EXPERIMENTAL-EXPERIMENTAL DA PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS DE PEQUENAS BACIAS HIDROGRÁFICAS DA AMAZÔNIA

A erosão é um processo de impacto direto em ambientes urbanos e rurais. O entendimento desse processo requer o uso de modelos e técnicas de geoprocessamento e de campo, para estimativa aproximada da realizada, já que se trata de um fenômeno com muitas variáveis a serem levadas em consideração. Para o presente estudo utilizou-se de dois modelos para geração de dados em uma pequena bacia hidrográfica amazônica. A USLE (universal soil loss equation) e também a versão modificada MUSLE. Para os dois modelos foram determinados os fatores comuns (K, LS, C e P). Para a USLE a calibração ocorreu para a erosividade da chuva, que é o fator diferencial desse modelo. Após aplicação da USLE com fator R calibrado, o modelo foi aplicado à área de estudo com obtenção de perda de solo média de $1,99 \text{ ton. ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$, para um período de 21 anos. Para a MUSLE, as variáveis diferenciais são as hidrológicas (Q e q_p) foram determinadas através da análise dos hidrogramas observados com auxílio de um filtro digital. Dois métodos de calibração e validação foram feitos para a MUSLE. O método 1 calibrou os fatores a e b, com dados da produção de sedimentos medidos de 62 eventos de cheia dos anos de 2012 a 2014. Os valores encontrados para os fatores a e b foram iguais a 19,90 e 0,60, respectivamente. A MUSLE foi validada com dados da produção de sedimentos medidos de 62 eventos de cheias dos anos de 2014 e 2015. A equação da MUSLE validada representou de forma satisfatória, em mais de 70%, os dados de perda de solo observados na bacia hidrográfica do igarapé da Prata. O método 2 calibrou apenas o valor de a, por meio do uso da curva de descarga de sólidos com regressão potencial para os anos de 2012 e 2013, as quais apresentaram R^2 de 0,70 e de 0,68, respectivamente. O valor de a obtido foi de 17,25, e foi aplicado para a MUSLE, conservado o valor de b em 0,56, valor original do modelo. A validação para esse último método mostrou-se adequada, com R^2 de 0,69. Esses resultados validam os modelos empíricos para região com atividades experimentais, o que corrobora para a produção de informações de sedimentos na região amazônica, como forma de amadurecimento e busca de novas pesquisas, para a compreensão dos impactos advindos do transporte de solo entre áreas e no ambiente hídrico.

Palavras-chave: Erosão; filtro digital; fatores regionais da USLE e MUSLE; mudança do uso e ocupação do solo.

Abstract of Thesis presented to PRODERNA/UFPA as a partial fulfillment of the requirements for the degree of Doctor of Natural Resources Engineering (D.Eng.)

EXPERIMENTAL-NUMERICAL MODELING OF THE PRODUCTION OF SEDIMENTS OF SMALL HYDROGRAPHIC BASINS OF AMAZON

Erosion is a process of direct impact in urban and rural environments. The understanding of this process requires the use of models and techniques of geoprocessing and field, for approximate estimation of the realized one, since it is a phenomenon with many variables to be taken into account. For the present study, two models were used to generate data in a small Amazon basin. The USLE (universal soil loss equation) and also the modified MUSLE version. For both models, the common factors (K, LS, C and P) were determined. For USLE, the calibration occurred for rain erosivity, which is the differential factor of this model. After USLE application with calibrated R factor, the model was applied to the study area with an average soil loss of 1.99 ton. ha⁻¹.year⁻¹, for a period of 21 years. For MUSLE, the differential variables are the hydrological variables (Q and q_p) were determined by analyzing the hydrographs observed with the aid of a digital filter. Two methods of calibration and validation have been done for MUSLE. Method 1 calibrated the factors a and b, with sediment production data measured from 62 flood events from 2012 to 2014. The values found for factors a and b were equal to 19.90 and 0.60, respectively. MUSLE was validated with sediment production data measured from 62 flood events in the years 2014 and 2015. The validated MUSLE equation represented in a satisfactory way, in more than 70%, the data of soil loss observed in the hydrographic basin of the Igarapé da Prata. Method 2 calibrated only the value of a, using the solid discharge curve with potential regression for the years 2012 and 2013, which showed R² of 0.70 and 0.68, respectively. The value of a obtained was 17.25, and was applied to MUSLE, keeping the value of b at 0.56, the original value of the model. The validation for the latter method proved to be adequate, with an R² of 0.69. These results validate the empirical models for the region with experimental activities, which corroborates for the production of sediment information in the Amazon region, as a way of maturing and the search for new research, for the understanding of the impacts arising from the transport of soil between areas and in the water environment.

Keywords: Erosion; digital filter; USLE regional factors, MUSLE; change in land use and occupation.

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1.....	1
INTRODUÇÃO	1
1.1 – MOTIVAÇÃO	4
1.2 – HIPÓTESES.....	4
1.3 – CONTRIBUIÇÕES.....	5
1.3 – INOVAÇÃO.....	5
1.4 - OBJETIVOS	6
1.4.1. Objetivo Geral	6
1.4.2. Objetivos Específicos.....	6
CAPÍTULO 2.....	7
REVISÃO DA LITERATURA	7
2.1 SOLOS DA AMAZÔNIA.....	7
2.2 EROÇÃO.....	9
2.1.2 – Modelos de predição da produção de sedimentos	12
2.1.2.1 – Universal Soil Loss Equation – USLE.....	12
2.1.2.2 – Modified Universal Soil Loss Equation - MUSLE.....	20
2.3 – SÓLIDOS EM SUSPENSÃO EM BACIAS HIDROGRÁFICAS	21
CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS.....	31
3.1 – RESUMO DA METODOLOGIA	31
3.2 – ÁREA DE ESTUDO	33
3.2.1 – Hidrografia	35
3.2.2 – Geologia.....	36
3.2.3 – Solos.....	37
3.2.4 – Clima	37
3.2.5 – Obtenção do modelo digital de elevação da área de estudo.....	38
3.3 – DETERMINAÇÃO DOS FATORES DA USLE	39
3.3.1 Fator R – Erosividade da chuva.....	39
3.3.2 Fator K – Erodibilidade do solo.....	42
3.3.3 Fator LS	42
3.3.4 Fator C	43
3.3.5 Fator P.....	44
3.4 – CÁLCULO DAS VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS DA MUSLE	45

3.5 – DETERMINAÇÃO DO APORTE DE SEDIMENTOS OBSERVADO E CURVA DE DESCARGA SÓLIDA	45
3.5.1 Método indireto – uso de turbidímetro	45
3.5.2 Sonda SL 2000MIM – Monitoramento Integrado em microbacias.....	46
3.5.2.1 Cálculo da produção de sólidos em suspensão através de turbidímetro	48
3.6 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DA MUSLE	49
CAPÍTULO 4 – RESULTADOS.....	52
4.1 – FATORES E APLICAÇÃO DA USLE	52
4.1.1 - Fator R	52
4.1.2 - Aplicação da equação da erosividade para o município de Capitão Poço....	58
4.1.3 - Fator K.....	61
4.1.4 - Fator LS	62
4.1.5 – Fator de prática conservacionista (P) e fator de uso e cobertura do solo (C)64	
4.1.6 – Determinação da perda de solo via USLE	65
4.1.7 – Espacialização da USLE	66
4.2 – FATORES E APLICAÇÃO DA MUSLE	68
4.2.1 – Calibração e validação da MUSLE através do método 1	68
4.2.2 – Calibração e validação da MUSLE através do método 2	70
CAPÍTULO 5.....	73
CONCLUSÃO	73
CAPÍTULO 6.....	75
RECOMENDAÇÕES	75
REFERÊNCIAS	76

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Mapa de tipos de solo da região da Amazônia Legal.	8
Figura 2 – Nomógrafo de WISCHMEIER & SMITH (1965).....	16
Figura 3 – Pique da concentração de sedimento se antecipando com relação ao pique da vazão.	22
Figura 4 – Simultaneidade de pique da concentração de sedimentos e da vazão.	22
Figura 5 – Pique da concentração de sedimento em atraso em relação ao pique da vazão.....	23
Figura 6 – Distribuição dos sedimentos na vertical.	24
Figura 7 – Distribuição dos sedimentos em uma seção de medida.	24
Figura 8 – Distribuição ao longo do curso de água.....	25
Figura 9 – ADCP fora de uso e embarcada em medição no rio Tocantins.	27
Figura 10 – Amostrador US DH – 48.	28
Figura 11 – Garrafa de coleta do amostrador. Fonte: LOPES (2013).....	28
Figura 12 – Ilustração da amostragem por IIL.	29
Figura 13 – Ilustração da amostragem por IID.	29
Figura 14 – Esquema metodológico da pesquisa.	32
Figura 15 – Localização da bacia do Igarapé da Prata, da estação pluviométrica Ourém	33
Figura 16 – Localização da foz do Rio Guamá e Belém.....	35
Figura 17 – Hidrografia da bacia do Igarapé da Prata.....	36
Figura 18 – Geologia da bacia do Igarapé da Prata.....	36
Figura 19 – Solos da bacia do Igarapé da Prata.	37
Figura 20 – Classificação do clima brasileiro segundo Köppen.	38
Figura 21 – Mesa digitalizadora usada para digitalização dos pluviogramas.	39
Figura 22 – Pluviograma do dia 02/08/2011, estação Belém (2°DISME).	40
Figura 23 – Estação fluviométrica Marambaia em área de um hotel fazenda em Capitão Poço, Pará.....	46
Figura 24 – SL 2000 MIM instalada em Capitão Poço, Pará.....	47
Figura 25 – Formato de saída de dados da sonda SL 2000 MIM.....	47

Figura 26 – Erosividade anual e média no período de 2001 a 2011.	53
Figura 27 – Relação linear entre o o Índice EI_{30} e o R_c	54
Figura 28 – Relação potencial entre o o Índice EI_{30} e o R_c	55
Figura 29 – Comparativo entre EI_{30} observado, calculado e o R_c	56
Figura 30 – Distribuição percentual mensal da precipitação, índices de Erosividade e R_c para o período de 2001 a 2011.	57
Figura 31 – Distribuição percentual acumulada da precipitação, índices de Erosividade e R_c para o período de 2001 a 2011.	57
Figura 32 – Comparativo EI_{30} médio e precipitação média no período de 1993 a 2014 para o município de Ourém.....	60
Figura 33 – Erosividade anual para o município de Ourém no período de 1993 a 2014.....	61
Figura 34 – Mapa do fator L da bacia hidrográfica do Igarapé da Prata.....	62
Figura 35 – Mapa do fator S da bacia do Igarapé da Prata.....	63
Figura 36 – Mapa do fator LS da bacia do Igarapé da Prata.	64
Figura 37 – Mapa do fator C da bacia do Igarapé da Prata.	65
Figura 38 – Mapa de Perda de solo calculada via USLE para sub-bacia do Igarapé da Prata, Capitão Poço.	67
Figura 39 – Pluviograma e hidrograma com vazão total e de base para o ano de 2012 na bacia hidrográfica do igarapé da Prata.....	68
Figura 40 – Valores do aporte de sedimentos observados (Y_{obs}) e calculados (Y_{calc}) através dos 62 eventos de cheia analisados na bacia do igarapé da Prata para o período de validação.	69
Figura 41 – Curva de descarga sólida para o ano de 2012.....	70
Figura 42 – Curva de descarga sólida para o ano de 2013.....	71
Figura 43 –Valores do aporte de sedimentos observados (Y_{obs}) e calculados (Y_{calc_2}) através dos 72 eventos de cheia analisados na bacia do igarapé da Prata para o período de validação.	71

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Classificação da erosão pelos fatores ativos.....	10
Tabela 2 – Formas de erosão hídrica superficial.....	11
Tabela 3 – Classes de interpretação para valores de K.	15
Tabela 4 – Equipamentos que determinam a concentração de sedimentos e descarga.....	26
Tabela 5 – Dados das estações pluviométrica e fluviométrica da área de estudo.....	34
Tabela 6 – Características do Latossolo Amarelo na região.	42
Tabela 7 – Valores de C para diferentes coberturas e uso do solo (TerraClass).....	44
Tabela 8 – Interpretação dos Coeficientes R e R ²	51
Tabela 9 – Valores de precipitação anuais, mensais e médias para o período de 2001 a 2011 da estação pluviométrica Belém (COD OMM 82191).	52
Tabela 10 – Valores de precipitação totais, mensais e anuais e as estatísticas desses valores para o período de 1993 a 2014 do município de Ourém.	58
Tabela 11 – Valores de Erosividade EI ₃₀ , mensais, anuais, e médios e as estatísticas desses valores para o período de 1993 a 2014 do município de Ourém.....	59
Tabela 12 – Erodibilidade do solo para a bacia de estudo.	62
Tabela 13 – Valores de S para a sub-bacia da área de estudo.	63
Tabela 14 – Distribuição do fator C em função da área da bacia do igarapé da prata.	64
Tabela 15 – Produção de sedimentos – USLE (t.ha ⁻¹ .ano ⁻¹).	66
Tabela 16 – Número de eventos, precipitação anual, aporte de sedimento observado (Yobs), aporte de sedimento da MUSLE original (Y MUSLE orig), erro percentual, a _{calib} e b _{calib}	68

CAPÍTULO 1

INTRODUÇÃO

A erosão é o desgaste da camada superficial do solo pela ação de forças físicas naturais da água e do vento. Outros fatores podem influenciar o processo erosivo como a compactação do solo, baixo teor de matéria orgânica, perda da estrutura do solo, salinização, acidez. A taxa de erosão pode ser aumentada por atividades humanas como preparo do solo para agricultura, pastagem e cortes de madeira (BALASUBRAMANIAN, 2017).

Entre as ocorrências mais comuns atribuídas à erosão estão aquelas atribuídas às ações hídricas, do vento e do cultivo. Estudos em vários países concentram-se em analisar a produção de sedimentos em áreas por erosão laminar relacionada aos regimes pluviométricos locais; o uso de práticas de agrícolas intensivas; a ausência de manejo em áreas cultivadas; a abertura de áreas de pastagens e o desflorestamento. Para cada situação, são estabelecidos modelos de estudo, critérios e diretrizes diferenciadas com o intuito de determinar de forma quantitativa, qualitativa e espacial a produção de sedimento e suas implicações (COSTA *et al.*, 2016; FAO, 2019; LENSE *et al.*, 2019).

O ambiente sedimentar apresenta-se como parcela de área com características distintas das áreas adjacentes. Os parâmetros de avaliação dessas características são físicos como velocidade, variação e direção do vento e da água; o clima, as variações de temperatura, precipitações e umidade; químicos dentre os quais incluem as variáveis da água e da geoquímica do ambiente; enquanto que os biológicos compreendem fauna e flora (SELLEY, 2000). Destacando o processo erosivo produzido pelo escoamento superficial decorrente de águas pluviais, SILVA (2004) descreveu que a erosão laminar pode prosseguir na forma de sulcos, ravinas e voçorocas, causando problemas à cobertura pedológica. Isso acarreta em deposição de sedimentos nos corpos d'água, com prejuízos ao meio ambiente.

Segundo SANTOS (2009) o estudo da erosão hídrica inclui a análise de modelos hidrossedimentológicos que consideram os efeitos das mudanças do uso do solo e, especialmente, aqueles que simulam a erosão pela ação da chuva, o que pode auxiliar na gestão dos recursos hídricos. As metodologias de predição da produção de sedimentos reconhecidos no ambiente científico trazem a relação entre variáveis que expressam a suscetibilidade à erosão, por meio de modelos que relacionam características fisiográficas e climáticas, como hidrografia, tipos de solo, precipitação. Algumas pesquisas baseiam-se em conceitos clássicos estabelecidos por WISCHMEIER & SMITH (1965; 1978), os quais investigaram a erosão hídrica voltada para características físicas, químicas e mineralógicas do solo; do fator

topográfico conjunto, declividade e comprimento do declive; e a ação erosiva da chuva, sendo elaborado o modelo empírico USLE (Universal Soil Loss Equation). WILLIAMS (1975) propõe a substituição da ação erosiva da chuva pelo escoamento de eventos individuais, com o desenvolvimento da MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation).

O aprimoramento da aplicação desses modelos vem apresentando pesquisas de combinação de métodos para determinação de áreas riscos de erosão, com adequação das equações às realidades regionais. Formando cenários possíveis por espacialização dos fatores, submetendo-os às mudanças sazonais. Assim, os modelos tornaram-se ferramentas de análise de impactos ambientais, de gestão e tomada de decisão. O uso de softwares de geoprocessamento; métodos de traçados de áreas de riscos por análise multicritério; avaliação do escoamento de sólidos em suspensão em áreas de bacias hidrográficas; desenvolvimento de estratégia de controle de erosão; ou mesmo a adequação de variáveis dos modelos empíricos clássicos com dados locais, são exemplos de evolução dos estudos (TOMAZONI E VANSAN, 2020; BOUFELDJA *et al.*, 2020; OLIVEIRA *et al.*, 2018; PAIVA, CARMO E PRADO, 2019; PAVLOVA-TRAYKOVA, 2019).

Experiências na análise de perda de solo e variáveis contribuintes a esse aspecto na Amazônia podem ser encontradas em pesquisas de BARBOSA e FEARNSSIDE (2000), com avaliação de erosão de solo com ação das chuvas, em parcelas de usos diferentes, floresta primária e pastagem derivada de floresta. LU *et al.* (2004) realizaram o mapeamento do risco de erosão pela aplicação da RUSLE, com sensoriamento remoto e SIG em Rondônia. Os autores descrevem a dificuldade da reduzida base de dados e da aplicação do modelo em uma grande área. MANYARI (2007) realizou estudo a respeito dos impactos ambientais da hidrelétrica de Tucuruí (PA), entre os objetivos da questão ambiental estava a análise das mudanças no processo de erosão e deposição de sedimento a jusante da hidrelétrica. Um dos destaques do estudo foi a verificação da alteração da morfologia de um canal a jusante da hidrelétrica de Tucuruí, resultante do processo de erosão e da deposição de sedimentos. A autora destacou que sem uma remoção da carga de fundo contrabalanceada com a provisão do fluxo a montante, resultaria em rebaixamento do leito do rio. Fez também a afirmação quanto da formação das novas feições do canal, resultado da deposição de sedimentos associada às vazões. ASSUNÇÃO *et al.* (2009) realizaram um trabalho de análise de depósitos fluviais no trecho do rio Madeira que iria apresentar influência de um empreendimento hidrelétrico. O objetivo foi mapear e compreender a dinâmica dos depósitos fluviais visíveis, prévio ao início do funcionamento do empreendimento. A principal ferramenta de verificação foi a interpretação de imagens de sensoriamento remoto, com destaque ao tamanho dos depósitos e a cobertura

vegetal para os anos de 2003, 2005 e 2007. O estudo mostrou a deposição temporária de sedimentos que apresentou uma variação em função do inverno amazônico.

Outra aplicação verificada para a simulação da produção de sedimentos é a utilização de SIG e processamento digital de imagem para elaboração de mapas temáticos. Para o estado de Tocantins, município de Fátima, estudos que envolveram a vulnerabilidade da paisagem à perda de solo utilizaram atributos georreferenciados como: geologia, solos, cobertura da terra, geomorfologia, clima para geração de mapa de classificação como: vulnerável; moderadamente vulnerável; medianamente estável/vulnerável, moderadamente estável e estável. Um dos principais resultados foi a constatação de aproximadamente 73 % do município ser medianamente estável/vulnerável à perda de solo (ARRUDA, DIAS E PEREIRA, 2007).

NUNES *et al.* (2012) realizaram estudos de tolerância de perda de solo para o sul do Amazonas para três métodos propostos por LOMBARDI NETO e BERTONI (1975), baseado na profundidade efetiva do solo e a relação textural entre os horizontes B ou C e A nas ponderações de perda de solo.

CARIELLO *et al.* (2014) avaliaram a aplicação da MUSLE à pequena bacia hidrográfica do Igarapé da Prata – Capitão Poço – Pará. Os autores calibraram o modelo, comparando seus resultados a dados medidos de perda de solo, obtendo sucesso na comparação.

SANTOS *et al.* (2015) aplicaram o modelo RUSLE no trecho superior da bacia do igarapé da Prata, a metodologia empregada pelo autor constou da construção de uma base de dados georreferenciada, formada a partir de dados secundários, que foram inseridos em ambiente SIG, permitindo a geração de um mapa de perda de solo da área de estudo. A pequena bacia do igarapé da Prata apresentou valores da perda de solo que variaram entre 0,004 e 72,48 t ha⁻¹ ano⁻¹. Aproximadamente 12% de sua área total apresentaram riscos ambientais devido aos processos erosivos.

SILVA *et al.* (2015) analisaram o potencial de produção de sedimentos via dois modelos empíricos aplicados na bacia do Igarapé da Prata localizada no Município de Capitão Poço-PA. Os autores fizeram uma análise comparativa entre o modelo de Langbein-Schumm e o modelo clássico de predição de erosão hídrica do solo a USLE (Universal Soil Loss Equation), aos quais foram aplicados os dados morfoclimáticos da bacia. Os resultados encontrados pelos autores, para a USLE, demonstraram uma produção média de sedimentos igual a 146,08 (t/km²); e o modelo de Langbein-Schumm uma produção média igual a 113,73 (t/km²), a USLE superestimou a produção de sedimentos em relação ao modelo de Langbein-Schumm. Os resultados encontrados foram comparados aos dados observados de sedimentos em suspensão do ano de 2012 com um valor igual a 121,64 (t/ km²), sendo o modelo de Langbein-Schumm

o que mais se aproximou das observações, este desempenho do modelo pode ser explicado por sua formulação levar em consideração a ausência e a presença de vegetação. Diferentemente da USLE, que é aplicada a bacias ocupadas completamente por usos agrícolas e agropecuários.

Ainda, destacando a Amazônia, CARIELLO *et al.*, (2014) aplicaram a MUSLE, adequando o escoamento superficial para eventos individuais de chuva locais. Os autores utilizaram a medição indireta de sedimentos por turbidez para calibração do modelo na pequena bacia hidrográfica do igarapé da Prata, Capitão Poço, PA. Nesse contexto, a USLE e a MUSLE foram aplicadas e avaliadas para estimativas da produção de sedimentos na pequena bacia hidrográfica do igarapé da Prata, Capitão Poço, PA, que também é a área de estudo da tese. Nesse caso, para aplicação e avaliação da USLE e da MUSLE, os principais processos hidrológicos e sedimentológicos, que contribuem para produção de sedimentos, foram determinados na região. Assim, analisaram-se a capacidade erosiva das chuvas; a erodibilidade, o uso e manejo dos solos, práticas conservacionistas do solo para uso agrícola, medidas de vazão de pico, de volume de escoamento superficial e de sólidos em suspensão no exutório da bacia, culminando em adequação dos modelos a dados regionais.

1.1 – MOTIVAÇÃO

Há muitas décadas a erosão é estudada em vários países. A associação de técnicas e tecnologias para o entendimento do fenômeno em ocorrência natural e com efeito antrópico, já contribuiu para inúmeras pesquisas que formam bancos de dados e informações, nos mais variados continentes. No entanto, ainda é escassa a produção de dados locais na Amazônia, que possam revelar a dinâmica dos tipos de erosão predominantes regionalmente. Assim, a presente pesquisa tem o intuito de contribuir a gestão dos recursos hídricos e gestão e o uso do solo, por meio da quantificação da produção de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas da Amazônia, as quais formam as maiores, mas que não possuem o mesmo valor econômico dessas e nem o olhar de interesse do poder público e privado. Os produtos da tese servem para geração de ações, que possam encurtar e minimizar os impactos da erosão nas populações ribeirinhas, recursos hídricos e na economia.

1.2 – HIPÓTESES

- A Erosividade de chuva (EI_{30}) e o Índice de Fornier (R_c) quando relacionados geram equações para análise do comportamento do potencial erosivo aplicáveis para regiões que apresentam características de precipitações pluviométricas homogêneas?

- Os coeficientes “a” e “b” da MUSLE são calculados (calibrados e validados) por dados do aporte de sedimentos observados (Y_{obs}) em campo, produzidos de forma indireta, pelo parâmetro turbidez?

- O coeficiente “a” da MUSLE é calculado (calibrado e validado) pelo comportamento da relação potencial dos dados da vazão de pico (q_p) e do aporte de sedimentos observados em campo, produzidos de forma indireta, pelo parâmetro turbidez?

1.3 – CONTRIBUIÇÕES

Geração de dados hidro-sedimentológicos de pequenas bacias hidrográficas, que podem ser utilizados em modelos numéricos, para estimativa da produção de sedimentos, além da proposição do uso de medição alternativa contínua, de variáveis chuva/sedimento, como acumulador de dados para construção de banco de dados, que facilitem o entendimento da dinâmica final do aporte de sedimentos, especialmente o sedimento em suspensão, em exutório de bacia, ou ponto final de escoamento.

1.3 – INOVAÇÃO

A vazão de pico configura-se como a estimativa do valor máximo de vazão registrado em uma seção transversal próximo ao exutório da bacia. A construção da curva de vazão e o processo de alcance desse valor máximo podem ser detalhados com a medição intervalar da resposta na bacia hidrográfica no ponto de medição de controle no rio, durante um evento de chuva, sendo identificáveis as fases crescentes e de retardo, no tempo. As diversas medições de vazões possibilitam a elaboração de um hidrograma, o qual permite a análise do comportamento climático de uma região, com definições de períodos chuvosos e de estiagem. Os modelos numéricos permitem a aplicação da vazão de pico definido para uma área de estudo, em função de métodos diferentes, o que traz a possibilidade de avaliação de cenários diferentes de influência dessa variável na produção de sedimentos. O uso da vazão de pico retirada do hidrograma de vazão aplicado a curvar de descargas sólidas para calibração e validação de modelos de estimativas de produção de sedimentos, é uma nova forma de aplicação dessa variável na estimativa/quantificação de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas. Para o caso da região amazônica, onde a medição das vazões de pico, de forma concomitante ao evento, é dificultada por obstáculos em campo, como o alto custo de envio e manutenção de equipes e materiais, se torna inovador analisar o aporte de sedimentos por simulações em modelos numéricos, utilizando os dados de vazão disponibilizados de estações fluviométricas.

Assim, com o uso da vazão de pico, tem-se mais uma alternativa da análise de cenário de estimativas de produção de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas.

1.4 - OBJETIVOS

1.4.1. Objetivo Geral

Estimar produção de sedimentos por métodos empíricos com adequação experimental em pequena bacia hidrográfica, visando produzir variáveis de simulação adequadas às condições amazônicas.

1.4.2. Objetivos Específicos

- Estabelecer relação matemática entre a erosividade das chuvas calculada pelo EI_{30} com o coeficiente de chuva (R_c) para características locais da bacia do Igarapé da Prata, localizada no município de Capitão Poço - PA;
- Determinar a produção dos sedimentos na pequena bacia do Igarapé da Prata via USLE (Universal Soil Loss Equation), com a determinação das seguintes variáveis:
 - A – perda de solo por unidade de área e tempo, em t/ha.ano;
 - R – fator de erosividade da chuva, expressa a erosão potencial da precipitação média anual da região (MJ.mm/ha.h ano);
 - K – fator de erodibilidade do solo, expressa a capacidade do solo de sofrer erosão pela chuva (t.ha.h/MJ.ha.mm);
 - L – fator topográfico que expressa o comprimento do declive;
 - S – fator que representa a declividade do terreno ou grau de declive;
- Determinar as variáveis de deflúvio-produção de sedimentos em escala experimental para definição das variáveis: Vazão de pico (q_p); Volume de escoamento (Q); sedimentos em suspensão, por método indireto, com uso de turbidímetro, para aplicação no modelo MUSLE (Modified Universal Soil Loss Equation);
- Calibrar e validar a MUSLE.

CAPÍTULO 2

REVISÃO DA LITERATURA

2.1 SOLOS DA AMAZÔNIA

De acordo com CAMARGOS (2005), a formação dos solos está diretamente relacionada a uma série de fatores, por exemplo, clima, biota, material parental, topografia e tempo. A energia dos agentes formadores do solo sobre o material primitivo dá-se com maior ou menor intensidade em um curto ou longo espaço de tempo. Todos os solos têm sua origem na intemperização das rochas superficiais ou localizadas a pequenas profundidades. Sua natureza está intimamente relacionada, além do clima e da topografia, à influência da rocha matriz. As características das rochas que mais influenciam na formação dos solos são a composição mineralógica, a resistência mecânica e a textura.

A Figura 1 apresenta as classes de solo da Amazônia, que são:

- a) Latossolos - bem drenados, profundos, porosos e permeáveis, com coloração que varia do amarelo ao vermelho escuro. Ocorrem em áreas de topografia suave e de relevo mais acidentado. São geralmente acidificados e considerados como sendo os solos cujos materiais são os mais decompostos, salvo algumas exceções. São formados em ambiente com intensa umidade e calor, daí serem encontrados nas regiões de clima úmido. Os latossolos são diferenciados pela cor, que lhes é atribuída pelo teor de óxido de ferro.
- b) Argilossolos - medianamente profundos, moderadamente drenados, com horizonte B textural (diagnóstico que caracteriza a classe de solo), de cores vermelhas a amarelas e textura argilosa, com baixos teores de matéria orgânica. São muito propícios à erosão não só pelo conteúdo de argila, que dificulta a penetração de água no perfil do solo, mas também por ocorrer em área de relevo acidentado.

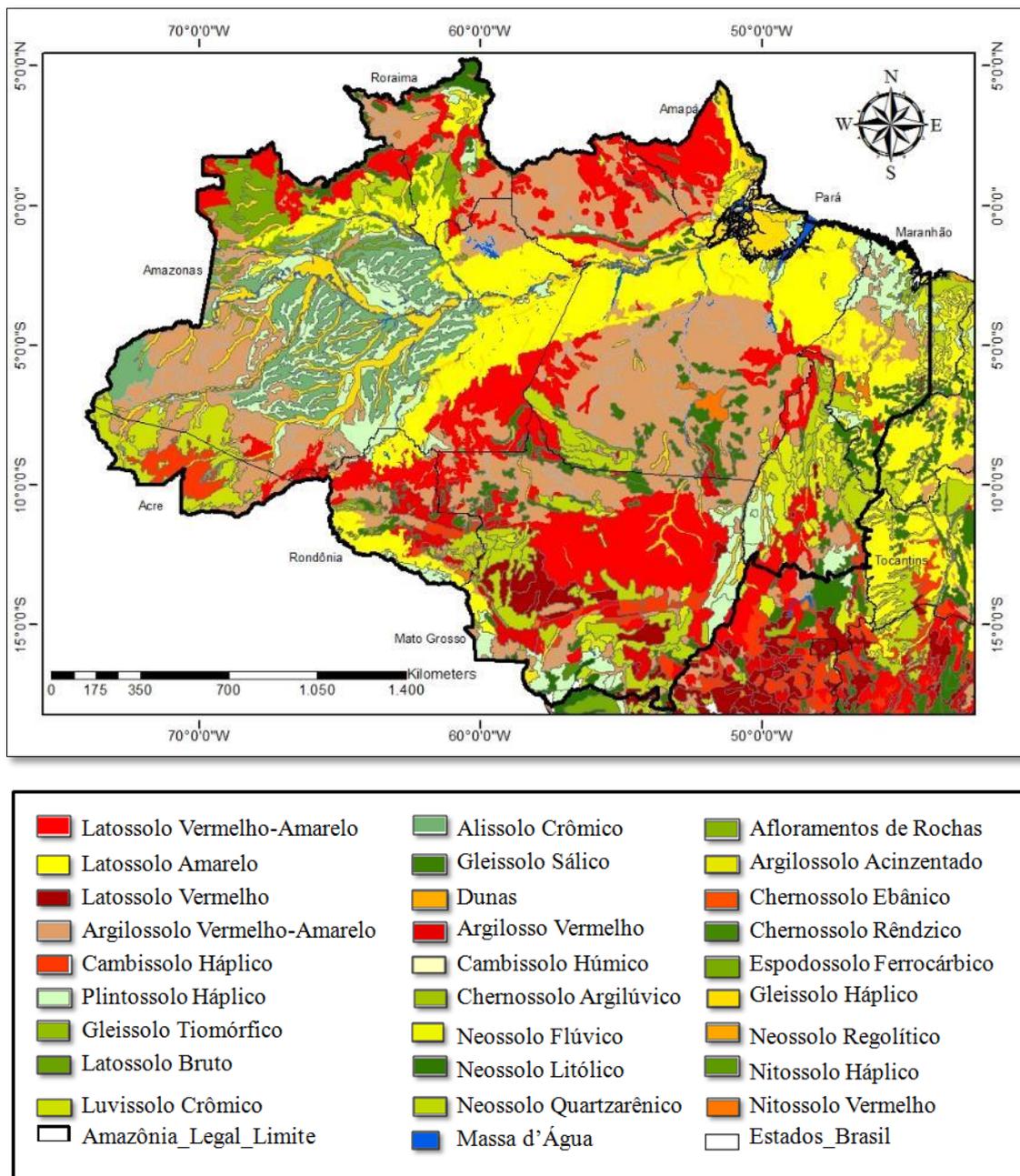


Figura 1 – Mapa de tipos de solo da região da Amazônia Legal.

Fonte: IBGE (2015)

Geologicamente, toda a extensão do rio Amazonas, que passa pelo estado do Pará e por uma parte significativa do estado do Amazonas, considerando as bacias do rio Negro e do rio Madeira, é formada por latossolo amarelo (Figura 1). Esse tipo de solo tem como características baixos teores de Fe_2O_3 , cor amarela e é tipicamente caulínico e goethítico, apresentando torrões com grande coerência e que não se desmancham como pó de café. É quase sempre álico (elevada saturação por alumínio).

Também, por sua expressão e situação geográfica, condição de relevo, entre outros aspectos, os Latossolos constituem a classe de solo de maior utilização agrícola no país (incli:

cultivos diversos, reflorestamento e pastagens). Em consequência da intensa utilização agrícola, sendo comuns duas safras por ano agrícola nas áreas onde a precipitação pluviométrica é suficiente e bem distribuída, ou três, quando há irrigação, a erosão é inevitável e séria. Isso, apesar de que técnicas e o grau de conscientização do agricultor venham melhorando ultimamente (KER, 1997).

BRIZZI et al. (2017), estudaram as condicionantes físicas do horizonte A do Latossolo Amarelo como subsídio a compreensão dos processos erosivos na região do município de Paraty no Rio de Janeiro. Foram analisados parâmetros físicos de granulometria; análise morfológica; porosidade total; densidades aparente e real; além da estrutura do agregado do solo. As avaliações dos resultados apontaram valores médios de intervalos de valores de classificação para cada parâmetro estudado, o que favorece a predominância da erosão laminar, principal contribuição da produção de solos por indução do efeito das precipitações nas regiões.

SARAIVA, SILVA e SANTOS (2016), elaboraram mapas para definição de suscetibilidade à erosão na bacia hidrográfica dos rios São João, Lagos e Una. Entre as diversas atividades utilizadas estava a caracterização da profundidade do solo, texturas dos horizontes A e B, gradiente textural, tipo de solo, relevo, declividade, uso e ocupação do solo. As unidades de solo de classificação em Latossolo Amarelo receberam a classificação de classe moderada de suscetibilidade à erosão.

O município de Capitão Poço está localizado no nordeste paraense, região onde os Latossolos Amarelos predominam (Figura 1), assim o estudo da erosão/produção de sedimentos torna-se importante.

2.2 EROSÃO

Erosão provém do latim (*erodere*) e significa “corroer”. Os processos erosivos constituem-se numa forma natural de modelagem do relevo e atuam de modo conjugado aos processos pedogenéticos. De maneira geral, sob condições naturais, estes dois processos atuam equilibradamente, havendo certa equivalência entre a quantidade de solo erodida e a quantidade produzida. Comumente se denomina este fenômeno de erosão natural ou erosão geológica. Quando se dá o rompimento desse equilíbrio devido à interferência do homem e não é permitida ao solo a recuperação natural, dá-se origem à erosão acelerada ou erosão antrópica. Surge ainda como uma variante da erosão antrópica, aquela oriunda das alterações climáticas propiciadas pelo homem em atividades não ligadas diretamente à ocupação e ao uso do solo (CARVALHO *et al.*, 2006). Pode-se considerar que o agravamento da erosão está na associação das atividades antrópicas a esse fenômeno. MACEDO (2009) menciona que o uso inadequado do solo pode

gerar uma erosão agrícola, que contribui na perda dos solos além do empobrecimento pela perda de nutrientes e matéria orgânica, ocorrendo também a contaminação de recursos hídricos.

A classificação comum da erosão dá-se em quatro grandes grupos: hídrica, eólica, glacial e organogênica. Tabela 1 são descritos os tipos de erosão sob a combinação entre agentes erosivos e a ação da gravidade:

Tabela 1 – Classificação da erosão pelos fatores ativos.

Fonte: CARVALHO *et al.* (2006).

Fator	Erosão
1. Água	Hídrica
1.1 chuva	Pluvial
1.2 fluxo superficial	Laminar
1.3 fluxo concentrado	linear (sulco, ravina, voçoroca)
1.4 rio	Fluvial
1.5 lago, reservatório	lacustrina ou límica
1.6 mar	Marinha
2. Geleira	Glacial
3. Neve	Nival
4. Vento	Eólica
5. terra, detritos	Soligênica
6. organismos	Organogênica
6.1 plantas	Fitogênica
6.2 animais	Zoogênica
6.3 homem	Antropogênica

Nas regiões tropicais destaca-se a erosão hídrica, que está relacionada ao escoamento superficial. Embora a forma e a intensidade dessa erosão estejam diretamente ligadas às características intrínsecas do solo, são bastante influenciadas pelas chuvas, topografia, cobertura vegetal e manejo da terra, incluindo a interação de todos esses fatores (MACEDO, 2009).

A erosão é o desprendimento do solo devido à ação climática como chuva, vento, mudança de temperatura, gelo, e também por agentes antropogênicos que causam o deslocamento do solo de um ponto a outro (SILVA, SCHULZ, CAMARGO, 2007; SPALEVIC *et al.*, 2013). A presente pesquisa concentrou-se na erosão hídrica, onde a remoção superficial

do solo ocorre pela influência da chuva, pelo deslocamento de massa gerado pelo escoamento superficial, bem como a interação sequencial desse fenômeno em áreas diferentes (LIMA *et al.*, 2013; BELLOCCHI e DIODATO, 2020). As formas da erosão hídrica são: pluvial; por escoamento difuso; por escoamento difuso intenso; laminar; por escoamento concentrado, todas englobadas sob o conceito de erosão hídrica superficial de acordo com os autores CRESTANA, SILVA, MINOTI (2007), sendo essas variações descritas na Tabela 2.

Tabela 2 – Formas de erosão hídrica superficial.

Fonte: CRESTANA, SILVA, MINOTI, 2007.

Erosão hídrica superficial	
Tipos	Descrição
Erosão pluvial	Produzida pelo impacto das gotas de chuva ao caírem sobre superfícies desprotegidas.
Erosão por escoamento difuso	Caracterizada por filetes de água que se dividem em braços que se espalham e se juntam constantemente, infiltrando-se depois de pouca distância e depositando o material transportado.
Erosão por escoamento difuso intenso	Caracterizada por filetes de água que percorrem distâncias maiores, transportando maior quantidade de material, havendo um escoamento que vai se aprofundando e se concentrando.
Erosão laminar	Ocorre durante fortes precipitações, quando o solo superficial já está saturado, sendo produzida por um desgaste suave e uniforme da camada superficial em toda a sua extensão.
Erosão por escoamento concentrado	Pode ser provocada por falta de boa estrutura do solo que tenha a camada impermeável profunda, permitindo que os sulcos formados sofram deslizamentos e desabamentos, formando voçorocas.

VOLK, COGO e STRECK (2004) destacam que a erosão hídrica é um fenômeno de superfície e de subsuperfície, em que as condições físicas do solo irão facilitar ou dificultar a ocorrência em função da água da chuva e/ou da enxurrada associada ou causada pelo vento. As principais condições de superfície são coberturas por resíduos culturais; rugosidade inserida por métodos de preparo; a presença de selos e/ou crostas e a resistência ao cisalhamento. Para as condições físicas de subsuperfície, os autores destacam a qualidade estrutural ou espaço poroso do solo; agregação e estabilidade dos agregados; porosidade total e distribuição dos tamanhos dos poros.

Em complementação ÁLVARES e PIMENTA (1998) mencionam que o processo de erosão resulta da combinação de fatores dependentes e interligados entre si, apresentando grande variabilidade espacial e temporal, tornando-se de difícil quantificação. Em paralelo, existe o transporte sólido e a sedimentação, que conduzem os pesquisadores a adotarem diferentes modelos de determinação da produção de sedimentos.

Destacando o processo erosivo produzido pelo escoamento superficial decorrente de águas pluviais, SILVA (2004) descreveu que a erosão laminar pode prosseguir na forma de sulcos, ravinas e voçorocas, causando problemas à cobertura pedológica. Isso acarreta em deposição de sedimentos nos corpos d'água, com prejuízos ao meio ambiente. PIMENTEL e BURGUESS (2013), GOVERS *et al.*, (2017); BLANCO-SEPÚLVEDA (2018) discutem os vários problemas ambientais provenientes da erosão como poluição de corpos hídricos e degradação da terra, redução da capacidade de retenção de matéria orgânica no solo, perda da capacidade produtiva. Por outro ângulo é importante citar o trabalho dos autores TELES *et al.*, (2013), que demonstraram por meio de um modelo econômico, os custos da erosão, e seus efeitos econômicos com base em fontes teóricas e empíricas.

2.1.2 – Modelos de predição da produção de sedimentos

2.1.2.1 – Universal Soil Loss Equation – USLE

A equação universal da perda de solo (Equação 1) é a fórmula mais utilizada para o cálculo de erosão em termos médios anuais (WISCHMEIER & SMITH, 1965).

$$A = R.K.L.S.C.P \quad (1)$$

Em que:

A – perda de solo por unidade de área e tempo, em t/ha.ano;

R – fator de erosividade da chuva, expressa a erosão potencial da precipitação média anual da região (MJ.mm/ha.h ano);

K – fator de erodibilidade do solo, expressa a capacidade do solo de sofrer erosão pela chuva (t.ha.h/MJ.ha.mm);

L – fator topográfico que expressa o comprimento do declive;

S – fator que representa a declividade do terreno ou grau de declive;

Para aplicação prática, os fatores L e S são considerados conjuntamente como fator topográfico LS. Essa relação é a perda de solo por unidade de área em um declive qualquer em relação à perda de solo correspondente de uma parcela unitária de 25 m de comprimento e 9% de declive;

C – fator de uso e manejo do solo representa a relação da perda de solo em terreno cultivado em dadas condições e as perdas correspondentes de um terreno mantido continuamente descoberto e cultivado;

P – fator que expressa a prática conservacionista do solo. É a relação entre a intensidade esperada de tais perdas com determinada prática conservacionista e aquelas quando o plantio está sendo feito no sentido do declive.

Os fatores LS, C e P são adimensionais.

Erosividade da chuva (R)

WISCHMEIER (1959) definiu o índice de Erosividade das chuvas (EI_{30}). Os autores Foster et al. (1981) o dimensionaram para o sistema internacional de unidades. A energia cinética da chuva, em unidades do sistema internacional é dada pela Equação 2.

$$E = 0,119 + 0,0873 \times \log I \quad (2)$$

Em que:

E_c – Energia cinética unitária (MJ/ha.mm);

I – Intensidade de chuva (mm/h).

O valor obtido é multiplicado pela quantidade de chuva para expressar a energia cinética em MJ/ha. Por meio da soma das energias cinéticas de todas as chuvas, têm-se a energia cinética total (ECT).

O produto entre a ECt e a intensidade máxima da chuva em um período contínuo de 30 minutos (I_{30}) resulta no Índice de Erosividade da Chuva (Equação 3). Somando-se os índices EI_{30} de todas as chuvas individuais e erosivas de cada mês, tem-se a erosividade mensal das chuvas.

$$EI_{30} = ECt \times I_{30} \quad (3)$$

Em que:

EI_{30} – Índice de erosividade da chuva (MJ.mm/ha.h);

ECt – Energia cinética total (MJ/ha); e

I_{30} – Intensidade máxima em 30 minutos em (mm/h).

Outra consideração para o cálculo de Ec é referente às gotas de tamanho médio, as quais não continuam a aumentar quando a intensidade de chuva excede 76 mm/h. Esse valor se apresenta como limite superior da variável I , com Energia Cinética igual a 0,283 MJ/ha.mm (WISCHMEIER & SMITH, 1978). Diversos estudos realizaram a relação da erosividade com o coeficiente de chuva. Esse coeficiente é a relação entre o quadrado da precipitação média mensal (p), com a média anual total (P), conforme representação descrita em RENARD & FREIMUND (1994) (Equação 4):

$$Rc = \frac{p^2}{P} \quad (4)$$

GALDINO, GREGO e SILVA (2015), avaliaram a distribuição espacial do potencial erosivo das chuvas na bacia do alto Paraguai, em território brasileiro. Dados de 125 estações pluviométricas localizadas na bacia e no entorno foram utilizados por meio da metodologia desenvolvida por LOMBARDI NETO e MOLDENHAUER (1992), para definição da erosividade, utilizando-se também o Índice de FOURNIER (1956). Para a distribuição espacial os autores utilizaram o método de krigagem, que faz uso de interpolações para aproximar dados, sendo esses especializados por georreferenciamento. O método facilitou o entendimento da ação erosiva em áreas com características geográficas específicas e importantes para a região.

GUIMARÃES *et al.*, (2016) determinaram a erosividade da chuva para um município no sul do estado da Bahia, com dados pluviométricos submetidos à equação de análise regressiva, procedimento destacado como importante para determinação de erosividade da chuva em áreas

com escassez de dados pluviométricos ou com dificuldades de acesso aos pluviogramas locais. As análises de frequência, tempo de retorno e distribuição probabilística, possibilitou a adequação dos resultados, visão de ocorrência da erosividade, sendo definida a distribuição Log-Normal.

Fator de erodibilidade do solo (K)

O fator de erodibilidade do solo é a relação entre a 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, em um declive de 9 % e comprimento de rampa de 25 m. Com a caracterização física e química de cada solo, esse fator pode ser determinado pelo uso do nomógrafo (Figura 2) baseado em estudos de WISCHMEIER & SMITH (1965). Outra forma de determinação é baseada na classe textural e no teor de matéria orgânica, conforme é mostrado na Tabela 3.

Tabela 3 – Classes de interpretação para valores de K.

Classe Textural	Matéria orgânica (%)		
	< 0,5	0,5 – 2,0	2,0 – 4,0
	K		
Areia	0,05	0,03	0,02
Areia-franca	0,12	0,10	0,08
Silte	0,60	0,52	0,42
Franco-arenosa	0,27	0,24	0,19
Franco-siltosa	0,48	0,42	0,33
Franca	0,38	0,34	0,29
Franco-argiloarenosa	0,27	0,25	0,21
Franco-argilossiltosa	0,37	0,32	0,26
Franco-argilosa	0,28	0,25	0,21
Argilsiltosa	0,25	0,23	0,19
Argiloarenosa	0,14	0,13	0,12
Argila	0,13 - 0,29		

Fonte: (SILVA, SCHULZ, CAMARGO, 2007).

A determinação da matéria orgânica para cada classe textural do solo, permite o entendimento da variabilidade da erodibilidade especialmente em camadas superficiais; e das classificações químicas dos diferentes tipos de solo (AMORIM *et. al*, 2010; DE SOUZA, 2011; CARMO e VAL, 2013) além de permitir a aplicação em diversas equações de cálculo desse fator (WISCHMEIER *et al.*, 1971; DENARDIN, 1990).

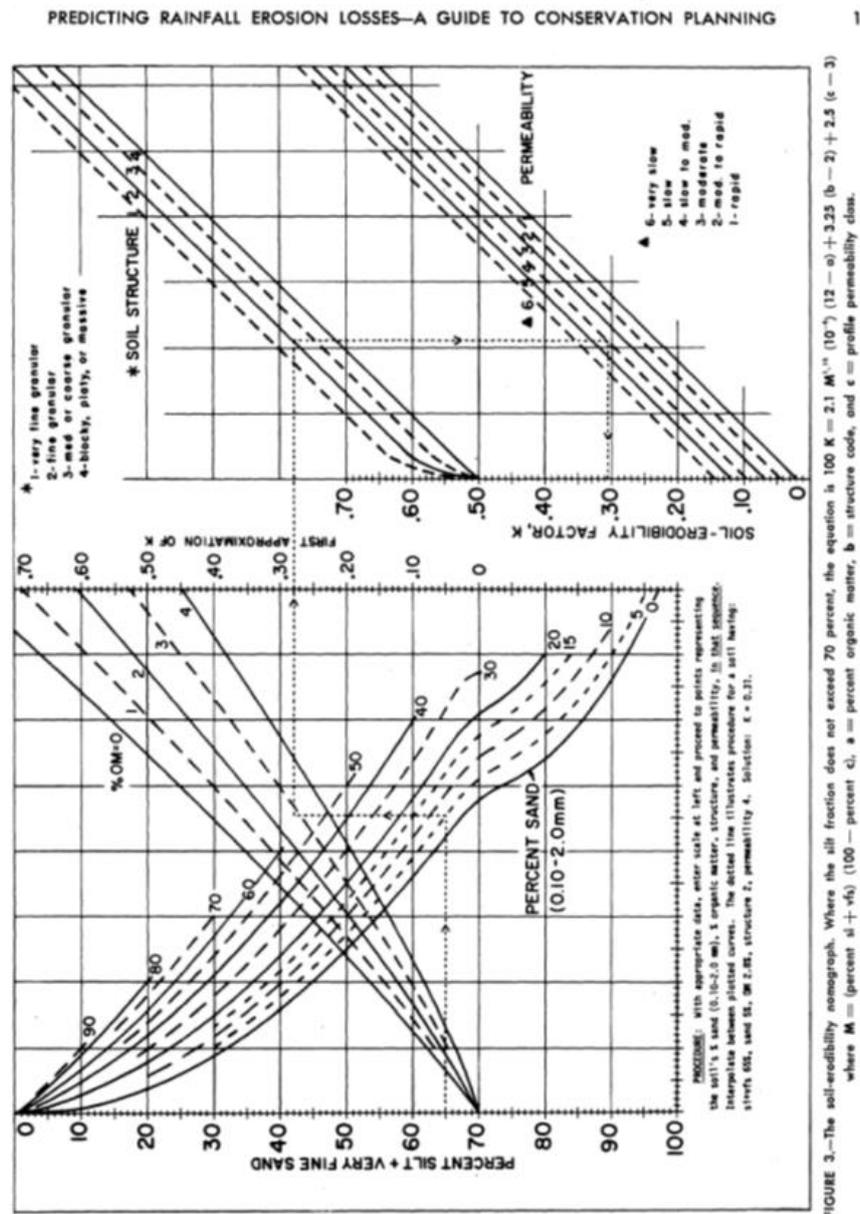


Figura 2 – Nomógrafo de WISCHMEIER & SMITH (1965).

A leitura do monógrafo é realizada da esquerda para a direita, como indicado na Figura 2. A partir do percentual de areia para o percentual de matéria orgânica é possível realizar uma leitura de “primeira aproximação” do valor de K. Como complementações da análise desse

valor, os tipos de estrutura e de permeabilidade do solo devem ser verificados. Estudos apresentados por ARS-USDA (1994) descrevem uma aproximação algébrica do nomograma (Equação 5).

$$K = \frac{[2,1 \times 10^{-4} (12 - MO) \times M^{1,14} + 3,25 (S - 2) + 2,5 \times (P - 3)]}{100} \quad (5)$$

Em que:

K – erodibilidade do solo (t.h/MJ.mm);

MO – % de matéria orgânica;

M – (% silte + % de areia muito fina) x (100 - % de argila);

% de argila = 100 - [(% de silte + % de areia muito fina) + (% de areia grossa)]

S – estrutura do solo;

P – permeabilidade do solo.

Denardin (1990) apresentou equação adaptada desse nomograma para solos brasileiros (Equação 6).

$$K = 0,0000748.M + 0,00448059.P - 0,00631175.DMP + 0,01039567.R \quad (6)$$

Em que:

M – o mesmo definido para a Equação 5;

P – Permeabilidade do solo: rápida (1); moderada a rápida (2); moderada (3); lenta a moderada (4); lenta (5); muito lenta (6);

R – Relação entre o teor de matéria orgânica (MO) e o teor de areia grossa (% MO x % de areia grossa)/100.

DMP – Diâmetro Médio Ponderado das partículas (mm), sendo definido pela Equação 7.

$$DMP = \sum C_t \cdot P_t \quad (7)$$

Em que:

C_t – centro de cada classe textural (mm), sendo o diâmetro médio da partícula de areia grossa igual a 1,125, areia fina igual a 0,150, silte igual a 0,026 e argila igual a 0,002 (MILDE et al., 2008); e

P_t – proporção da classe textural (g/g).

BELASRI, LAKHOULLI e HALIMA (2017), aplicaram em uma bacia hidrográfica a equação de WISCHMEIER E SMITH (1978), que traz as variáveis de percentuais de areia e silte; matéria orgânica; estrutura e permeabilidade do solo. Realizaram coletas de solo para determinação dessas variáveis e assim, determinaram a erodibilidade, que é controlada por quatro propriedades: textura do solo (distribuição do tamanho das partículas); estrutura do solo; conteúdo de matéria orgânica e permeabilidade. Com o nomógrafo amplamente utilizado para a USLE, os autores classificaram a erodibilidade como moderada a severa.

CASSOL *et al.*, (2018) realizaram experimento de campo com chuva natural em um período de 10 anos de dados. A cada chuva erosiva ou conjunto de chuvas erosivas, foram coletadas amostras de sedimentos em tanques e analisadas em laboratório. As características de silte, areia, códigos de estrutura de solo e de permeabilidade, foram utilizados pela metodologia de WISCHMEIER e SMITH (1978) e WISCHMEIER (1971), para uso do nomógrafo, através do qual foi possível verificar a susceptibilidade à erosão da área de estudo, considerada alta pelos autores.

Fator conjunto de comprimento e grau de declive (LS)

O fator *LS*, que é uma junção do fator *L* (comprimento da encosta) e do fator *S* (declividade do terreno), influencia no comportamento da inundação, determinando a velocidade do fluxo, além do grau de confluência do escoamento, sendo o desprendimento de partículas do solo, diretamente relacionada ao fator *LS* (ROFFE *et al.*, 2015). COUTINHO *et al.*, (2014) indicam que o fator *LS* representa a relação direta entre a projeção horizontal e a declividade, e a distribuição das encostas a partir do comprimento, o que interfere no tempo do escoamento superficial. Segundo BERTONI e LOMBARDI NETO (1990), o fator *LS* pode ser calculado através da Equação 8.

$$LS = 0,00984 C^{0,63} D^{1,18} \quad (8)$$

Em que:

C – comprimento de rampa (m);

D – grau de declive (%).

O estudo de BERTONI e LOMBARDI NETO (1990) foi o resultado das análises de combinações definidas de comprimento e grau de declive uniforme. Entretanto, CAMPOS e CARDOSO (2004), mencionam que para áreas extensas e com variabilidade de comprimento

de rampa e declive, o uso desse estudo é exaustivo. WISCHIMEIER e SMITH (1978) definiram o fator LS através da Equação 9.

$$LS = \left(\frac{\lambda}{22,13} \right)^m (65.41 \text{sen}^2\theta + 4.56 \text{sen}\theta + 0.0654) \quad (9)$$

Em que:

λ – Comprimento da vertente (m);

θ - inclinação da vertente (%);

$m = 0.5$ se $\theta \geq 5$;

0.4 se $3.5 \leq \theta \leq 4.5$;

0.3 se $1 \leq \theta \leq 3$; e

0.2 se $\theta \leq 1$;

Fator de uso e manejo do solo (C)

O fator C representa a cobertura vegetal específica e a sequência rotativa de culturas. Reflete indiretamente a gestão sobre o uso da terra. Pode variar entre 0 e 1, próximo de 1 indica uma área que pode apresentar altas perdas de solo, enquanto que valores próximos de 0, indicam forte cobertura vegetal. Quando a informação do fator C é atribuída ao mapa de uso de solo, é calculado um valor constante para essa área, o que não reflete a variação da vegetação (ZHANG ET AL., 2011; SULYSTYO, 2016).

A obtenção de dados que possam demonstrar o uso do solo para determinação do fator C é muitas vezes onerosa. Assim, o uso de ferramentas de geoprocessamento para atualização de dados de áreas é uma das vias para determinação desse fator para o cálculo da perda de solo, via modelos empíricos. GOTTSTEIN, BORGES JUNIOR e ARANTES (2019), utilizaram feições vetoriais no software QGIS 2.14.0, para uma área de estudo que já havia sido avaliada por outros autores, e associaram com dados da literatura para o fator C , produzindo assim novas camadas vetoriais de polígonos que corresponderam às classes de solo desejadas para a análise, formando um novo plano em formato raster.

Fator Práticas Conservacionistas (P)

O fator P está relacionado às práticas conservacionistas utilizadas no manejo do solo. Renard et al., (1997) mencionam que a definição desse fator está na influência de práticas na erosão do solo, por meio da modificação do solo por cultivos por faixas ou terraceamento. Em

muitas pesquisas com uso desse fator, é comum a adoção do valor 1, o que admite que para a área em questão que as práticas conservacionistas não oferecem proteção ao solo (SOTIROPOULOU, ET AL., 2011; GUIMARÃES ET AL., 2015; BAGIO, ET AL., 2017).

Para a determinação desse fator em campo, EDUARDO *et al.*, (2013) determinaram valores de *P*, para a prática de cultivo de milho, a partir da relação entre parcela cultivada em nível e parcela cultivada por morro abaixo, sendo encontrados valores entre 0,16 e 0,71. Nunes *et al.*, (2017), utilizaram os valores de semeadura em contorno de 0,64.

2.1.2.2 – Modified Universal Soil Loss Equation - MUSLE

A Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) foi desenvolvida por WILLIAMS e BERNDT (1975) a partir da USLE, conservando os 4 fatores K, LS, C e P (WISCHMEIER e SMITH, 1965). Para esse modelo, o fator erosivo da chuva foi substituído pela análise da influência do escoamento superficial, em eventos de cheias de bacias hidrográficas. A MUSLE é expressa através da Equação 10.

$$Y = a (Q q_p)^b K LS C P \quad (10)$$

Em que:

Y - produção de sedimentos em toneladas;

Q (m³) - volume de escoamento;

q_p (m³/s) - vazão de pico do evento;

K (t h /MJ mm) - a erodibilidade do solo;

LS (-) - fator conjunto de comprimento de encosta e inclinação;

C (-) - fator de uso e manejo do solo (C); e

P (-) – fator de práticas conservacionistas.

Na forma original da MUSLE, *a* e *b* são coeficientes iguais a 11,8 e 0,56, respectivamente. Para determinação das variáveis *Q* e *q_p*, são necessários hidrogramas de eventos de cheias.

A descrição do momento de saturação das características fisiográficas da bacia, em termos de redução da capacidade de retenção da água de eventos pluviométricos, associados às características intrínsecas da MUSLE, declividade, comprimento do declive, erodibilidade do solo e práticas conservacionistas, tem se tornado referência de composição de dados da taxa de sedimentação em bacias hidrográficas e dos cenários situacionais de impactos ambientais

inerentes a esse processo (CHUTACHINDAKATE e SUMI, 2008; EZZAOUINI, KACIMI, ZEROUALI, 2020).

ADEGEDE e MBAJIORGU (2019) descrevem a MUSLE como modelo adequado a pequenas bacias hidrográficas. Além disso, os autores ressaltam que para a aplicação do modelo a bacias sem dados de chuva/vazão e produção de sedimentos, a aquisição desses dados pode ocorrer em um curto período de tempo, o que torna a pesquisa viável economicamente.

2.3 – SÓLIDOS EM SUSPENSÃO EM BACIAS HIDROGRÁFICAS

Esta seção do presente texto foi baseada principalmente nos trabalhos de CARVALHO *et al.* (2000); CARVALHO (2008); e CARVALHO (2013). Entretanto, outras referências também foram analisadas.

A partícula derivada da rocha passa pelos processos de erosão, deslocamento, transporte de sedimento, deposição e compactação. O transporte do sedimento ocorre no curso d'água, sendo a maior parte do sedimento, i.e., de 70 a 80 % transportada no período chuvoso.

As formas de transporte de sedimento são:

- **Carga sólida de arrasto:** são as partículas de sedimentos que rolam ou escorregam longitudinalmente no curso.

- **Carga sólida saltante:** são partículas que pulam ao longo do curso d'água por efeito da correnteza ou devido ao impacto de outras partículas.

Carga sólida em suspensão: são partículas que estão suportadas pelos componentes verticais das velocidades do fluxo turbulento.

As chuvas que apresentam a capacidade de arrancar o solo transportam para os cursos d'água uma quantidade de sedimentos que forma uma onda que acompanha a enchente de três formas, conforme mostrado nas Figuras de 3 a 5 (CARVALHO, 2013): com pique da concentração de sedimento se antecipando ao pique da vazão (Figura 3); com simultaneidade do pique da concentração de sedimentos e de vazão, ou seja, com igualdade de movimentos (Figura 4) e com o pique da concentração de sedimentos ocorrendo na frente da maior vazão (Figura 5).

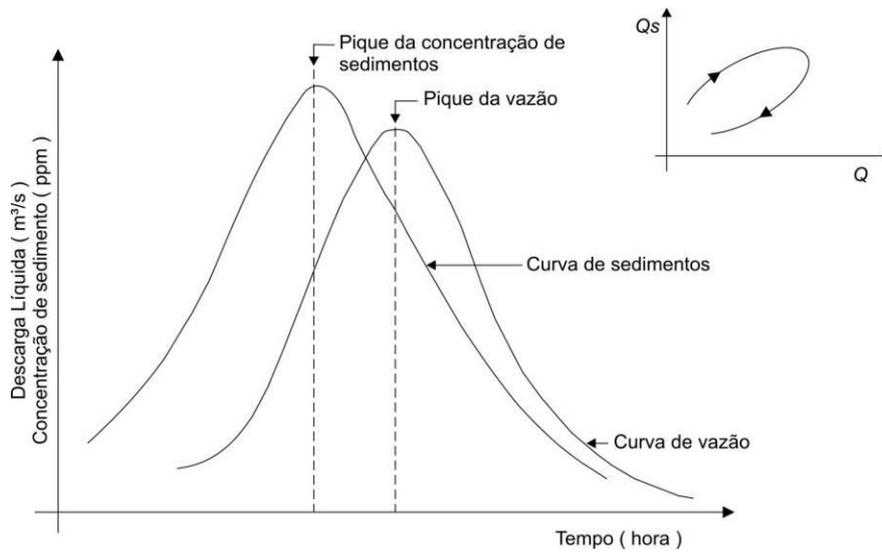


Figura 3 – Pique da concentração de sedimento se antecipando com relação ao pique da vazão.

Fonte: CARVALHO (2013).

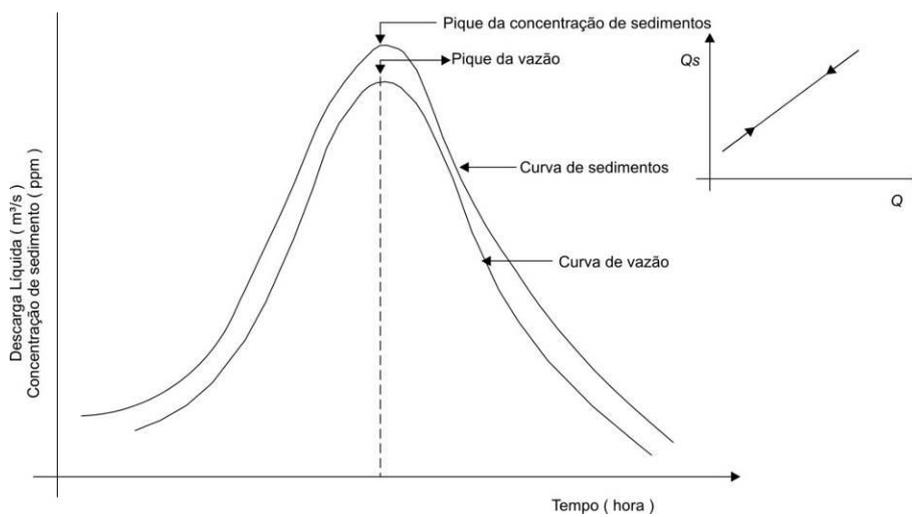


Figura 4 – Simultaneidade de pique da concentração de sedimentos e da vazão.

Fonte: CARVALHO (2013).

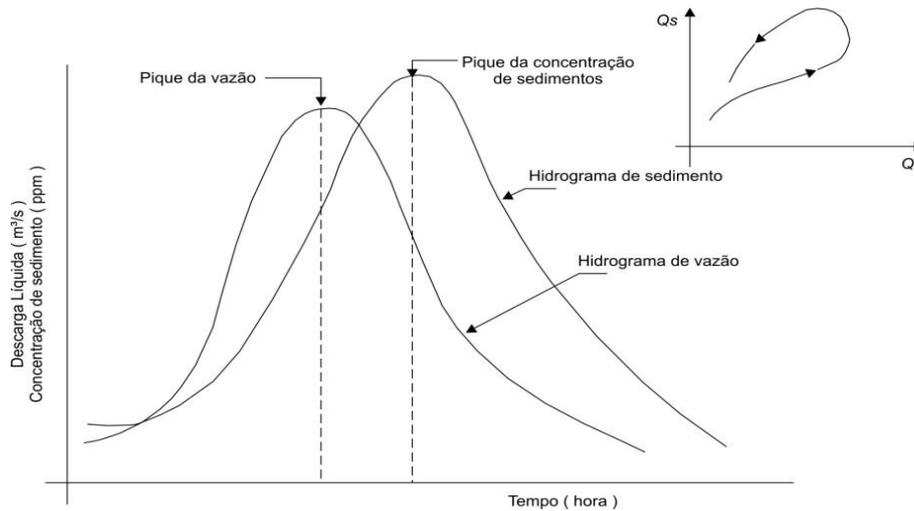


Figura 5 – Pique da concentração de sedimento em atraso em relação ao pique da vazão.

Fonte: CARVALHO (2013).

A relação da vazão e da concentração de sedimentos está condicionada ao uso da terra; à intensidade e distribuição de chuvas; aos processos erosivos; às características da bacia como declividade; ao escoamento superficial, obras hidráulicas, entre outros fatores (MIAO *et al.*, 2011; TENA *et al.*, 2011). Nas Figuras de 3 a 5, são mostrados também os efeitos de histerese, que é o aparecimento de um atraso de um fenômeno físico em relação ao outro. Estudos da dinâmica da vazão e da concentração de sedimentos buscam a análise da mobilização e do transporte desses sedimentos com relação à ao crescimento ou decréscimo da vazão (VESTENA, 2009; MINELA, MERTEN, MAGNAGO, 2011).

Distribuição vertical de sedimentos

As partículas em suspensão estão sujeitas à maior influência da velocidade da corrente na direção horizontal, e do peso. As partículas mais grossas do sedimento em suspensão, normalmente areia, apresentam uma variação da superfície para o leito, enquanto que as partículas finas, como silte e argila, apresentam distribuição próxima da uniformidade na vertical, conforme Figura 6 (CARVALHO, 2008).

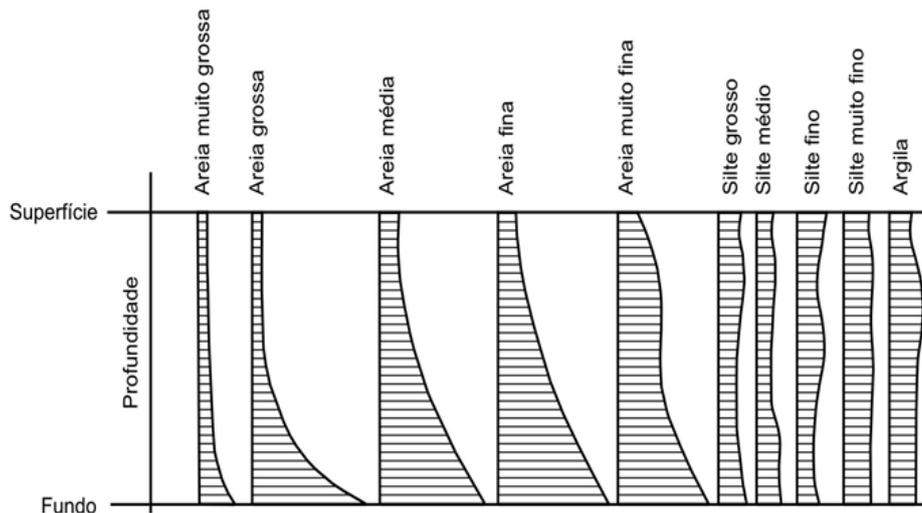


Figura 6 – Distribuição dos sedimentos na vertical.

Fonte: CARVALHO (2013).

Distribuição dos sedimentos na seção

A distribuição de sedimentos em uma seção transversal é variável em função da velocidade da corrente, da disponibilidade de sedimentos e de sua granulometria. As concentrações aumentam das margens para o centro. Na vertical a concentração decresce em direção ao leito, sendo o peso da partícula fator importante na variação da concentração. Na Figura 7 está representada a distribuição da velocidade, da concentração e da descarga sólida.

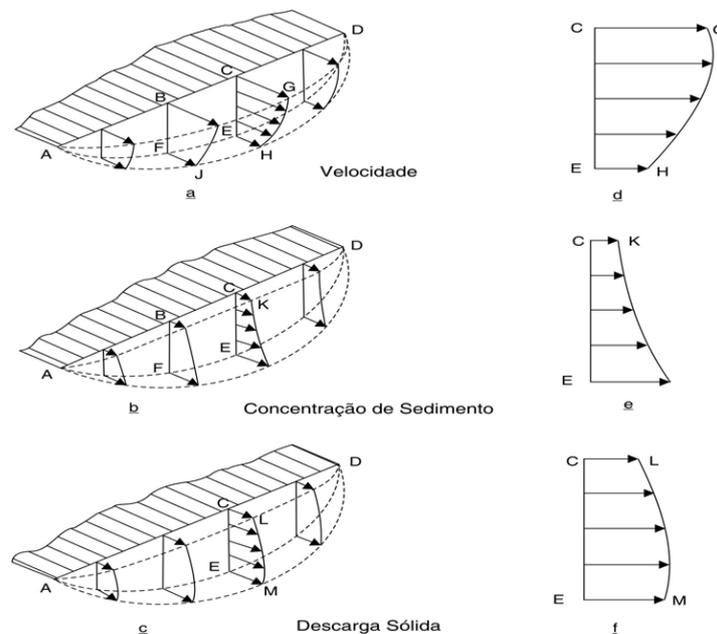


Figura 7 – Distribuição dos sedimentos em uma seção de medida.

Fonte: CARVALHO (2013).

Distribuição do sedimento ao longo do curso d'água

Nas bacias hidrográficas, as cabeceiras dos rios são compostas por sedimentos de tamanhos maiores, como pedras pedregulhos e seixos. No entanto, à medida que vão sendo transportados esses materiais vão se fracionando para granulometrias menores, passando de areia grossa, para média e fina para jusante, para o baixo curso. Os sedimentos mais finos são transportados em suspensão e os mais grossos nos leitos (Figura 8).

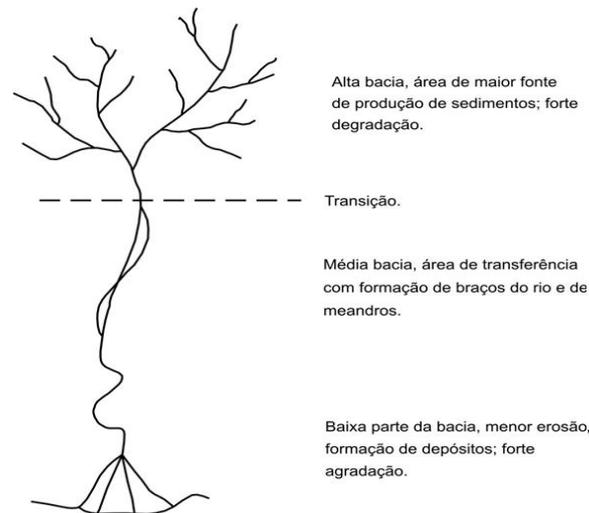


Figura 8 – Distribuição ao longo do curso de água.

Fonte: CARVALHO (2013).

Medições no transporte dos sedimentos

A sedimentometria ou medições da descarga sólida de sedimentos trata da quantidade de sedimentos transportada pelos rios, cuja medição é feita na seção transversal do curso d'água. Na presente pesquisa é destacada a descarga sólida em suspensão, a qual representa 90 % da descarga sólida total, embora existam exceções para a descarga de arrasto que pode ser maior ou se igualar a descarga anterior. Na Tabela 4 são exemplificados os equipamentos utilizados para medições direta e indireta da concentração de sedimentos e descarga sólida em suspensão.

Tabela 4 – Equipamentos que determinam a concentração de sedimentos e descarga sólida em suspensão.

Medida direta ⁽¹⁾		Medida indireta ⁽²⁾	
Equipamento	Atuação	Equipamento	Atuação
Medidor Ultra-sônico ótico	Concentração de sedimentos	US DH - 48	Coleta de amostra água/sedimento para envio ao laboratório
Medidor nuclear	Concentração de sedimentos	US DH - 59 US DH - 76	
Medidor a <i>laser</i>	Concentração, granulometria e velocidade de queda da partícula	US DH – 81 US DH – 95 US DH – 2	
Amostradores de bombeamento	Granulometria	US D 74AL US D - 95	
Medidor fotoelétrico	Concentração pela turbidez	US D – 96 US D – 96	
Garrafa Delft	Volume de sedimento	US D – 99	
Medidor ultra-sônico Doppler	Concentração e velocidade do sedimento	US P – 61A1 US P-63 US P-72	

Obs: US – Estados Unidos da América; D – Amostrador por integração vertical; P – Amostrador pontual; H – Amostrador operado manualmente.

Fonte: ⁽¹⁾CARVALHO (2008); ⁽²⁾LOPES (2013).

Na forma indireta de medição de sedimentos, pode-se citar o equipamento Perfilador Acústico ADCP (Figura 9), o qual é largamente utilizado para medição de vazão e de componentes de velocidade, com uso do efeito Doppler. Para captação de concentração de sedimentos, esse equipamento transmite uma onda sonora a uma frequência fixa, captando os ecos que retornam refletidos por partículas em suspensão na água (TERABE *et al.*, 2005; MOORE *et al.*, 2011; DE OLIVEIRA *et al.*, 2021).



Figura 9 – ADCP fora de uso e embarcada em medição no rio Tocantins.

Técnicas de amostragem do material em suspensão

É importante que amostragens em suspensão sejam feitas ao longo de toda seção transversal do rio em largura e em profundidade. Podem ser pontual espontâneo, pontual por integração e integração na vertical. A primeira é utilizada apenas para verificação imediata da variável; a segunda para obtenção da concentração e da granulometria média; a terceira é feita em várias verticais para obtenção de valores médios em toda a seção (CARVALHO *et al.*, 2000). Os mesmos autores descrevem que a amostragem por integração na vertical pode ser feita em um só sentido ou em dois, descida e subida. A mistura água-sedimento é acumulada em recipiente, enquanto o amostrador move-se em uma velocidade de trânsito constante, também conhecida como IVT (Igual Velocidade de Trânsito). A amostra deve ser representativa e coletada em uma garrafa acoplada ao equipamento. Na Figura 10 é exposto o amostrador de US DH-48 e na Figura 11 são indicados procedimentos quanto às coletas de campo.



Figura 10 – Amostrador US DH – 48.

Fonte: LOPES (2013).

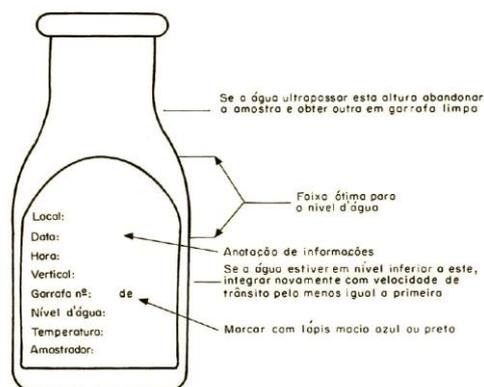


Figura 11 – Garrafa de coleta do amostrador. Fonte: LOPES (2013).

Dessa forma, em função da variabilidade da concentração dos sólidos em suspensão na seção transversal, as técnicas de amostragem consistem em coletar amostras em várias verticais, ou seja, com a seção dividida em partes de igual incremento de largura (IIL) ou de igual incremento de vazão ou descarga (IID) (MERTEN et al., 2010).

A) Amostragem por Igual Incremento de Largura

A seção transversal deve ser dividida em uma série de no mínimo 20 verticais espaçadas de maneira igual. Em cada vertical, faz-se a amostragem por integração com a mesma velocidade de trânsito em todas as verticais e com equipamentos apropriados. As amostras obtidas podem ser combinadas em uma amostra composta para determinação da concentração média de sedimentos e, quando requerido, da granulometria. A manutenção da mesma velocidade de trânsito garante uma amostragem isocinética, ou seja, uma amostra coletada com a mesma velocidade de escoamento do rio. Essa velocidade é dependente do tamanho do bico do amostrador; do volume da amostra; da velocidade de escoamento e da profundidade. Na Figura 12 é apresentado um exemplo de amostragem por esse método.

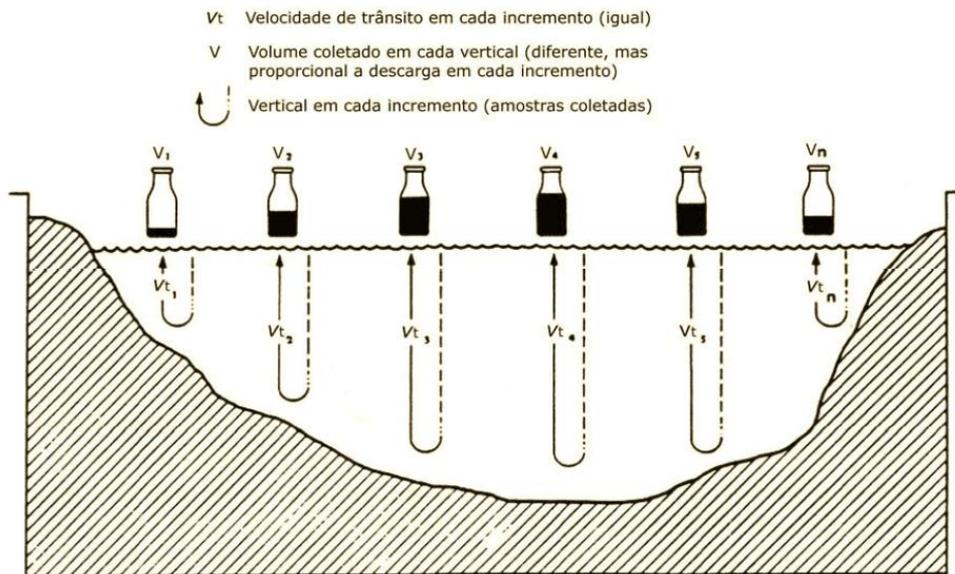


Figura 12 – Ilustração da amostragem por III.

B) Amostragem por Igual Incremento de Descarga

Para essa técnica, é necessário o conhecimento da vazão e da velocidade da seção a ser amostrada. A partir dessas informações é elaborado um gráfico com a porcentagem acumulada das vazões parciais (eixo das ordenadas) com as distâncias nas seções transversais (eixo das abscissas), assim é possível a identificação das posições, da profundidade de amostragem, das velocidades de escoamento para o cálculo da velocidade de trânsito. Nesse método podem ser coletadas de 5 a 15 sub-amostras que podem ser combinadas em uma amostra composta (MERTEN *et al.*, 2011). Na Figura 13 é apresentado um exemplo de amostragem por esse método.

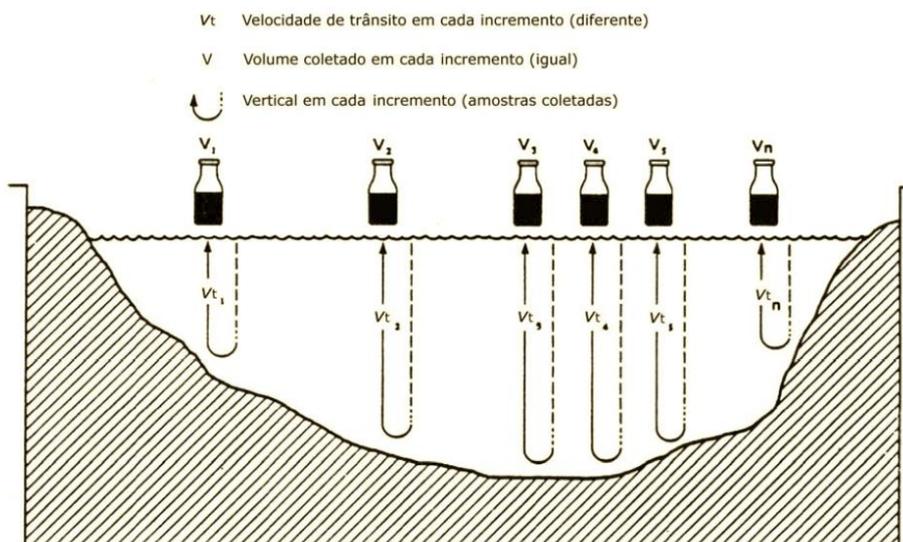


Figura 13 – Ilustração da amostragem por IID.

A análise dos sólidos em suspensão em bacias hidrográficas, como opção complementar de análise de aporte de sedimentos, faz parte da detecção do transporte de sedimentos na área em estudo, realizado com técnicas e instrumentos específicos. No entanto, existem experiências do uso de técnicas de amostragem para a análise de sólidos em suspensão na estimativa da produção de sedimentos para calibração de modelos empíricos. GWAPEDZA *et al.*, (2020), realizaram a calibração do modelo MUSLE, com dados diários de descarga sólida, utilizando-se da medição indireta de sólidos, com uso de turbidímetro, para períodos horários de baixa concentração de sólidos. A inclusão do critério chamado pelos autores de armazenamento de sólidos, tornou a MUSLE calibrada e apresentou dados regionalizados com alta eficiência de correlação (R^2) e adequada ao planejamento ambiental da bacia hidrográfica.

NOOR e KHALAJ (2018) aplicaram o modelo MUSLE em seus dados originais e realizaram a calibração do modelo com dados sazonais de sedimentos em uma bacia hidrográfica. A mistura água-sedimento era coletada em dispositivo na saída principal da bacia, em períodos de caracterização climática específicas da região, para determinação da concentração de sedimentos. A MUSLE original superestimou a produção de sedimentos, enquanto que a calibração apresentou valores menores de produção de sedimentos nos períodos específicos, outono e inverno. Essas diferenças facilitaram o entendimento hidrossedimentológico da bacia e também a definição da necessidade de uma investigação mais longa, para um registro mais amplo, no sentido de definir a real condição natural de produção de sedimentos.

CAPÍTULO 3 – MATERIAL E MÉTODOS

3.1 – RESUMO DA METODOLOGIA

Para aplicação dos modelos empíricos, USLE e MUSLE, foi necessária a adoção de alguns procedimentos:

1) **R** – fator de erosividade da chuva

Os autores OLIVEIRA, WENDLAND e NEARING (2012) conduziram uma pesquisa para verificar a quantidade de equações de erosividade das chuvas e a qualidade da elaboração dessas equações no Brasil. Para a época, a região Norte apresentava duas equações, uma no estado do Pará, que foi determinada com dados da região sul do estado, e outra no estado do Amazonas, sendo que as regiões sudeste e sul, apresentavam a maioria das equações. Assim, para a presente pesquisa foram utilizados pluviogramas do município de Belém com dados semi-horários¹, para na oportunidade, determinar mais uma equação para a região amazônica e também contribuir com os estudos do potencial erosivo das chuvas. Assim foi possível fazer a transposição da equação de Belém para a região de estudo.

2) **K** – fator de erodibilidade do solo e **P** – fator de práticas conservacionistas

K foi tomado do trabalho de CARIELLO *et al.*, (2014), sendo igual a $0,026 \text{ t.h.MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$. P foi considerado igual a 1, pois não foram observadas práticas conservacionistas na pequena bacia hidrográfica do igarapé da Prata.

3) **LS** – fator de comprimento e grau de declive

Esse fator foi determinado através de SIG (Sistema de Informações Geográficas), processando dados de imagens de satélite para a obtenção do Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente (MDEHC) necessário a obtenção do LS.

4) **Q** - volume de escoamento (m^3) e **q_p** - vazão de pico do evento (m^3/s)

Foram obtidas séries de dados de vazões diárias e precipitações para construção de hidrogramas de cheias, para serem determinados os volumes escoados na área da bacia de estudo e destacadas as vazões de pico, que provocaram essas cheias no curso d'água principal,

¹ Semi-horário: análise seccionada do segmento de chuva ocorrido em um tempo contínuo de 30 minutos para determinação do EI30.

Igarapé da Prata. Assim, foram consultadas as bases de dados da Agência Nacional de Água (ANA) no site hidroweb (<http://www.snirh.gov.br/hidroweb/serieshistoricas>).

5) Descarga sólida (qss)

Valor integrado ao tempo, calculado em função da vazão diária e da concentração dos sólidos em suspensão, esse último obtido indiretamente via turbidez com a sonda implantada em ponto do Igarapé da Prata.

Na Figura 14 é apresentada a aplicação das variáveis na USLE e na MUSLE.

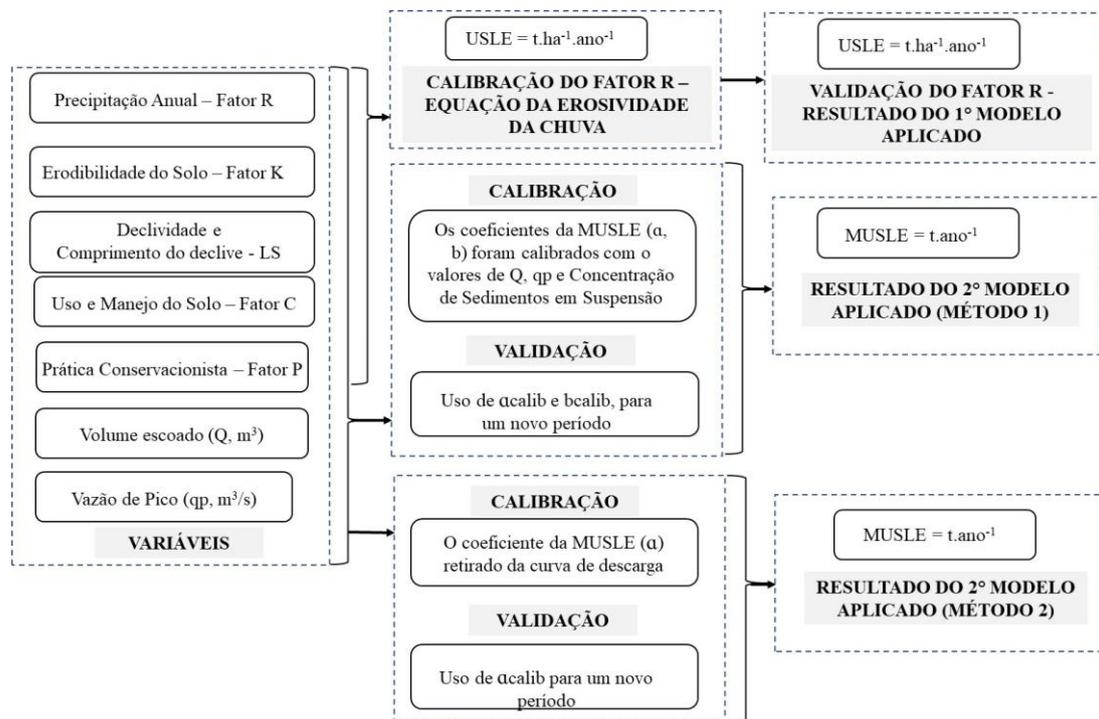


Figura 14 – Esquema metodológico da pesquisa.

A aplicação da USLE e da MUSLE na área de estudo deu-se da seguinte maneira.

1) USLE: calibração do fator R, erosividade da chuva, que é o principal indutor do processo erosivo nesse modelo, realizada pela definição de uma equação aplicável à região de estudo. A validação foi feita para um período de dados de 21 anos de precipitação para a região de estudo.

2) MUSLE (método 1): calibração dos fatores *a* e *b*, utilizando a vazão de pico (q_p), o volume de escoamento (*Q*) e o aporte de sedimento observado (*Y*_{obs}) obtido pela concentração de sedimentos medida indiretamente pelo turbidímetro para validação em um novo período.

3) MUSLE (método 2): calibração do fator a , utilizando a vazão de pico (q_p), o volume de escoamento (Q) e a curva de descarga sólida ($q_p \times CSS$) para validação em um novo período.

3.2 – ÁREA DE ESTUDO

O município de Capitão Poço pertence à mesorregião do Nordeste Paraense e à microrregião Guamá. A sede municipal apresenta as coordenadas geográficas: $01^\circ 44' 54''$ de latitude sul e $47^\circ 03' 42''$ de longitude oeste (Figura 15).

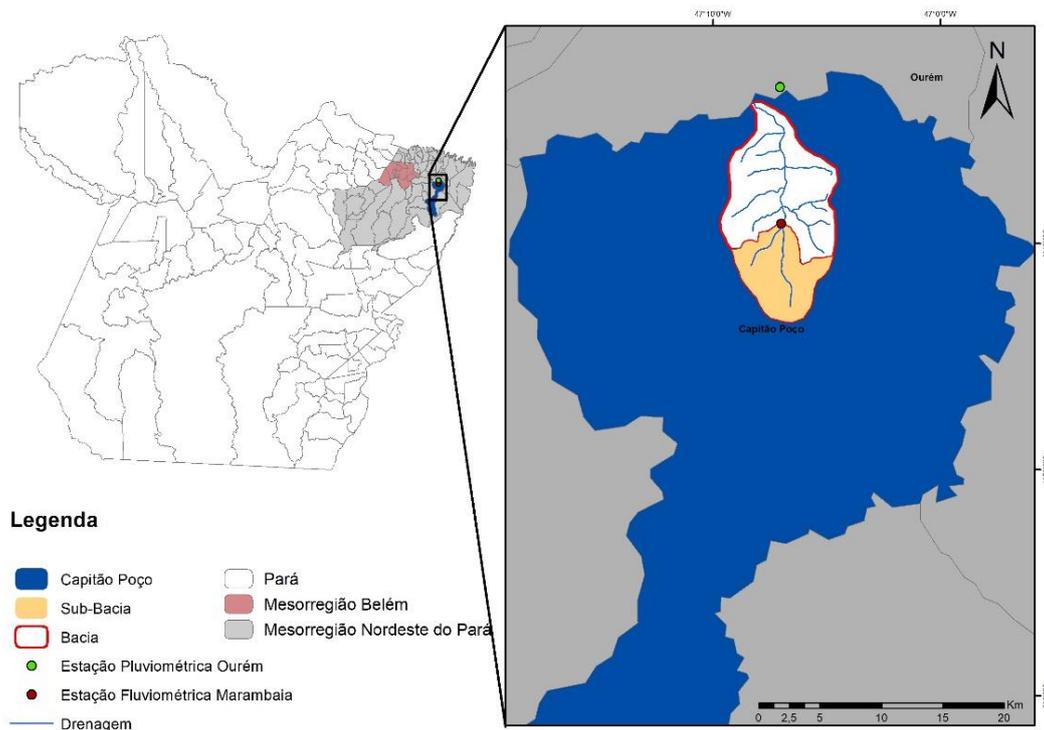


Figura 15 – Localização da bacia do Igarapé da Prata, da estação pluviométrica Ourém e da estação fluviométrica Marambaia.

A bacia hidrográfica do Igarapé da Prata fica localizada em Capitão Poço, aproximadamente 160 km da capital Belém. A bacia possui 82 km² de área de drenagem com o seu exutório no Rio Guamá. Na região está instalada a estação fluviométrica Marambaia, que mede a vazão correspondente a 32,7 km² e da estação pluviométrica Ourém. Na Tabela 5 são mostrados os códigos e coordenadas geográficas dessas estações, ambas pertencentes ao banco de dados da Agência Nacional de Águas (ANA).

Tabela 5 – Dados das estações pluviométrica e fluviométrica da área de estudo.

Nome	Código ANA	Estação	Latitude	Longitude
Marambaia	31600000	Fluviométrica	-1°39'06''	-47°07'03''
Ourém	00147016	Pluviométrica	-1°33'02"	-47°07'01''

O tratamento utilizado na presente pesquisa para a área hidrográfica da bacia do Igarapé da Prata como pequena bacia, é baseado nos estudos de SANTANA e BLANCO (2020), os quais desenvolveram a identificação e classificação de pequenas bacias hidrográficas na Amazônia por meio de um modelo chuva-vazão linear simples (BLANCO *et al.*, 2005), que utilizam a hipótese de que toda chuva que cai na bacia é aproximadamente igual ao volume total drenado. A classificação das bacias estudadas foi baseada em valores da área de drenagem de bacias testes que apresentam relações lineares entre chuva e vazão, hipótese favorecida em pequenas bacias. O estudo concluiu que pequenas bacias hidrográficas na região Amazônia são aquelas que apresentam área de drenagem menores que 500 km².

As informações dos itens 3.2.1 a 3.2.4 para o município de Capitão Poço foram obtidas em PARÁ (2016).

3.2.1 – Hidrografia

O rio Guamá desagua na Baía do Guajará, que juntamente com esse rio banham a capital do estado do Pará, Belém (Figura 16).

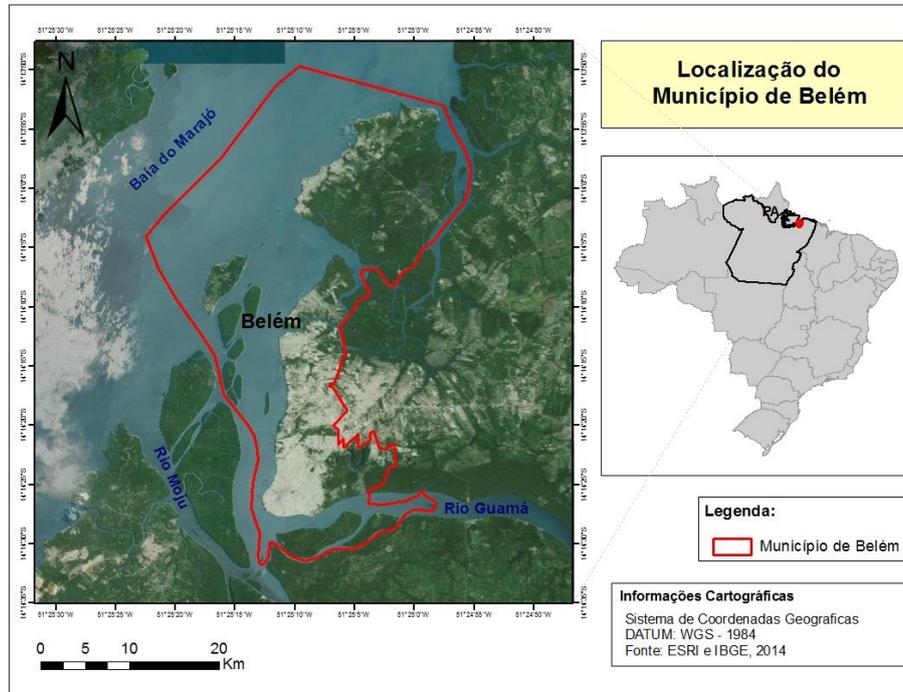


Figura 16 – Localização da foz do Rio Guamá e Belém

Porém, o Rio Guamá também é o corpo d'água mais importante de Capitão Poço, servindo de limite com o município de Ourém, em toda sua porção norte e leste. Para esse rio, convergem pequenos rios e igarapés. Na direção geral Sul/Norte, os igarapés Pacui-Miri, Pacui-Claro, Grande e Açú. Na direção Sudoeste/Nordeste, há os igarapés Água Azul, Trapiche, Aruaí e Jacaiaca, e no sentido Norte/Sul, os igarapés Induá e o Capitão Poço, que passa pela sede do município. Na Figura 17 é mostrada a hidrografia da área de estudo.

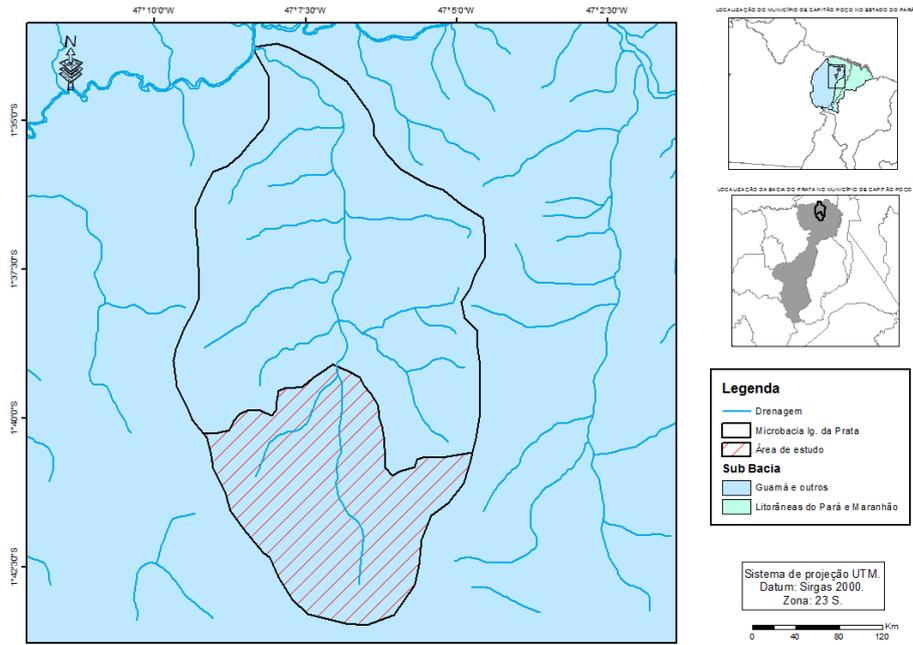


Figura 17 – Hidrografia da bacia do Igarapé da Prata.

3.2.2 – Geologia

As formações geológicas do município de Capitão Poço são constituídas por sedimentos do Terciário Barreira e do Quaternário. Apresenta rochas cristalinas do grupo Gurupi no limite com o município de Ourém e restos do sedimento do cretáceo. Na Figura 18 está espacializada a geologia da área de estudo.

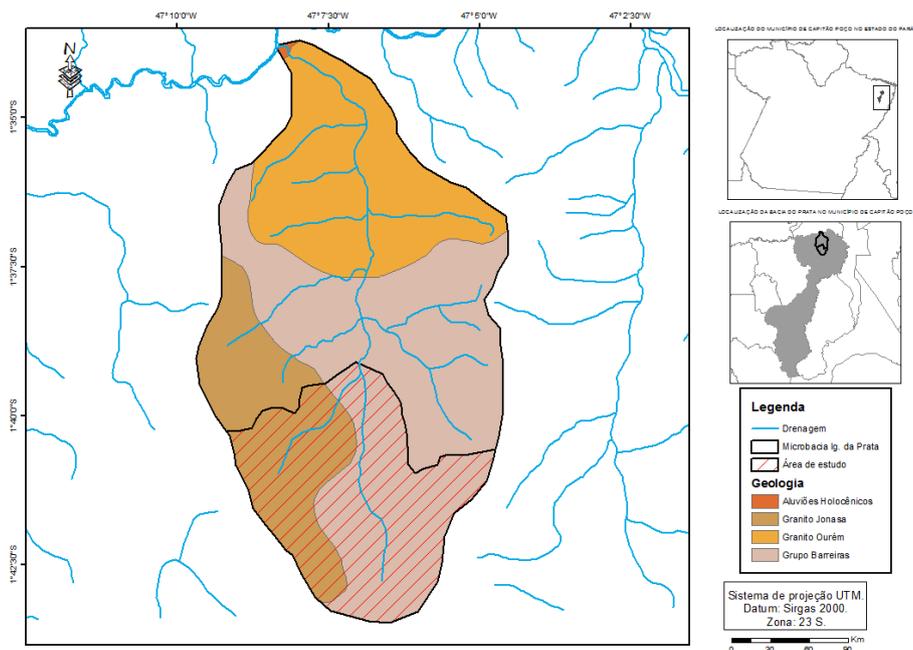


Figura 18 – Geologia da bacia do Igarapé da Prata.

3.2.3 – Solos

Na área há Gleissolo Háptico Distrófico, Latossolo Amarelo Distrófico e Argilossolo Vermelho-Amarelo Distrófico. Na Figura 19 são apresentados os tipos de solo predominantes na região.

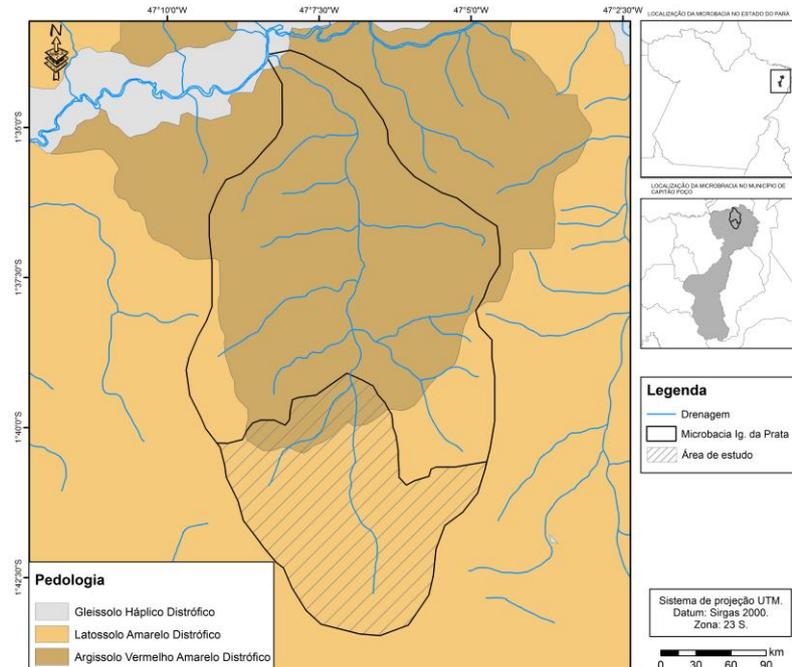


Figura 19 – Solos da bacia do Igarapé da Prata.

3.2.4 – Clima

A temperatura média anual é elevada, em torno de 25 °C para a região de Capitão Poço. A precipitação pluviométrica fica em torno de 2.250 mm anuais. As chuvas são regulares, no entanto, não se distribuem igualmente no ano sendo de janeiro a junho sua maior concentração. A umidade relativa do ar gira em torno de 85 %. Nesse caso, predominam as condições de clima quente e úmido, enquadrando-se no tipo climático Am, da classificação de Köppen (ALVARES *et al.* 2013), em que o clima é chuvoso, porém apresentando pequena estação seca (Figura 20).

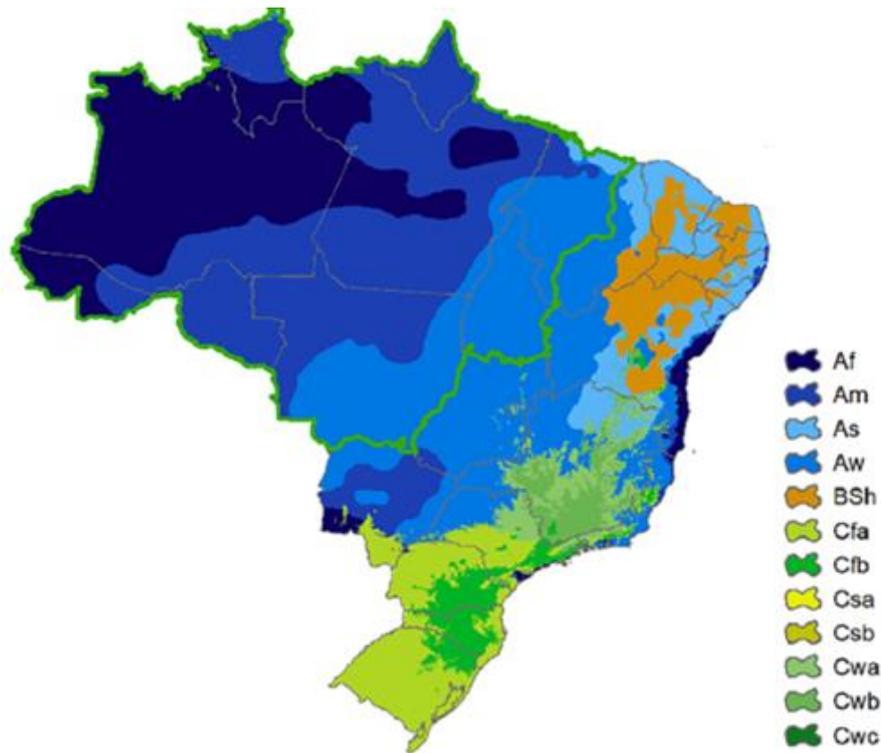


Figura 20 – Classificação do clima brasileiro segundo Köppen.

Fonte: adaptado de ALVARES *et al*, 2013.

3.2.5 – Obtenção do modelo digital de elevação da área de estudo

Nesse caso, foram utilizadas imagens do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), com dados numéricos de relevo e topografia para a espacialização dos dados da USLE. A resolução espacial apresenta equidistância de 30 m. Essa imagem recebeu tratamento no programa ArcGIS 10.1[®], que através de Sistemas de Informações Geográficas (SIG) processou os dados coletados através de ferramentas de análise espacial (*Spatial Analyst Tools*) para encontrar o Modelo Digital de Elevação (MDE), utilizando a metodologia descrita por Santos, Louzada e Eugênio (2010) com os seguintes passos:

- Carregamento da imagem SRTM programa ArcGIS 10.1[®];
- Utilização do interpolador TIN (Triangular Irregular Network), de forma a gerar uma estrutura do tipo vetorial através de um conjunto de faces triangulares interligadas;
- Utilização da ferramenta TIN para o raster, de forma a gerar um raster das cotas de altimetria encontradas anteriormente;

Tratamento para encontrar o MDE:

- Utilização da ferramenta *Fill*, para a eliminação de espúrias (tratamento necessário para encontrar valores coerentes para as células, no sentido de obter imagem concordante com a hidrografia da área);
- Utilização de ferramentas de direção de fluxo (*Flow Direction*);
- Utilização de ferramentas de acumulação de fluxo (*Flow Accumulation*);
- Utilização de ferramentas para a delimitação da rede de drenagem da área da bacia (*Stream Networks*);
- MDE hidrologicamente consistente encontrado.

3.3 – DETERMINAÇÃO DOS FATORES DA USLE

3.3.1 Fator R – Erosividade da chuva

Para determinação do fator de erosividade da chuva, o Instituto Nacional de Meteorologia do estado do Pará (2° DISME) disponibilizou pluviogramas de 11 anos (2001-2011) da estação Belém, a qual recebe identificação 7063. A amplitude do pluviógrafo é de 10 mm, com unidade de 0,2 mm, com tempo de registro de 24 horas. Os pluviogramas foram digitalizados com auxílio de uma mesa digitalizadora (INTUOS 4 XL modelo PTK-1240 – Figura 21) e do programa Hidro Graph 1.02, desenvolvido pelo Grupo de Pesquisa em Recursos Hídricos da Universidade Federal de Viçosa.



Figura 21 – Mesa digitalizadora usada para digitalização dos pluviogramas.

A digitalização facilita a caracterização da chuva individual e erosiva definida por WISCHMEIER (1959), sendo considerada chuva individual aquela separada da anterior e da posterior por um período mínimo de 6 h sem chuva ou com menos de 1,0 mm, e chuva erosiva aquela com quantidade igual ou superior a 10,0 mm ou com 6,0 mm ou mais, desde que tenha ocorrido em período de 15 min ou menos.

Para as chuvas erosivas, foram separadas aquelas que apresentam a mesma inclinação, pois se referem a períodos de mesma intensidade, assim como a chuva acumulada até aquele momento. Na Figura 22, como exemplo, é mostrado um pluviograma digitalizado de um evento de chuva do mês de agosto de 2011, que se enquadra nos critérios anteriores, com precipitação acima de 10 mm.

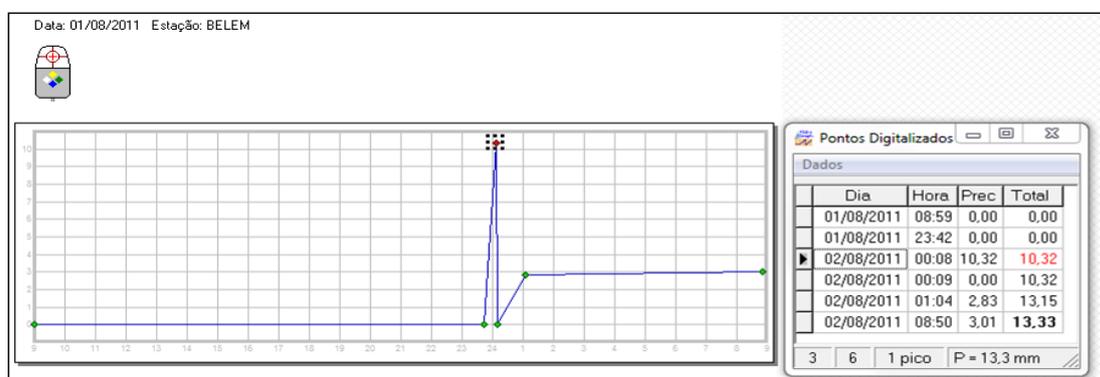


Figura 22 – Pluviograma do dia 02/08/2011, estação Belém (2°DISME).

Assim, determinou-se para cada segmento uniforme de chuva a energia cinética unitária, conforme a expressão de WISCHMEIER & SMITH (1965) (Equação 11).

$$e = 0,119 + 0,0873 \cdot \log 10 i \quad (11)$$

Em que: “e” é a energia cinética unitária ($\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$) e “i” é a intensidade (mm h^{-1}) do segmento de chuva. O valor obtido na Equação 11 é multiplicado pela quantidade de chuva no respectivo segmento uniforme para expressar a energia cinética do segmento, em MJ ha^{-1} . Somando-se a energia cinética de todos os segmentos uniformes de chuva obtêm-se a energia cinética total da chuva (ECt). A Erosividade da chuva é dada pelo índice EI_{30} (Equação 12).

$$EI_{30} = ECt \times I_{30} \quad (12)$$

Em que: “ EI_{30} ” é o índice de erosividade da chuva individual, em $MJ\ mm\ ha^{-1}\ h^{-1}$, “ ECt ” é a energia cinética total da chuva, em $MJ\ ha^{-1}$ e “ I_{30} ” é a intensidade máxima da chuva em um período contínuo de 30 min de chuva, em $mm\ h^{-1}$, ou seja, a quantidade máxima de chuva em um período contínuo de 30 minutos multiplicada por 2, definida a partir de dados levantados do pluviograma. Somando-se os índices EI_{30} de todas as chuvas individuais e erosivas de cada mês, obtém-se a erosividade mensal. Somando-se os índices EI_{30} mensais de cada ano determina-se a erosividade anual. Através da média da erosividade anual foi obtido o valor de R (Equação 13) da USLE para aplicação em Belém para a série analisada.

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n EA}{n} \quad (13)$$

Para se atingir um dos objetivos da tese, deve ser determinada também a relação entre a erosividade da chuva (EI_{30}) e o coeficiente de chuva “ Rc ” por meio das relações linear (Equação 14) e potencial (Equação 15), conforme proposto por LOMBARDI NETO (1977), baseado no Índice de FOURNIER (1956).

$$EI_{30} = a + b Rc \quad (14)$$

$$EI_{30} = A Rc^b \quad (15)$$

Sendo $Rc = p^2/P$, com p (precipitação média mensal em milímetros) e P precipitação média anual também em milímetros. Para o período de estudo, será calculado o valor de Rc para os totais de chuva, obtendo-se consequentemente o EI_{30} , para essa condição. Dessa forma, compara-se o EI_{30} de chuvas individuais com características erosivas como proposto por Lombardi Neto (1977). O principal resultado foi a determinação de uma equação de erosividade da chuva para a região que foi usada para dados de precipitação do município de Ourém, que é próximo do município de Capitão Poço e, assim, foi determinado o fator R . Para o município de Ourém, foram utilizados dados de precipitações totais de 22 anos, referentes ao período de 1993 a 2014, sendo retirado o ano de 2003, que apresentou muitas falhas de preenchimento de dados.

3.3.2 Fator K – Erodibilidade do solo

A área total da bacia é de 82 km² com predominância do solo Podzol Hidroméofica. A erodibilidade seguiu a metodologia apresentada por CARIELLO *et al.* (2014); SANTOS, BLANCO e PESSOA (2015) e SILVA *et al.* (2015), baseada em DENARDIN (1990), com cálculo utilizando as Equações 6 e 7. Para complementar o cálculo foram utilizados os dados de MARTINS (1987), que apresenta as características de latossolos amarelos próximos á área de estudo (Tabela 6).

Tabela 6 – Características do Latossolo Amarelo na região.

Permeabilidade	Moderada e rápida
Textura	Franco arenosa
% de Areia Grossa	46
% Areia Fina	29
% Silte	14
% Argila	11
Matéria orgânica	2,2

Fonte: MARTINS (1987).

3.3.3 Fator LS

Para determinação do fator *LS*, o MDE (Modelo Digital de Elevação) da sub-bacia do Igarapé da Prata foi obtido por meio de uma imagem SRTM 30 x 30 m. Esse MDE foi utilizado como dado de entrada na obtenção do fator topográfico (*LS*) através do software ArcGIS 10.1[®], utilizando as ferramentas, *Fill*, *Flow Direction* e *Flow Accumulation*, obtendo o MDEHC (Modelo Digital de Elevação Hidrologicamente Consistente).

Assim, primeiramente, determinou-se o fator *L* (Equações 16 e 17), definidas por McCOOL *et al.*, (1989), sendo que cada equação foi adaptada para cálculo na ferramenta *Raster calculator*. O fator *L* representa o ponto de onde o escoamento superficial inicia-se, até o ponto de possível deposição de sedimentos (exutório). A Equação 16 é uma associação da análise do comprimento da vertente (λ) com o grau da vertente (*m*). Essa equação define o fator *L* em função de uma parcela de terreno padrão de comprimento igual a 22,13 m (WISCHMEIER & SMITH 1978).

$$L = (\lambda/22,13)^m \quad (16)$$

Onde λ é o comprimento da vertente.

Para o cálculo da constante m , empregou-se a Equação 17.

$$m = \frac{F}{(1 + F)} \quad (17)$$

Onde F é função de β , que é o ângulo médio em graus para todos os subgrids na direção da maior inclinação (grau de declive). Para o cálculo de F , o método dos autores McCOOL *et al.*, (1989) foi considerado. Os autores estudaram valores de β para solos com susceptibilidade moderada a formação de sulcos e entre-sulcos (Equação 18).

$$F = \frac{\sin \beta / 0,0896}{3(\sin \beta)^{0,8} + 0,56} \quad (18)$$

Assim, o mapa do fator L é gerado com a aplicação das Equações 16, 17 e 18 aos dados da área de estudo através do MDEHC. As classes do fator L foram definidas a partir da análise da variação desse fator na sub-bacia, com agregação percentual de áreas por faixas de comprimento.

Por definição dada por WISCHMEIER & SMITH (1978), a declividade padrão para a USLE e a MUSLE é de 9 %. Dessa forma, para determinação da declividade, que representa o fator S , foi usado o método de McCOOL *et al.*, (1987) (Equações 19 e 20).

$$S(i,j) = \begin{cases} 10,8 \operatorname{sen} \beta_{i,j} + 0,03, & \text{para declividade} < 9\% \\ 16,8 \operatorname{sen} \beta_{i,j} - 0,05, & \text{para declividade} \geq 9\% \end{cases} \quad (19)$$

$$(20)$$

Onde i e j são as coordenadas do ponto (célula) analisado na imagem do MDE para definição da declividade. Para a geração do mapa do fator LS , os dados gerados individualmente foram multiplicados na ferramenta *raster calculator* do ArcGIS 10.1[®].

3.3.4 Fator C

O fator C é resultado da influência de variáveis como clima, topografia, solo, práticas de manejo, conservação, ocupações estruturais, sendo definido por valor numérico específico determinado para cada região (CORRÊA *et al.*, 2016; BARACHO e ALVES, 2017). Para a determinação do fator C da área de estudo, foram utilizadas as classes de uso e cobertura do

solo do projeto TerraClass para o ano de 2014. Esse projeto é executado por equipes do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - Centro Regional da Amazônia (INPE/CRA), da Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária – Embrapa Amazônia Oriental (CPATU), ambas localizadas em Belém – PA, além da Embrapa Informática Agropecuária (CNPTIA), situada em Campinas – SP. O projeto tem o objetivo de qualificar o desflorestamento da Amazônia Legal e destacar os diferentes usos da terra. A escala de apresentação de é 1:100.000. A classificação do solo do projeto TerraClass está descrita na Tabela 7.

Tabela 7 – Valores de C para diferentes coberturas e uso do solo (TerraClass).

Classes	Valor de C
Nuvem	0,0100
Outros	0,0001
Floresta	0,0010
Área urbana	0,0010
Vegetação secundária	0,0120
Mosaico de ocupações	0,0700
Pasto limpo	0,0070
Pasto degradado	0,0140
Pastagem com regeneração	0,0610

Para o cálculo, foram destacadas as classes Nuvem; Pasto limpo; Pasto degradado; Vegetação secundária e, por equivalência de conceito, Pasto com solo exposto, que é o mesmo Pasto com regeneração. Esses valores foram inseridos manualmente na tabela de atributos de camada, no campo “Fator_C” do ArcGIS 10.1[®], para espacialização desse fator.

3.3.5 Fator P

A realização de culturas provoca deslocamento de solo entre áreas. Se não houver práticas para evitar a erosão, o valor de P é igual a 1. A presença de contornos recortes em faixas ou terraceamento são maneiras de conservação e proteção contra a erosão hídrica (AREKHI, SHABANI, ROSTAMIZAD, 2011; KALITA, *et al.*, 2018). Para a área de estudo, foi adotado o fator P igual a 1, pois não foram observadas práticas conservacionistas.

3.4 – CÁLCULO DAS VARIÁVEIS HIDROLÓGICAS DA MUSLE

Para aplicação da MUSLE (Equação 10), além dos 4 fatores (K, LS, C e P) e coeficientes a e b, são necessários os valores de Q e q_p , os quais foram determinados a partir de hidrogramas de eventos de cheias, elaborados para dados diários dos anos de 2012-2015. O filtro de FUREY e GUPTA (2001) (Equação 21) foi utilizado para a separação do escoamento de base diária. Os dados de vazões diárias são provenientes da estação Marambaia (Tabela 3).

$$q_t = \beta q_{t-1} + \frac{1 - \beta}{2} (q' + q'_{t-1}) \quad (21)$$

Onde q_t (m^3/s) é a vazão de base diária, β é o parâmetro do filtro (-) igual a 0,925 (ARNOLD & ALLEN, 1999) e q' (m^3/s) é a vazão total diária. Com a passagem do filtro, foi possível calcular o volume do escoamento (Q), obtido pela subtração entre a vazão total e a vazão de base. A vazão de pico (q_p) foi retirada diretamente dos hidrogramas.

Comparando-se os pluviogramas e hidrogramas diários foram determinados os eventos de cheia para aplicação da MUSLE, seguindo a proposição de SILVA *et al.*, (2011). Esses autores mencionam que a seleção de chuvas com potencial erosivo por análise de hidrogramas inclui: ocorrência de pico de vazão evidente; ocorrência de chuva na data do pico ou nos três dias imediatamente anteriores; ocorrência de escoamento direto por mais de um dia. Os dados de chuvas diárias são provenientes da estação Ourém (Tabela 3). Assim, o total de eventos selecionados para os quatro anos de estudo foram 124 eventos, sendo 2012 (22 eventos), 2013 (30 eventos), 2014 (37 eventos) e 2015 (35 eventos). Metade desses dados foi utilizada para calibração e o restante para validação da MUSLE.

3.5 – DETERMINAÇÃO DO APORTE DE SEDIMENTOS OBSERVADO E CURVA DE DESCARGA SÓLIDA

3.5.1 Método indireto – uso de turbidímetro

Na Figura 23 é mostrada área de monitoramento da Companhia de Recursos Naturais (CPRM) do Serviço Geológico do Brasil, com a estação fluviométrica Marambaia (Tabela 3), instalada em área privada de um hotel fazenda em Capitão Poço.



Figura 23 – Estação fluviométrica Marambaia em área de um hotel fazenda em Capitão Poço, Pará.

3.5.2 Sonda SL 2000MIM – Monitoramento Integrado em microbacias

A sonda SL 2000 MIM, fabricada pela empresa Solar Instrumentação (Figura 24), com capacidade de monitoramento de dados de chuva e turbidez, esse último de maneira pontual. O turbidímetro do equipamento trabalha com detector de luz espalhada e com um detector de luz transmitida através da amostra, calculando a razão entre essas duas intensidades de luz. Os dados são armazenados no equipamento, que foi programado para registros em intervalos de 30 mim. Os dados armazenados podem ser salvos em formato de arquivo tipo texto (Figura 25).





Figura 24 – SL 2000 MIM instalada em Capitão Poço, Pará.

2 - DADOS - Campanha 28-02-2012 - Bloco de notas						
Arquivo Editar Formatar Exibir Ajuda						
28/02/2012 UFPA_Prataa - Canais : 4 - Intervalo : 00:10:00						
Latitude = , Longitude =						
Estação: [SL2000 MIM 3.03n Aug 16 2010 Solar Instrumentacao], Manager: [3.5.0.1]						
Configuração dos sensores :						
Precipitação	:	0,0000X ³ +	0,0000X ² +	0,1639X +	0,0000 [mm]	
Sedimentos	:	0,0000X ³ +	0,0004X ² +	0,8270X +	2,5637 [mg/L]	
Nível	:	0,0000X ³ +	0,0000X ² +	0,0000X +	0,0000 [m]	
Vazão	:	0,0000H ^	0,0000 [m ³ /s]			
Tensão	:	0,0000X ³ +	0,0000X ² +	4,3400X +	0,0000 [mV]	

		Precipit.	Canal 1	Nível	Vazão	Tensão Canal 2
		mm	mg/L	m	m ³ /s	mV

17/01/2012 14:46:28		4,2021	324,0108	0,0000	0,0000	13380,342
17/01/2012 14:56:28		0,0000	326,6863	0,0000	0,0000	13470,427
17/01/2012 15:06:28		0,0000	332,0516	0,0000	0,0000	13539,317
17/01/2012 15:16:28		0,0000	328,0258	0,0000	0,0000	13428,034

Figura 25 – Formato de saída de dados da sonda SL 2000 MIM.

Por meio desse equipamento, foram coletados dados de concentração de sólidos em suspensão. Entretanto, durante a operação da sonda ocorreram falhas nos registros, assim, foi possível obter dados para os seguintes períodos:

Ano 2012:

1º Semestre: Janeiro, Fevereiro, Março, Abril.

2º Semestre: Agosto, Setembro, Outubro, Novembro, Dezembro.

Ano 2013:

1º Semestre: Janeiro, Fevereiro, Março, Abril, Maio, Junho.

2º Semestre: Julho.

Ano 2014:

1° Semestre: Maio, Junho, Julho.

2° Semestre: Agosto, Setembro, Outubro, Novembro, Dezembro.

Ano 2015:

1° Semestre: Fevereiro, Março, Abril, Maio, Junho,

2° Semestre: Julho.

3.5.2.1 Cálculo da produção de sólidos em suspensão através de turbidímetro

Para obtenção dos dados de concentração de sólidos em suspensão via turbidímetro, tem-se os seguintes procedimentos:

- Os valores em mV (millivolts) são transformados em NTU pela fórmula indicada no arquivo de extensão (txt) de saída da sonda (Figura 26), com a indicação sedimento;

- É realizada uma relação linear entre os valores de NTU com os valores de concentração de sedimentos de saída da sonda (mg/L), para obtenção da equação dessa relação;

- Com a equação da relação linear, são obtidos novos valores aprimorados de concentração de sedimentos (mg/L) em função de NTU; e

- Esses novos valores de concentração de sedimentos são utilizados no cálculo de produção de sedimentos em toneladas (Equações 22 e 23).

Com os dados de sólidos em suspensão, a descarga sólida foi calculada através da Equação 22.

$$q_s = q \text{ CSS} \quad (22)$$

Em que:

q_s (g/s) é vazão sólida no exutório da bacia;

q (m³/s) é a vazão observada; e

CSS (g.m³) é a concentração de Sólidos Suspensos.

O aporte observado (Yobs) em toneladas (por isso o fator multiplicativo 10⁶), corresponde à integral (Equação 23) do sedimentograma de cada evento.

$$Y_{obs} = \int_0^t q_s dt 10^6 \quad (23)$$

Os dados de sedimentos em suspensão foram selecionados de acordos com as datas de eventos significativos de chuva/vazão, que favorecessem a produção de sedimentos. Assim, os conjuntos de dados chuva/vazão/produção de sedimentos foram utilizados para calibração e validação da MUSLE para os métodos 1 e 2.

3.6 CALIBRAÇÃO E VALIDAÇÃO DA MUSLE

Método 1

Para a calibração, foram utilizados dados de Q e q_p dos 62 eventos extraídos dos hidrogramas dos anos de 2012, 2013 e 2014. A calibração baseou-se na determinação dos fatores a e b , considerando o cálculo de Q , integrado em relação ao tempo, com a separação da vazão de base pelo filtro de FUREY e GUPTA (2001) (Equação 21), sendo q_p retirada dos hidrogramas. Para cada evento erosivo, dividiu-se o resultado de Y_{obs} (Equação 23) pelo resultado da Equação 10, sem o fator a . Da mesma forma, o fator b foi calculado, isolando-o. Assim, cada evento gerou um par de valores a e b , chamados de a' e b' . A média dos valores de a' e b' , assume os valores calibrados para a equação da MUSLE, denominados de a_{calib1} e b_{calib1} .

Para a validação, foram utilizados os dados dos hidrogramas dos anos de 2014 e 2015 (62 eventos). Os valores dos coeficientes a_{calib} e b_{calib} calculados para a MUSLE na fase da calibração foram aplicados para os fatores hidrológicos Q e q_p , extraídos através filtro de FUREY e GUPTA (2001) (Equação 21) e através da análise dos hidrogramas. Assim, foi gerado o aporte de sedimentos calculado (Y_{calc}).

Método 2

A partir das Equações 22 e 23 foi calculada a descarga sólida diária (Q_{ss}) para os anos de 2012 e 2013, com o uso da concentração de sólidos em suspensão (mg/L) e a vazão de pico (q_p). De posse desses valores foram elaboradas curvas de descarga sólida dos anos de 2012 e 2013 através de uma regressão potencial em função da vazão de pico, parâmetro representativo da intensidade de cheias das bacias hidrográficas, as quais causam maior produção de sedimentos. A Equação 24 representa método inovador constante da presente tese.

$$Y_{OBS} = a \cdot q_p^b \quad (24)$$

Os valores de a e b podem ser retirados da curva construída de descarga sólida. Apenas o valor de a foi aplicado na validação, sendo chamado de a_{calib} para os anos de validação 2014 e 2015. O valor do escoamento também foi considerado, ainda seguindo a seleção de eventos efetuado no método 1. A diferença é que como foram utilizados períodos completos de dados anuais para a formação da curva de descarga sólida, decidiu-se também realizar para eventos erosivos selecionadas de forma completa para os anos de validação, dessa forma foram utilizados na validação 72 eventos.

Os critérios de desempenho utilizados na validação da MUSLE foram o coeficiente de correlação de Pearson (R), que mede a associação entre duas variáveis, fornecendo a magnitude dessa associação, bem como a direção do relacionamento (Equação 25); o coeficiente de regressão linear simples (R^2), que é a correlação de Pearson elevada ao quadrado; e o erro médio absoluto (EAM) (Equação 26), que corresponde à diferença entre o valor previsto e o valor real, ou seja, representa o tamanho do erro que se pode esperar da previsão em relação à média (Equação 26) (AGRIMETSOFT, 2019).

$$R = \frac{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O}) - (P_i - \bar{P})}{\sqrt{\sum_{i=1}^n (O_i - \bar{O})^2} \sqrt{\sum_{i=1}^n (P_i - \bar{P})^2}} \quad (25)$$

$$EMA = \frac{1}{n} \times \sum_{i=1}^n |O_i - P_i| \quad (26)$$

Onde P_i é o i -ésimo valor da variável estimada; O_i é o valor observado e n é o número total da amostra de dados.

Na Tabela 8 são apresentadas considerações de desempenho do modelo em relação a R e R^2 .

Tabela 8 – Interpretação dos Coeficientes R e R².

Coeficiente R		Coeficiente R²	
Valores	Desempenho	Valores	Desempenho
0,70 - 1,00	Forte	≤ 1,00	Muito Bom
0,40 - 0,69	Moderado	≤ 0,75	Bom
0,10 - 0,39	Fraco	≤ 0,60	Satisfatório
Fonte: Dancey e Reidy, (2006).		≤ 0,50	Insatisfatório
		Fonte: Moriasi et al., (2007).	

CAPÍTULO 4 – RESULTADOS

4.1 – FATORES E APLICAÇÃO DA USLE

4.1.1 - Fator R

Para o município de Belém com os dados digitalizados de 2001 a 2011, a precipitação pluvial média anual foi de 3250,48 mm. O ano com maior pluviosidade foi 2006 com 3663,8 mm e o ano de menor foi 2003 com 2856 mm. Os meses com maior pluviosidade média mensal foram os meses de Dezembro, Janeiro, Fevereiro, Março e Abril; enquanto os meses que apresentaram menores médias mensais foram Agosto e Setembro. A comparação entre as médias mensais reforça a característica do município de Belém, que normalmente apresenta um primeiro semestre chuvoso e o segundo menos chuvoso. As médias de Janeiro, Fevereiro e Março foram, respectivamente, 380,53 mm, 381,99 mm e 472,68 mm. Enquanto os meses de Julho, Agosto e Setembro, apresentaram médias de 153,19 mm, 139,94 mm, 119,25 mm, respectivamente (Tabela 9).

Tabela 9 – Valores de precipitação anuais, mensais e médias para o período de 2001 a 2011 da estação pluviométrica Belém (COD OMM 82191).

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOT
2001	395,8	346,9	484,7	422,6	298,9	301,2	337	62	145,9	187	104,7	217,5	3304,2
2002	446,1	232,5	393,1	415,1	196,8	254,4	173,9	75,5	95,4	119,7	176,3	277,2	2856
2003	181,6	453,6	476,7	359,9	220,9	123,3	101,7	105,5	171,7	143,2	137,2	294,1	2769,4
2004	373,8	487	510,5	393,6	121	180,1	146	132,3	131,5	146,6	95,3	222,5	2940,2
2005	249,8	363,9	413,7	565,1	449,2	257,8	177,8	103	141,6	242,1	105	459,5	3528,5
2006	387,8	275,1	685,6	495,7	325,6	121	106,7	236,1	155,9	113,6	240,9	519,8	3663,8
2007	306,9	442,9	419,8	459,7	265,9	219,9	196,4	135,3	96,9	168,9	119,1	454,5	3286,2
2008	532,2	450,8	457,4	505,1	308,1	299	108,9	151,5	109,6	110,6	135,2	171,2	3339,6
2009	354,5	422	582,3	469,9	456,6	317,3	193,1	92,7	134,1	142,3	45,1	253,7	3463,6
2010	452,3	359,7	296,8	450,4	403	176,3	132,1	188,1	95,5	152,1	134,2	224,8	3065,3
2011	520,3	332,4	490,9	579,4	477,3	241,5	195,3	179,4	60,3	139,1	174,6	201,7	3592,2
MÉD	381,9	378,8	473,8	465,1	320,3	226,5	169,9	132,9	121,7	151,4	133,4	299,7	3255,4
DP	102,3	76,5	96,8	64,9	110,8	65,8	63,4	50,3	31,3	36,0	48,8	114,8	292,3
CV%	26,8	20,2	20,4	14,0	34,6	29,0	37,3	37,8	25,8	23,8	36,6	38,3	9,0
MÁX	532,2	487,0	685,6	579,4	477,3	317,3	196,4	236,1	171,7	242,1	240,9	519,8	3663,8
MÍN	181,6	232,5	296,8	359,9	121,0	121,0	101,7	75,5	60,3	110,6	45,1	171,2	2769,4
TOT	3805,3	3819,9	4726,8	4693,9	3224,4	2190,6	1531,9	1399,4	1192,5	1478,2	1362,9	3079,0	35809,0

A erosividade média mensal apresentou valor mínimo de $418 \text{ Mjmmha}^{-1}\text{h}^{-1}$ no mês de Novembro e máximo no mês de Março com $2363 \text{ Mjmmha}^{-1}\text{h}^{-1}$. Os maiores valores médios mensais de EI_{30} foram identificados nos meses de Dezembro a Abril, variando de 1188 a $2363 \text{ Mjmmha}^{-1}\text{h}^{-1}$. Os menores valores concentram-se de Maio a Novembro, variando de 418 a $1325 \text{ Mjmmha}^{-1}\text{h}^{-1}$. Valores altos de erosividade concentram-se nos meses do chamado período chuvoso de Belém, que corresponde aos meses de Dezembro a Abril. Baixos valores de erosividade concentram-se no período de Agosto a Novembro, período menos úmido da região. O pico da série estudada foi no mês de Dezembro de 2007 com $4894 \text{ Mjmmha}^{-1}\text{h}^{-1}$. Na Figura 26 são mostrados os valores de EI_{30} anuais e o valor médio do período analisado.

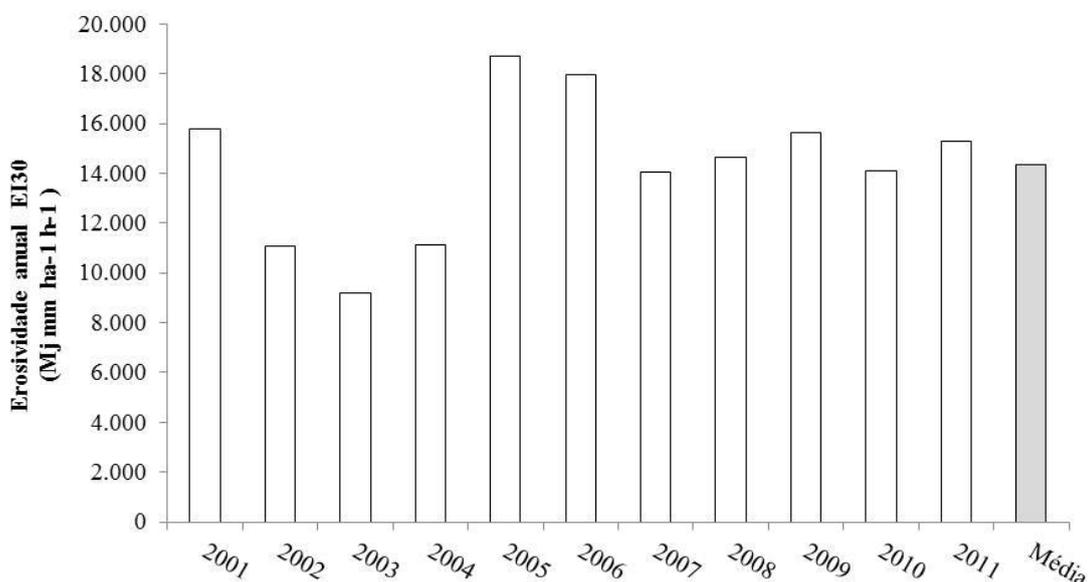


Figura 26 – Erosividade anual e média no período de 2001 a 2011.

Através da análise da Figura 27, percebe-se que o ano de 2005 apresentou maior erosividade com EI_{30} igual a $17946 \text{ Mjmmha}^{-1}\text{h}^{-1}$; e o ano de 2003 foi o de menor valor com EI_{30} igual a $9203 \text{ Mjmmha}^{-1}\text{h}^{-1}$. O fator R foi igual a $14323 \text{ Mjmmha}^{-1} \text{h}^{-1}$, representando a erosividade média anual das chuvas.

COSTA e BLANCO (2018), efetuaram estudos quanto a relação do Índice de Erosividade da chuva e a variabilidade climática, tomando como base o município de Belém. A relação foi estabelecida quanto os resultados da erosividade para verificação da influência dos eventos ENOS (*El Niño* Oscilação Sul), fenômeno atmosférico oceânico caracterizado pelo aquecimento anormal das águas superficiais do Pacífico Tropical; *La Niña*, que é o comportamento oposto à *El Niño*, e Dipolo do Atlântico (Gradiente Inter-Hemisférico ou

Gradiente Meridional). Os autores verificaram que esses fenômenos influenciam o potencial erosivo distribuído. Os fenômenos *El Niño*, e Dipolo do Atlântico (Dipolo positivo), tendem a reduzir a erosividade, enquanto que *La Niña* em conjunto com Dipolo do Atlântico (Dipolo negativo), intensifica a erosividade.

Outra importante contribuição aconteceu nos estudos de SILVA *et al.*, (2019), que apontou o mapeamento da erosividade na Amazônia por análise da distribuição espacial e temporal através de mapas de superfícies isoerodentes anuais. Esse estudo registrou para o estado do Pará, que na região nordeste do estado concentram-se as maiores faixas erosivas de chuva.

Com os EI_{30} médios mensais calculados e os dados de chuva médios mensais e anuais determinados, pode-se estabelecer as relações linear e potencial entre os coeficientes de chuva Rc e a erosividade das chuvas EI_{30} , (Equações 27 e 28), respectivamente. Nas Figuras 27 e 28 são apresentadas as dispersões com as relações linear e potencial, respectivamente.

$$EI_{30} = 25,308 Rc + 496,5 \quad (27)$$

$$EI_{30} = 247,44 Rc^{0,5021} \quad (28)$$

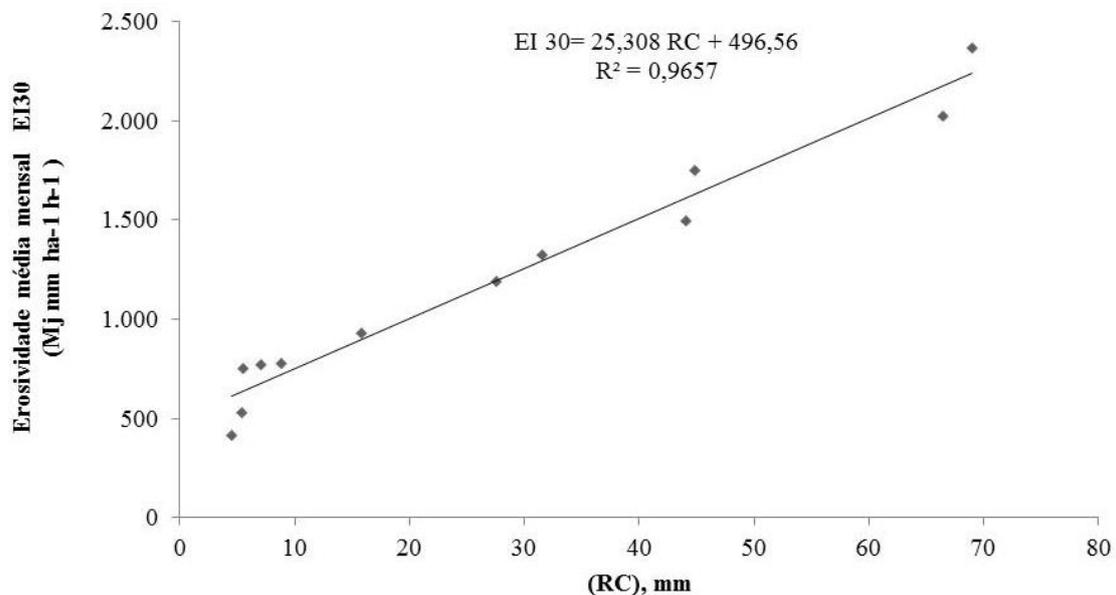


Figura 27 – Relação linear entre o o Índice EI_{30} e o Rc .

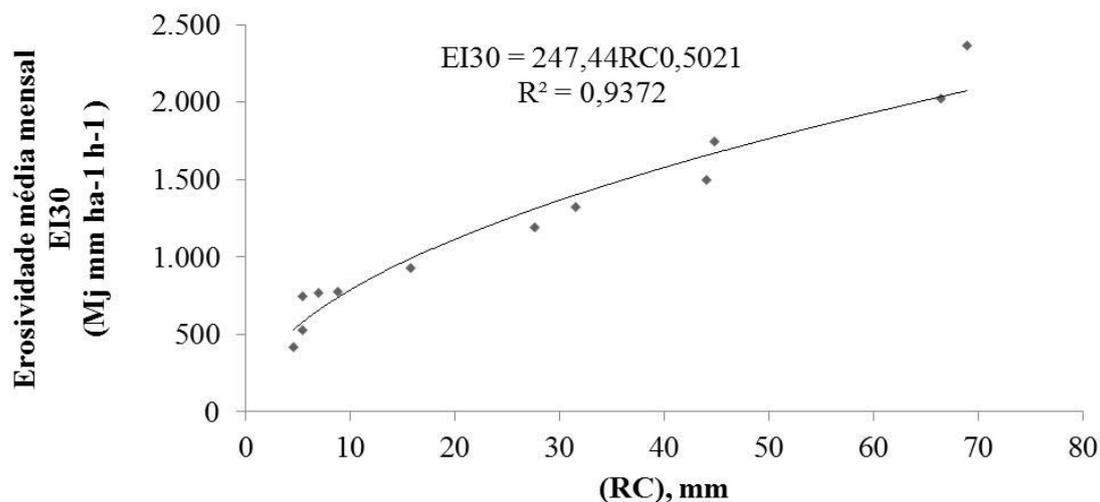


Figura 28 – Relação potencial entre o o Índice EI₃₀ e o R_c.

Ambas as relações apresentaram altos coeficientes de regressão, o que indica que apesar da série de dados possuir menos de 20 anos pode ser considerada para o cálculo da erosividade da chuva para o nordeste paraense, onde o município de Belém está localizado, pois segundo estudos de GONÇALVES *et al.*, (2014), essa região foi agrupada como homogênea de chuva. Vale ressaltar que esse tratamento de região homogênea também foi corroborado pelos estudos de MENESES, FERNANDES e ROCHA (2015), que realizaram a identificação de regiões pluviometricamente homogêneas com bases em observações mensais de 66 estações situadas no estado do Pará. Os pesquisadores classificaram em seu estudo a região nordeste paraense como R1, agrupamento que apresenta um período chuvoso mais acentuado quando comparado com as demais regiões, e período de estiagem bem definidos nos meses de setembro, outubro e novembro.

LOPES, SOUZA E FERREIRA (2013), realizaram análise comparativa de diferentes bases pluviométricas com integração de dados observacionais de estações meteorológicas de superfície para constituição de uma nova climatologia para a precipitação, pela característica das chuvas com inclusão da fisiografia do estado do Pará. Entre as análises está que a região nordeste do estado apresenta as precipitações máximas detectadas no estado, sendo o setor mais chuvoso ao longo do ano, especialmente no trimestre Março, Abril e Maio, resultante dos aglomerados convectivos que provocam essa abundância.

Apesar da correlação linear ter um R^2 um pouco maior que o R^2 da correlação potencial, decidiu-se pelo uso da correlação potencial, conforme vários trabalhos disponíveis na literatura (GRAUSO, DIODATO, VERRUBBI, 2009; ALMEIDA *et al.*, 2011; SADEGHI, MOATAMEDNIA, BEHZADFAR, 2011).

Assim, entre o EI_{30} calculado através de dados observados; e o EI_{30} calculado via modelo potencial, foi possível verificar pequenas diferenças na distribuição mensal. Os valores absolutos do EI_{30} observado e do EI_{30} calculado, de maneira geral, foram muito próximos, portanto essa homogeneidade, que é característica da região, favorece o uso do Rc para os cálculos de erosividade (Figura 29).

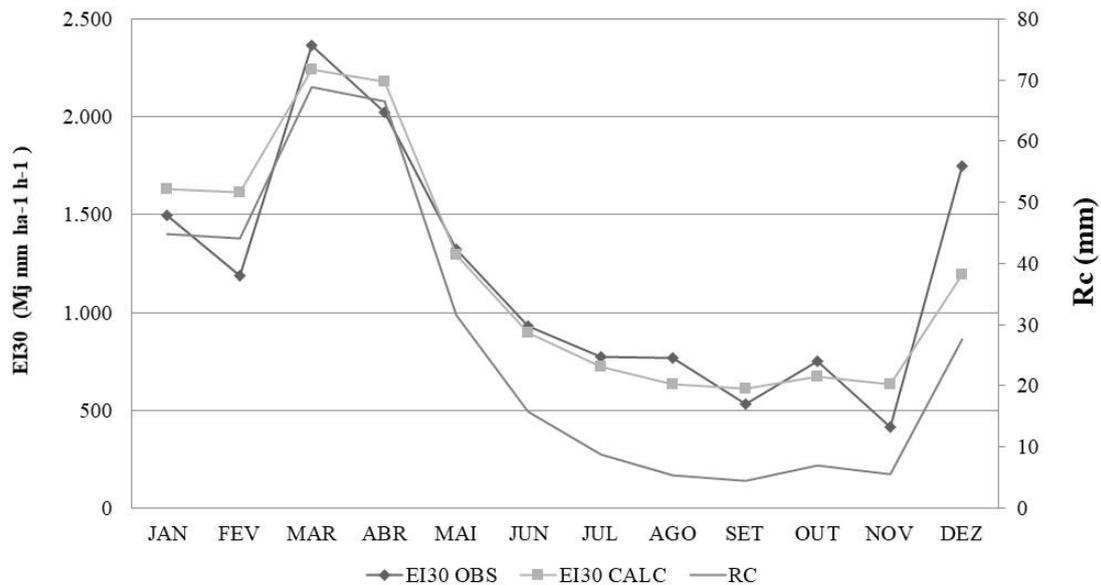


Figura 29 – Comparativo entre EI_{30} observado, calculado e o Rc .

A distribuição dos percentuais mensais de chuva, EI_{30} e do Rc (Figura 30), apresentaram tendência semelhante. Valores extremos de precipitação ocorrem no período de Dezembro a Abril (8,3 a 16,5 %), enquanto que os menores valores ocorrem de Junho a Novembro (2,9 a 6,5 %). Da mesma forma, o índice de erosividade das chuvas apresenta suas maiores amplitudes para o mesmo período, Dezembro a Abril (8,3 a 16,6 %) e menores valores entre Junho e Novembro (2,9 a 6,5 %). Para o coeficiente de chuva, os valores extremos também estão entre Dezembro e Abril (8,3 a 20,9 %). Os picos de percentuais erosivos aconteceram nos meses de Março, Abril e Janeiro (20,9; 20,1 e 11,7 %) nesses meses também ocorrem os maiores percentuais de chuva (14,6; 14,3 e 9,2 %).

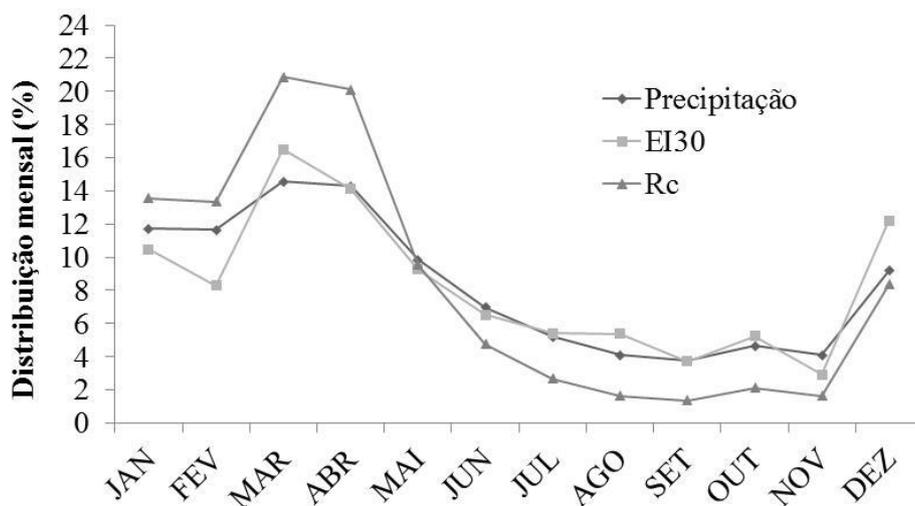


Figura 30 – Distribuição percentual mensal da precipitação, índices de Erosividade e R_c para o período de 2001 a 2011.

A distribuição mensal da precipitação, da erosividade e do R_c calculada em termos percentuais foi acumulada a cada mês, o que proporciona uma curva (Figura 31), a partir da qual é possível destacar a concentração de chuvas erosivas. Assim, o período de Janeiro a Maio apresentaram 62 % das chuvas erosivas, nesse mesmo período estão as chuvas extremas e os maiores valores médios de erosividade, sendo assim um período propício para aprofundamento de estudo de perdas de solo na região.

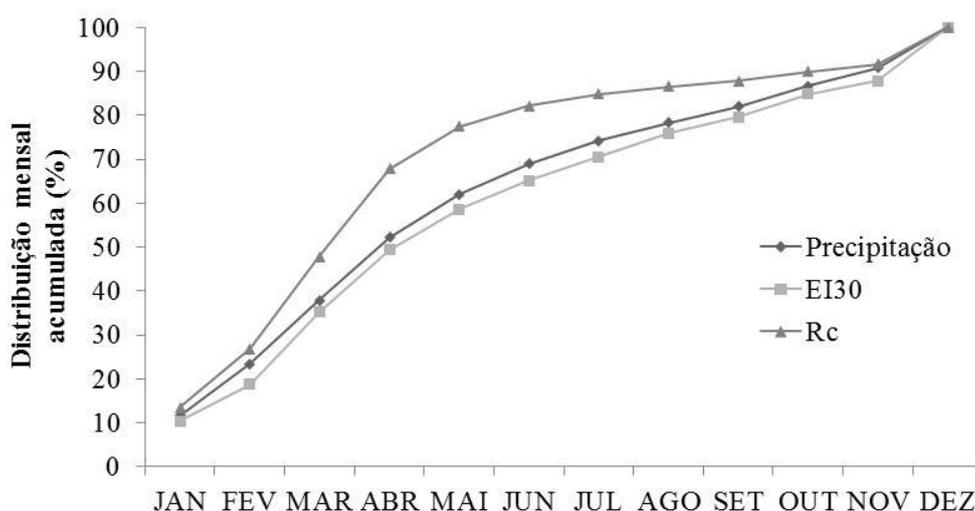


Figura 31 – Distribuição percentual acumulada da precipitação, índices de Erosividade e R_c para o período de 2001 a 2011.

4.1.2 - Aplicação da equação da erosividade para o município de Capitão Poço

Para o município de Capitão Poço, foram utilizados os dados de chuva da estação do município de Ourém (Tabela 3), ficando a mesma a 15 km de distância da área de estudo. Com as definições dos modelos de transposição entre regiões de dados semi-horários de chuvas para determinação do fator de erosividade de chuva (EI_{30}), através de sua correlação com o coeficiente de chuva (R_c) feita pra a cidade de Belém, utilizou-se o modelo potencial para determinação do EI_{30} da área de estudo.

Os dados pluviométricos foram do período de 1993 a 2014, sendo que foi excluído o ano de 2003 em função da ausência de dados dos meses de Abril, Maio e Junho. A precipitação pluvial média anual foi de 2136,8 mm. O ano com maior pluviosidade anual foi 2011 com 2715,9 mm e o ano de 1997 apresentou a menor pluviosidade com 1668,4 mm. O período de maior pluviosidade média mensal foi de dezembro a maio; enquanto que o de menor média mensal na série foi de setembro a novembro. Na Tabela 10 são apresentados os valores de precipitação anuais, mensais e médios e as estatísticas desses valores.

Tabela 10 – Valores de precipitação totais, mensais e anuais e as estatísticas desses valores para o período de 1993 a 2014 do município de Ourém.

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOT
1993	190,9	322,4	249,3	257,1	267,8	100,3	121,8	135,1	27,4	54,5	61,2	144,1	1931,9
1994	371,9	240,2	495,9	304,2	257,7	173	32,7	67,9	22,6	17,3	22,6	48,8	2054,8
1995	227,4	452,7	329,5	383,5	350,5	159,8	162,5	135,4	5,7	91,9	193,5	156,2	2648,6
1996	328,2	321,9	409,2	294,5	208,9	139,9	125,6	156,1	98,5	22,3	12,4	129,5	2247
1997	292,8	167,9	474,4	205,5	206,4	90,5	51,2	66,4	6	0,6	21,7	85	1668,4
1998	313,4	152,6	519,7	192,7	139	210,6	106	83	52	36,3	89,6	194	2088,9
1999	116,9	334,7	198,9	238,3	208,8	189,4	161	73,6	98	112,9	12,1	68,9	1813,5
2000	202,2	278,8	243,7	145,3	235,6	202,7	124,8	93,4	151,5	26,8	35	29,9	1769,7
2001	176,8	417,9	328,5	329,6	165,4	237,7	90,9	23,1	147,1	26,9	9,9	13,3	1967,1
2002	175	339,2	279,2	415,2	276,6	89,5	183,7	131,8	17,7	44,8	108,7	92,6	2154
2004	295,2	320,1	461,8	344,8	142,4	146	185,9	97,7	85,8	74,6	4,5	61,1	2219,9
2005	108,1	161,7	446,1	417,7	142,6	146,7	87,9	73,9	16,7	44,8	9,6	157	1812,8
2006	178,6	201,8	281	365	266,7	105,8	73,5	87,7	131,5	24	166,7	8,7	1891
2007	93,9	301,4	292,5	368,7	452,9	160,9	92,9	100,3	34,7	74,9	35,6	163,7	2172,4
2008	309,6	240	377	401,89	345	254,3	124,2	92,5	53,1	72,8	48,2	82,3	2400,89
2009	313,2	334	428,2	560,2	387	245,3	99,9	120,1	61,4	44,9	27,6	56,3	2678,1
2010	157,4	198,6	184,3	318,7	222,8	122,9	132	107,7	55,4	68,2	59,9	110,1	1738
2011	287,2	269,8	562,9	597,7	312,8	113,9	191,4	128,1	78	136,6	20,3	17,2	2715,9
2012	154,9	128	374,6	325,1	252,1	159,9	178,8	134	147,3	15,6	33,5	65,9	1969,7
2013	246,5	194,1	442,9	426,8	308	138	201,8	141,1	116,3	4	74,3	12,8	2306,6

2014	194	471,1	376,8	423	446,9	233,6	187	61,7	40,9	49,3	4,3	135,1	2623,7
MÉD	225,4	278,5	369,4	348,4	266,5	162,9	129,3	100,5	68,9	49,7	50,1	87,3	2136,8
DP	78,82	95,03	104,82	108,19	89,88	50,68	47,69	32,51	47,42	34,43	50,68	26,59	319,03
CV%	35,0	34,1	28,4	31,1	33,7	31,1	36,9	32,4	68,8	69,3	101,2	14,9	14,9
MÁX	371,9	471,1	562,9	597,7	452,9	254,3	201,8	156,1	151,5	136,6	193,5	226,325	2715,9
MÍN	93,9	128	184,3	145,3	139	89,5	32,7	23,1	5,7	0,6	4,3	139,033	1668,4
TOT	4734,1	5848,9	7756,4	7315,49	5595,9	3420,7	2715,5	2110,6	1447,6	1044	1051,2	3739,41	44872,9

Para a cidade de Ourém, também foi percebido que o primeiro semestre é mais chuvoso do que o segundo, o que confirma que Belém e Ourém pertencem à mesma região homogênea (GONÇALVES, 2014). As médias de Janeiro, Fevereiro, Março e Abril, foram, respectivamente, 225,4 mm, 278,52 mm, 369,35 mm e 348,36 mm. Enquanto os meses de Julho, Agosto, Setembro e Outubro, apresentaram médias de 129,31 mm, 100,50 mm, 68,93 mm, 49,71 mm, respectivamente. Assim, foi calculado o EI_{30} para a cidade de Ourém por meio do R_c com o modelo potencial. Na Tabela 11 são expostos os valores de EI_{30} mensais, anuais e médios.

Tabela 11 – Valores de Erosividade EI_{30} , mensais, anuais, e médios e as estatísticas desses valores para o período de 1993 a 2014 do município de Ourém.

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	MÉD
1993	1081,34	1830,24	1413,73	1458,15	1519,09	566,61	688,63	764,15	153,95	307,09	345,01	815,28	911,94
1994	2048,10	1320,38	2734,28	1673,85	1417,00	949,67	178,25	371,27	123,01	94,05	123,01	266,46	941,61
1995	1100,18	2196,54	1596,63	1859,48	1698,83	771,98	785,08	653,65	27,15	442,93	935,53	754,51	1068,54
1996	1727,18	1693,88	2155,44	1549,12	1097,27	733,60	658,32	818,93	515,75	116,04	64,36	678,85	984,06
1997	1788,48	1023,17	2903,60	1253,37	1258,88	550,07	310,46	403,06	36,06	3,57	131,11	516,51	848,19
1998	1710,50	830,36	2842,48	1049,58	756,06	1147,51	575,91	450,48	281,68	196,33	486,46	1056,70	948,67
1999	682,13	1961,68	1163,21	1394,69	1221,35	1107,42	940,73	428,63	571,42	658,69	69,94	401,15	883,42
2000	1197,20	1652,96	1444,04	859,11	1395,85	1200,17	737,43	551,22	895,92	157,34	205,71	175,62	872,71
2001	992,11	2353,53	1848,18	1854,40	927,88	1335,51	508,66	128,52	824,81	149,76	54,89	73,83	921,01
2002	938,22	1823,61	1499,81	2234,09	1485,78	478,48	985,07	705,78	93,99	238,81	581,61	495,13	963,36
2004	1562,31	1694,66	2448,62	1826,00	751,33	770,40	981,94	514,67	451,74	392,54	23,40	321,23	978,24
2005	630,70	945,02	2618,26	2450,89	832,95	857,00	512,40	430,47	96,67	260,41	55,44	917,43	883,97
2006	1022,31	1155,70	1611,51	2095,55	1529,17	604,27	419,15	500,50	751,74	136,22	953,92	49,17	902,43
2007	499,97	1612,68	1564,86	1974,45	2427,45	858,65	494,62	534,19	183,99	398,43	188,78	873,66	967,64
2008	1575,60	1220,09	1920,20	2047,53	1756,56	1293,11	629,65	468,37	268,24	368,25	243,39	416,51	1017,29
2009	1508,91	1609,55	2065,65	2705,48	1866,11	1180,57	478,98	576,28	293,79	214,56	131,62	269,29	1075,07
2010	939,45	1186,51	1100,73	1907,82	1331,73	732,77	787,27	641,79	329,21	405,63	356,07	656,15	864,59
2011	1373,44	1289,89	2699,51	2867,12	1496,40	542,58	913,75	610,52	370,97	651,21	96,00	81,29	1082,73
2012	868,16	716,82	2107,31	1827,76	1415,83	896,31	1002,72	750,57	825,39	86,59	186,55	368,02	921,00

2013	1278,75	1005,90	2303,25	2219,18	1599,28	714,15	1045,98	730,26	601,42	20,39	383,50	65,58	997,30
2014	942,42	2297,06	1835,54	2061,60	2178,58	1135,67	908,27	298,29	197,39	238,12	20,56	655,30	1064,07
MÉD	1212,74	1496,20	1994,14	1865,20	1426,83	877,45	692,54	539,60	375,92	263,67	268,42	471,79	957,04
DP	408,18	468,64	545,14	489,48	419,54	259,86	241,24	166,26	270,41	177,77	266,09	299,21	71,17
CV%	33,66	31,32	27,34	26,24	29,40	29,62	34,83	30,81	71,93	67,42	99,13	63,42	7,44
MÁX	499,97	716,82	1100,73	859,11	751,33	478,48	178,25	128,52	27,15	3,57	20,56	49,17	848,19
MÍN	2048,10	2353,53	2903,60	2867,12	2427,45	1335,51	1045,98	818,93	895,92	658,69	953,92	1056,70	1082,73
TOT	25467,44	31420,24	41876,85	39169,21	29963,39	18426,51	14543,26	11331,61	7894,28	5536,97	5636,85	9907,67	20097,86

Na Figura 32 são mostrados os valores da erosividade EI_{30} mensais comparando-se com a precipitação média mensal de 1993 a 2014.

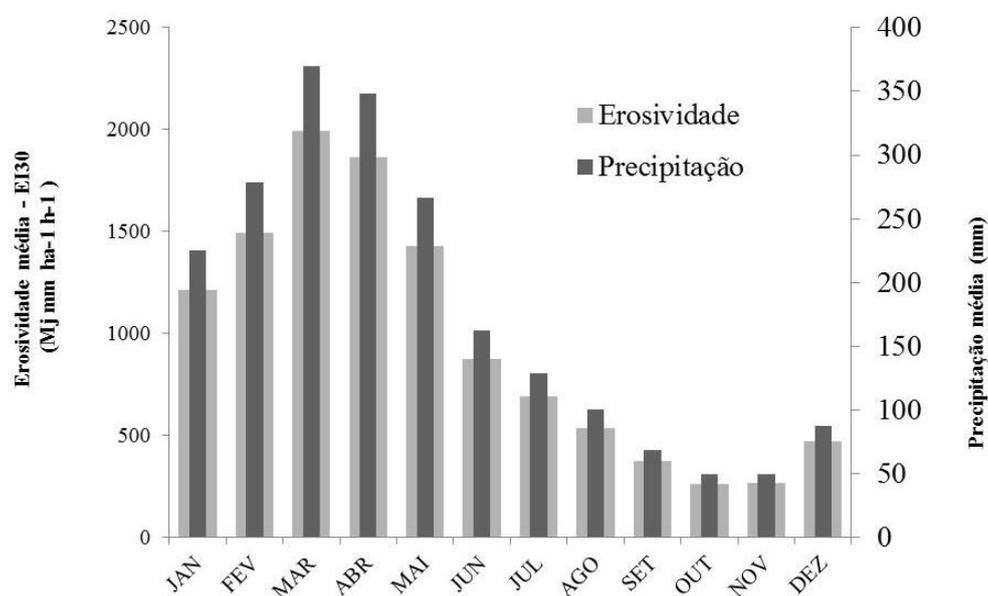


Figura 32 – Comparativo EI_{30} médio e precipitação média no período de 1993 a 2014 para o município de Ourém.

A erosividade média mensal das chuvas em Ourém apresentou valor mínimo de 263 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$ no mês de Outubro e máximo no mês de Março com 1994 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$. O período de maiores valores médios mensais de EI_{30} foi identificado nos meses de Janeiro a Maio, variando de 1212 a 1994 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$. Os menores valores concentram-se de Setembro a Dezembro, variando de 263 a 471 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$. Para a série estudada, o maior valor médio encontrado foi de 2903 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$ no mês de Março (1997). No caso das erosividades médias mensais mínimas e máximas, a mínima apresentou um valor de 3,57 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$ no mês de Novembro; e a máxima apresentou um valor de 2903 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$ no mês de março. Os

maiores valores mensais de EI_{30} foram identificados nos meses de Dezembro a Maio, variando de 1056 a 2903 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$. Os menores valores se concentram de Julho a Novembro, com 3,57 a 178,25 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$.

Na Figura 33, são apresentados os valores de EI_{30} anuais para o período analisado, os quais foram determinados com o modelo potencial por meio do Rc calculado com os dados pluviométricos mensais e anuais médios do período de 1993 a 2014 da cidade de Ourém.

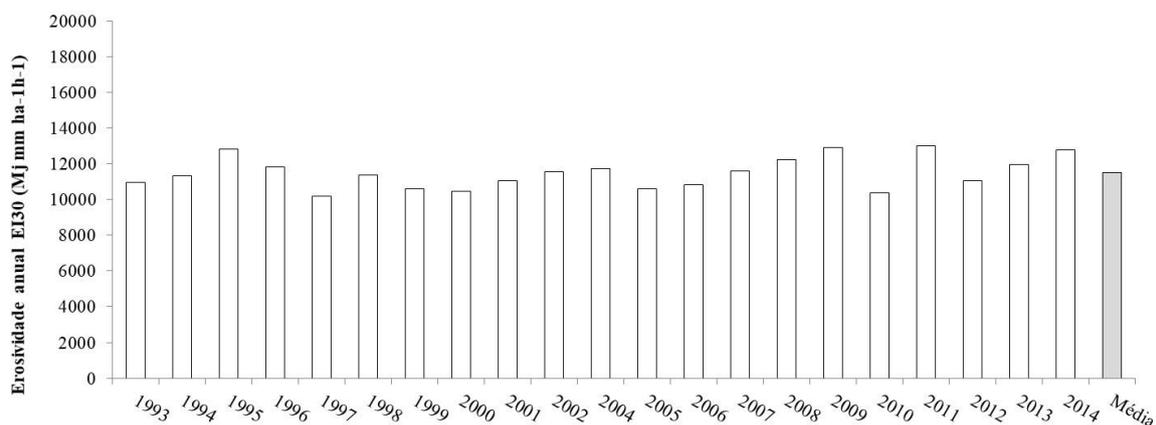


Figura 33 – Erosividade anual para o município de Ourém no período de 1993 a 2014.

Visando validar a metodologia de transposição de modelo para determinação do fator de erosividade da chuva. Dados de chuva semi-horários do ano de 2012, observados na região de Ourém, possibilitaram a determinação de EI_{30} , usando-se a Equação 25, resultando em um EI_{30} igual a 9937,44 $MJ.mm.ha^{-1}.h^{-1}$. Já, usando-se o modelo transposto (Equação 26), obteve-se um EI_{30} igual a 11052,04 $MJ.mm.ha^{-1}.h^{-1}$ para o mesmo ano (Figura 33). O erro relativo percentual entre esses valores é igual a 10,08 %, apontando para uma validade da metodologia em estimar fatores de erosividade em locais sem dados de chuvas semi-horárias, mas dentro da mesma região climática. Assim, usando-se os dados da Figura 33 e a Equação 26, tem-se que o fator R da USLE para a região da bacia hidrográfica do igarapé da Prata é igual 11484 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$, sendo da mesma ordem de grandeza do fator R calculado para a cidade de Belém (14323 $Mjmmha^{-1}h^{-1}$).

4.1.3 - Fator K

As variáveis de cálculo do fator de erodibilidade do solo (K) são apresentadas na Tabela 12.

Tabela 12 – Erodibilidade do solo para a bacia de estudo.

Variável	Valor obtido
M	3,87
Permeabilidade do solo	2 (moderada e rápida)
DMP (mm)	0,56
R	1
K (t.h MJ ⁻¹ . mm ⁻¹)	0,026

Fonte: Cariello et al. (2014).

4.1.4 - Fator LS

Com relação ao comprimento do declive (L), houve predominância da faixa de 1-1,2 m em 97% da área de estudo (36,8 km²), sendo que os maiores comprimentos foram encontrados nas áreas próximas aos corpos hídricos (Figura 34).

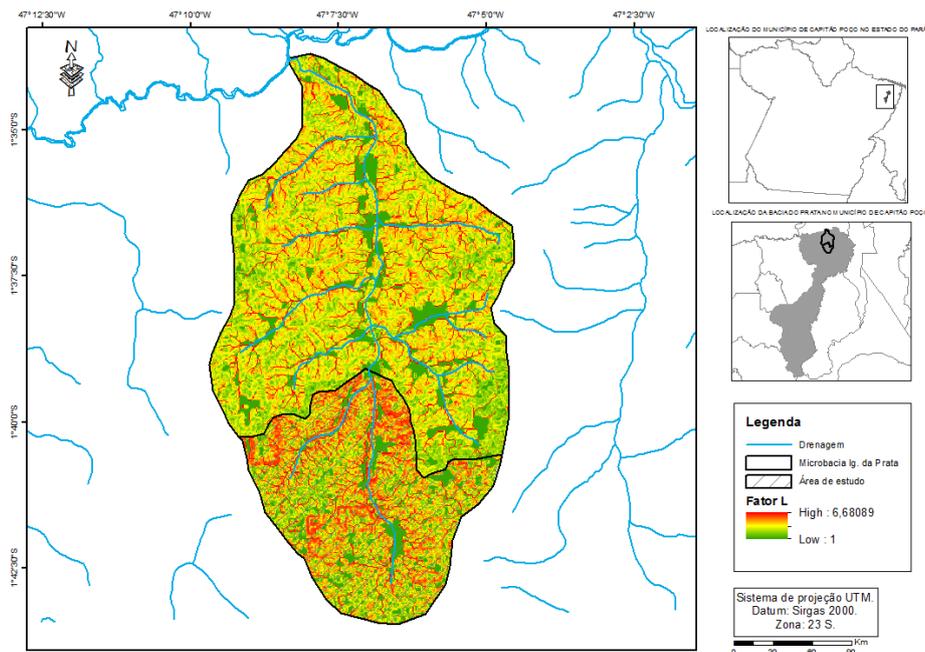


Figura 34 – Mapa do fator *L* da bacia hidrográfica do Igarapé da Prata.

Para a declividade da bacia (fator *S*), foi constatada a predominância da classe plana com 78,21% (28,8 km²). Existe uma concentração de maiores declividades próximo ao corpo hídrico principal de estudo. Na Tabela 13 são descritos os valores encontrados para a declividade. Na Figura 35 é apresentado o mapa da declividade na área de estudo.

Tabela 13 – Valores de *S* para a sub-bacia da área de estudo.

Classificação	Declividade %	Área (km ²)	Área (%)
Plano	0-3	28,8	78,21
Suave	3-8	7,2	19,56
Ondulado	8-20	0,8	2,23
Forte ondulado	20-45	0,003	0,01

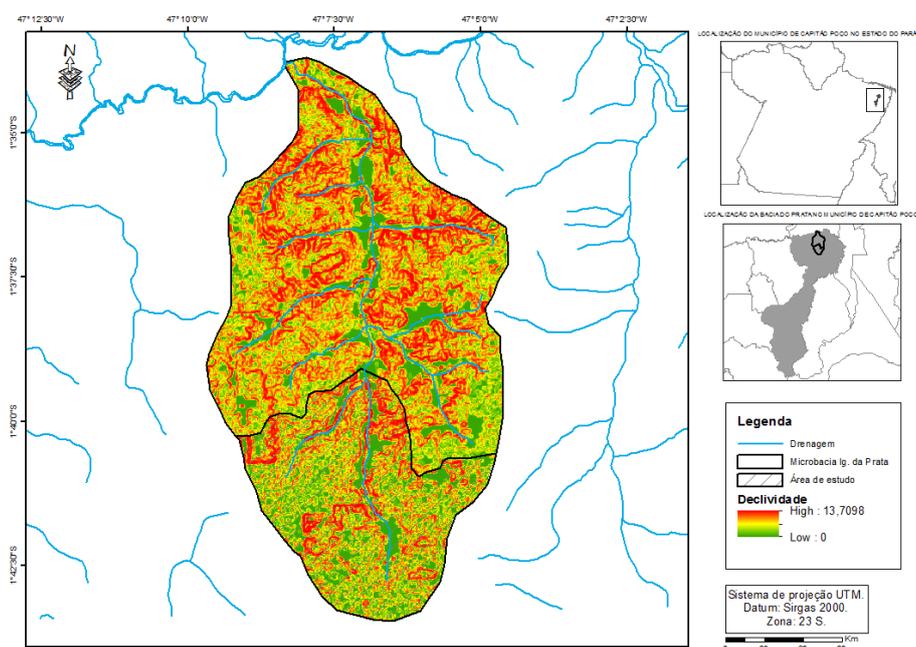


Figura 35 – Mapa do fator *S* da bacia do Igarapé da Prata.

Para a área de estudo, os valores encontrados para o fator conjunto *LS* foram iguais a 0,29 (médio), 4,52 (máximo) e 0,03 (mínimo) (Figura 37). O fator *LS*, obtido por Santos et al., (2015), para a mesma área, apresentou valor médio de 0,38, máximo de 2,83 e mínimo de 0,01. Essa diferença pode ser atribuída à imagem SRTM 30 x 30 m utilizada no presente trabalho, pois Santos et al., (2015) utilizaram imagem SRTM 90 x 90 m. Oliveira et al. (2013) indicaram redução das taxas médias do fator *LS* com a diminuição da resolução espacial de 90 m para 30 m. No presente estudo, os maiores valores de *LS* estão próximos aos corpos hídricos, o que contribui para o aumento do escoamento superficial e a erosão. Na Figura 36 é apresentado o mapa do fator *LS* para a área de estudo.

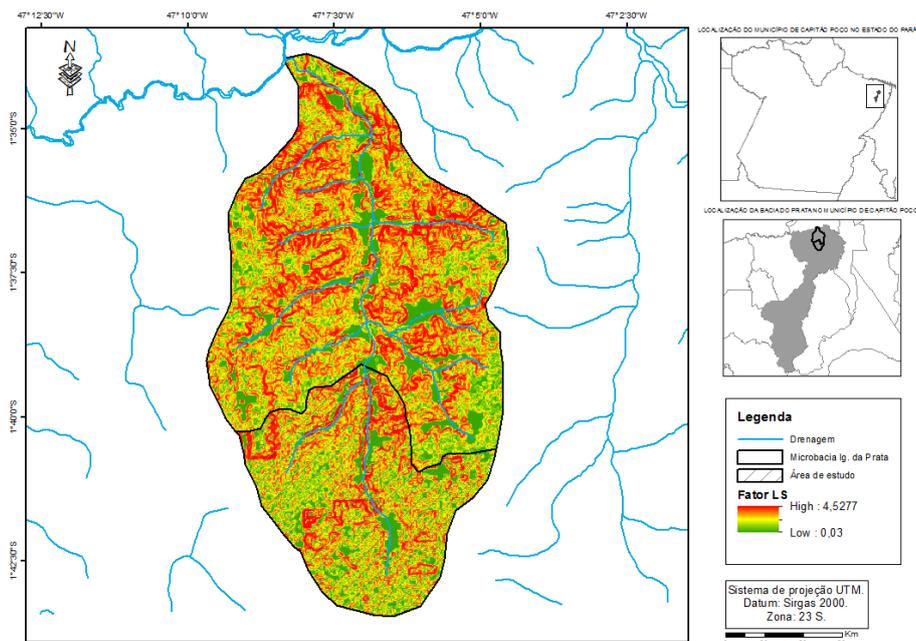


Figura 36 – Mapa do fator *LS* da bacia do Igarapé da Prata.

4.1.5 – Fator de prática conservacionista (*P*) e fator de uso e cobertura do solo (*C*)

O fator *P* recebeu valor igual a 1 devido à falta de práticas conservacionistas na área de estudo. A distribuição do fator *C* para a área de estudo (Figura 38) é apresentada na Tabela 14.

Tabela 14 – Distribuição do fator *C* em função da área da bacia do Igarapé da Prata.

Classificação	Área (km ²)	Área (%)
Área urbana	0,89	2,42
Mosaico de ocupações	1,54	4,18
Pasto limpo	26,64	72,38
Pasto sujo	2,50	6,79
Regeneração com pasto	0,90	2,45
Vegetação secundária	4,25	11,55
Outros	0,09	0,24

O valor médio encontrado foi de 0,023. SANTOS *et al.*, (2015) apresentaram para a área o valor médio de *C* igual a 0,031, sendo essa diferença atribuída à classificação do uso de solo utilizada pelos autores, a qual é diferente da apresentada no presente trabalho.

Em relação ao alto percentual da classificação pasto limpo, que pode ser observado na Tabela 11 e Figura 37, WATRIN *et al.*, (2019) explicam que essas áreas são recém-implantadas ou com baixa infestação de espécies invasoras. Sendo registrado nessa pesquisa que, no

nordeste do estado Pará, região da pequena bacia hidrográfica do igarapé da Prata, áreas que não permaneceram estáveis, ou seja, com remanescentes florestais, foram convertidas preferencialmente para o uso de terra dominante, como pastagem, especialmente pasto limpo.

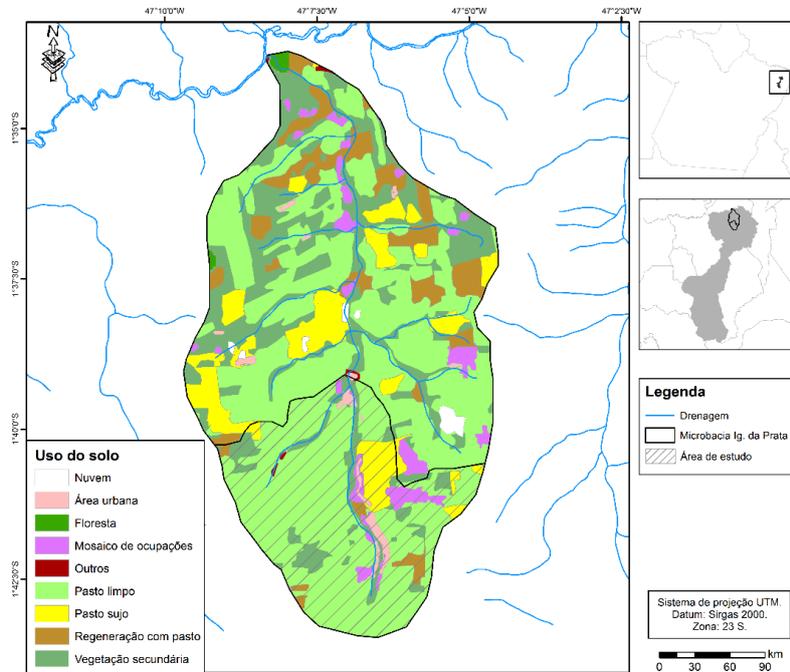


Figura 37 – Mapa do fator C da bacia do Igarapé da Prata.

4.1.6 – Determinação da perda de solo via USLE

Na Tabela 15 são apresentadas as perdas de solo mensais e anuais calculadas via USLE. Nesse caso, os dados utilizados foram K igual a 0,026; LS médio igual a 0,29; C médio igual a 0,024; e P igual a 1. Os valores de R anuais e mensais foram aqueles apresentados no item 4.1.2.

Tabela 15 – Produção de sedimentos – USLE ($t.ha^{-1}.ano^{-1}$).

ANO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ	TOT
1993	0,19	0,32	0,25	0,25	0,26	0,10	0,12	0,13	0,03	0,05	0,06	0,14	1,898
1994	0,36	0,23	0,47	0,29	0,25	0,16	0,03	0,06	0,02	0,02	0,02	0,05	1,960
1995	0,19	0,38	0,28	0,32	0,29	0,13	0,14	0,11	0,00	0,08	0,16	0,13	2,224
1996	0,30	0,29	0,37	0,27	0,19	0,13	0,11	0,14	0,09	0,02	0,01	0,12	2,048
1997	0,31	0,18	0,50	0,22	0,22	0,10	0,05	0,07	0,01	0,00	0,02	0,09	1,765
1998	0,30	0,14	0,49	0,18	0,13	0,20	0,10	0,08	0,05	0,03	0,08	0,18	1,974
1999	0,12	0,34	0,20	0,24	0,21	0,19	0,16	0,07	0,10	0,11	0,01	0,07	1,838
2000	0,21	0,29	0,25	0,15	0,24	0,21	0,13	0,10	0,16	0,03	0,04	0,03	1,816
2001	0,17	0,41	0,32	0,32	0,16	0,23	0,09	0,02	0,14	0,03	0,01	0,01	1,917
2002	0,16	0,32	0,26	0,39	0,26	0,08	0,17	0,12	0,02	0,04	0,10	0,09	2,005
2004	0,27	0,29	0,42	0,32	0,13	0,13	0,17	0,09	0,08	0,07	0,00	0,06	2,036
2005	0,11	0,16	0,45	0,43	0,14	0,15	0,09	0,07	0,02	0,05	0,01	0,16	1,840
2006	0,18	0,20	0,28	0,36	0,27	0,10	0,07	0,09	0,13	0,02	0,17	0,01	1,878
2007	0,09	0,28	0,27	0,34	0,42	0,15	0,09	0,09	0,03	0,07	0,03	0,15	2,014
2008	0,27	0,21	0,33	0,36	0,30	0,22	0,11	0,08	0,05	0,06	0,04	0,07	2,117
2009	0,26	0,28	0,36	0,47	0,32	0,20	0,08	0,10	0,05	0,04	0,02	0,05	2,237
2010	0,16	0,21	0,19	0,33	0,23	0,13	0,14	0,11	0,06	0,07	0,06	0,11	1,799
2011	0,24	0,22	0,47	0,50	0,26	0,09	0,16	0,11	0,06	0,11	0,02	0,01	2,253
2012	0,15	0,12	0,37	0,32	0,25	0,16	0,17	0,13	0,14	0,02	0,03	0,06	1,917
2013	0,22	0,17	0,40	0,38	0,28	0,12	0,18	0,13	0,10	0,00	0,07	0,01	2,075
2014	0,16	0,40	0,32	0,36	0,38	0,20	0,16	0,05	0,03	0,04	0,00	0,11	2,214

Considerando os valores utilizados por SANTOS, BLANCO, PESSOA (2015), permanecendo com os valores de LS médio de 0,29 e de R encontrados para a região de estudo, a variação da perda de solo é apresentada na Figura 38. Nesse caso, os valores do fator C ; e do fator LS determinados no presente trabalho são menores, diminuindo a perda de solo em relação ao outro trabalho. Uma explicação plausível para essa redução pode ser considerada pelo uso de imagem SRTM com maior resolução; e seguindo a classificação TERRACLASS, sem adaptações. Já que SANTOS, BLANCO, PESSOA (2015), adaptaram dados de agricultura e agropecuária. O valor médio da USLE para o período de estudo foi de $1,99 t. ha^{-1}.ano^{-1}$.

4.1.7 – Espacialização da USLE

A simulação no ambiente do ArcGis apontou variação de perda de solo da USLE para a área de estudo de $0,001 t.ha^{-1}.ano^{-1}$ a $34,17 t.ha^{-1}.ano^{-1}$. Esses valores se diferenciam dos encontrados por SANTOS, BLANCO, PESSOA (2015), especialmente pela ausência na classificação do TerraClass do item Agropecuária e pela verificação da atividade de Agricultura

estar incluída em outras classes como mosaico de ocupações (INPE, 2013). Os autores citados consideraram essa realidade adotando valores de *C* para agricultura e agropecuária, sendo encontrada a variação da perda de solo de 0,003 a 62,554 t.ha⁻¹.ano⁻¹. Na Figura 38 é apresentada a espacialização da perda de solo com os dados encontrados na presente pesquisa.

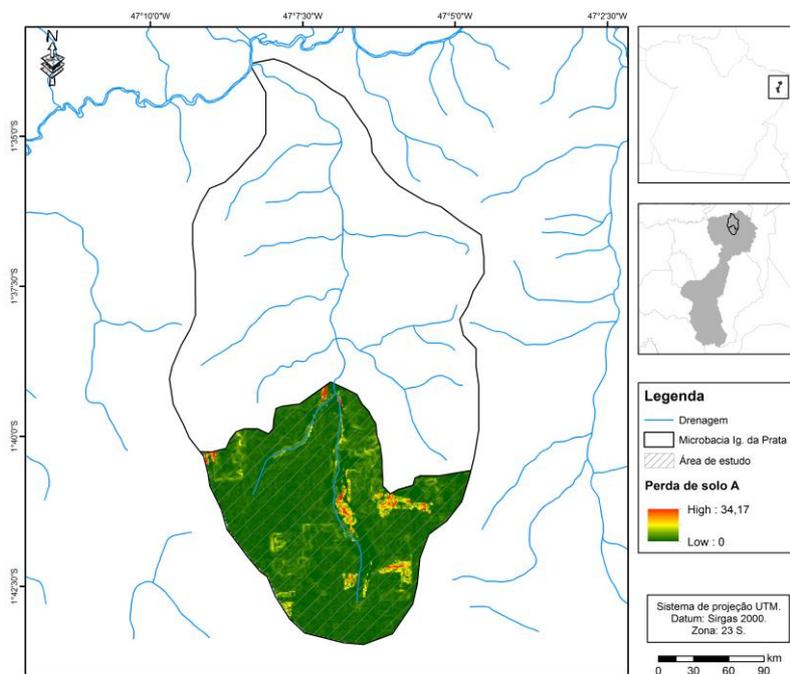


Figura 38 – Mapa de Perda de solo calculada via USLE para sub-bacia do Igarapé da Prata, Capitão Poço.

4.2 – FATORES E APLICAÇÃO DA MUSLE

4.2.1 – Calibração e validação da MUSLE através do método 1

- Calibração

O período de calibração considerado foi para os anos de 2012, 2013 e parte de 2014, totalizando 62 eventos. A aplicação do filtro de FUREY e GUPTA (2001) aos hidrogramas desse período permitiu a determinação da vazão de base. Como exemplo, na Figura 39 é mostrado o hidrograma decomposto do ano de 2012.

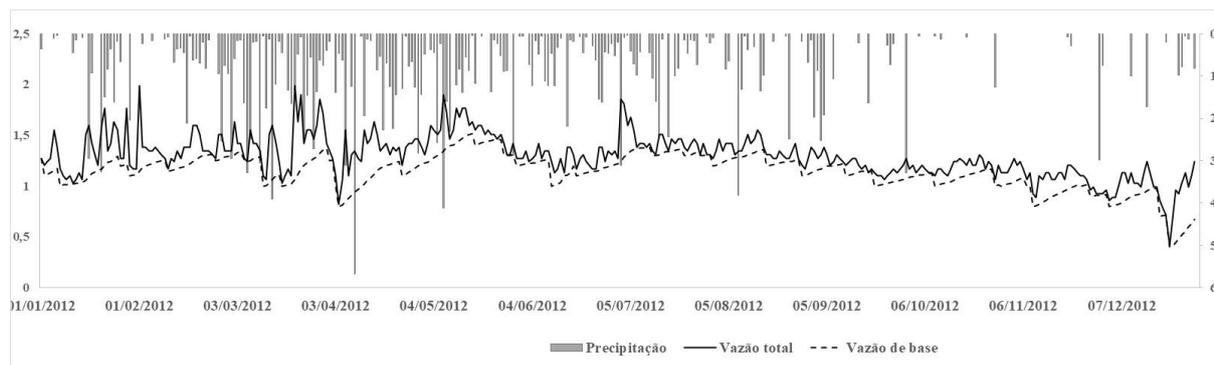


Figura 39 – Pluviograma e hidrograma com vazão total e de base para o ano de 2012 na bacia hidrográfica do Igarapé da Prata.

Analisando-se a Figura 39, observa-se que a região da bacia hidrográfica do Igarapé da Prata apresenta período de maiores precipitações de Janeiro a Maio (BLANCO *et al.*, 2013). Essas maiores precipitações confirmam a maior contribuição para a vazão pelo escoamento direto nesse período. Na Tabela 16 são apresentados os números de eventos de cheia ocorridos, precipitações anuais, o aporte de sedimentos observados (Yobs) e os sedimentos calculados pela MUSLE original (Y MUSLE orig). Também é mostrado o erro percentual entre a MUSLE original e o aporte de sedimentos observados (Yobs), assim como os valores calibrados para os fatores a e b, que são denominados de a_{calib} e b_{calib} .

Tabela 16 – Número de eventos, precipitação anual, aporte de sedimento observado (Yobs), aporte de sedimento da MUSLE original (Y MUSLE orig), erro percentual, a_{calib} e b_{calib} .

Ano	Núm. Eventos	P anual (mm)	Qobs (m ³)	Yobs (t)	Y MUSLE orig	$\epsilon\%$	a'	a_{calib}	b'	b_{calib}
2012	22	1979,69	736579,1	43,4	19,2	- 55,7	29,06	19,90	0,64	0,60
2013	30	2306,6	1053170,0	37,2	31,5	- 15,36	17,77		0,59	
2014	10	2623,7	356968,2	9,4	10,4	10,64	12,88		0,56	

O valor da produção de sedimentos observado (Y_{obs}) para os 62 eventos da fase de calibração foi de 90,01 t. O valor da produção de sedimentos calculado com a MUSLE original ($Y_{MUSLE\ orig}$) foi de 61,1 t, sendo o erro percentual de 32,12 %. Os fatores a_{calib} e b_{calib} são iguais a 19,90 e 0,60, respectivamente. Assim, a equação da MUSLE modificada (Equação 29) tem a seguinte expressão.

$$Y_{calc} = 19,90 (Q q_p)^{0,60} K L S C P \quad (29)$$

O valor de a encontrado por CARIELLO *et al.*, (2014), foi de 21,28 para a mesma área de estudo, analisando apenas seis eventos, valor aproximado ao encontrado no presente trabalho, de 19,90. AVANZI *et al.*, (2008) encontraram para a área experimental da Aracruz Celulose no Espírito Santo, Brasil, valores de 14,96 e 0,59, para a e b , respectivamente. SANTOS *et al.*, (2014) realizaram ajustes dos fatores considerando tipos diferentes de coberturas vegetais. Esses autores utilizaram 116 eventos de chuva e obtiveram valores para a e b de 36,80 e 0,55 para Caatinga Nativa, 90,18 e 0,53 para Caatinga Raleada e 48,57, e 0,43 para Capim. Esses estudos corroboram a importância da regionalização das variáveis e dos fatores da MUSLE para situações regionais.

- Validação

Para a validação, foram utilizados 62 eventos (2014 e 2015). O valor da produção de sedimentos observada nessa fase foi de 62,94 toneladas (Equação 23). A aplicação dos fatores a_{calib} e b_{calib} geraram o Y_{calc} (aporte de sedimento calculado) (Figura 40).

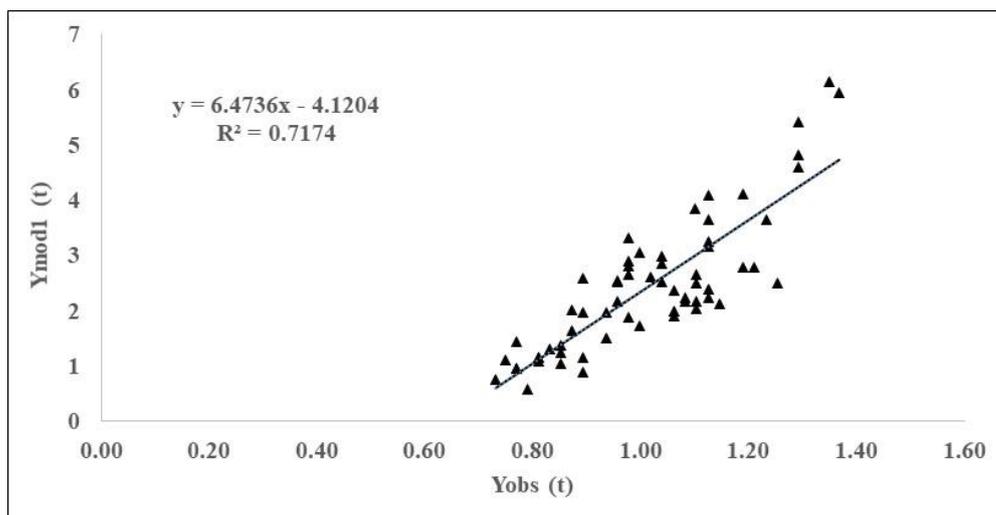


Figura 40 – Valores do aporte de sedimentos observados (Y_{obs}) e calculados (Y_{calc}) através dos 62 eventos de cheia analisados na bacia do igarapé da Prata para o período de validação.

A base de dados utilizada nesse momento da validação apresenta 56% dos eventos de chuva pertencente ao período considerado chuvoso da região (janeiro a maio), representando altas contribuições do escoamento superficial. Os resultados da simulação de Ycalc comparados a Yobs apresentaram um coeficiente de Pearson de 0,85, com forte desempenho; o R^2 igual a 0,72, ou seja, o modelo de Ycalc foi capaz de simular a perda de solo na bacia de forma satisfatória em aproximadamente 70 % dos dados (MORIASI *et al.*, 2007). O erro médio absoluto foi de 1,44 toneladas, sendo que o valor médio observado para a série foi de 1,02 toneladas.

4.2.2 – Calibração e validação da MUSLE através do método 2

- Calibração

O método 2 corresponde à elaboração das curvas de descarga sólida para os anos de 2012 e 2013 (Figuras 41 e 42).

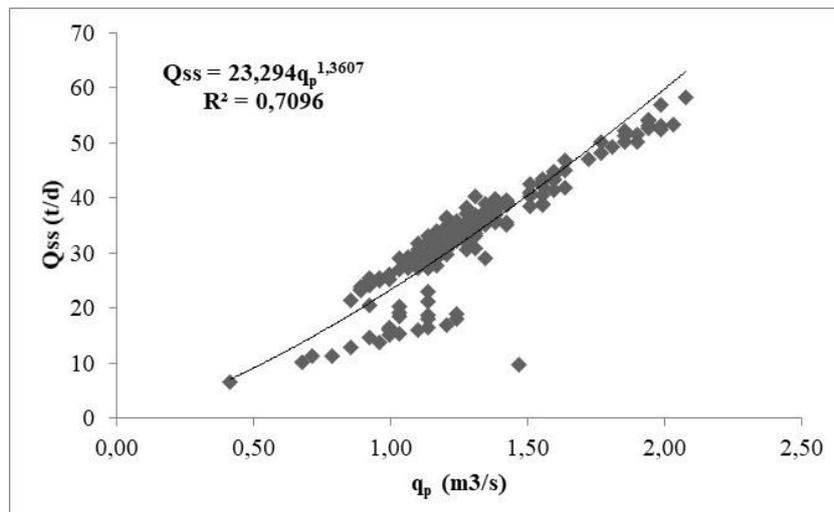


Figura 41 – Curva de descarga sólida para o ano de 2012.

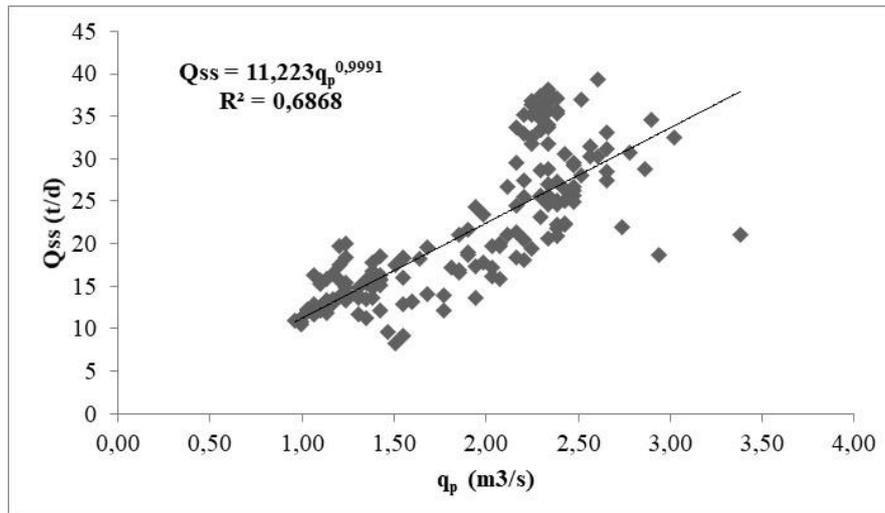


Figura 42 – Curva de descarga sólida para o ano de 2013.

Em função das curvas de descarga terem apresentado bons valores de R^2 (0,70 e 0,690, correspondendo a uma boa correlação dos dados para os anos 2012 e 2013, foi aplicado como a_{calb} a média de 17,25. Esse valor corresponde à uma calibração considerando apenas a vazão de pico (Equação 23).

- Validação

O valor de 17,25 (a_{calib}) foi aplicado à MUSLE, com b igual a 0,56 (valor da MUSLE original) para 72 eventos de chuva. Os valores considerados para as demais variáveis foram os mesmos usados para a USLE e os valores de Q também seguiu os mesmos critérios do método 1 de calibração e validação da MUSLE. Nesse caso, Y_{calc_2} é apresentado na Figura 43

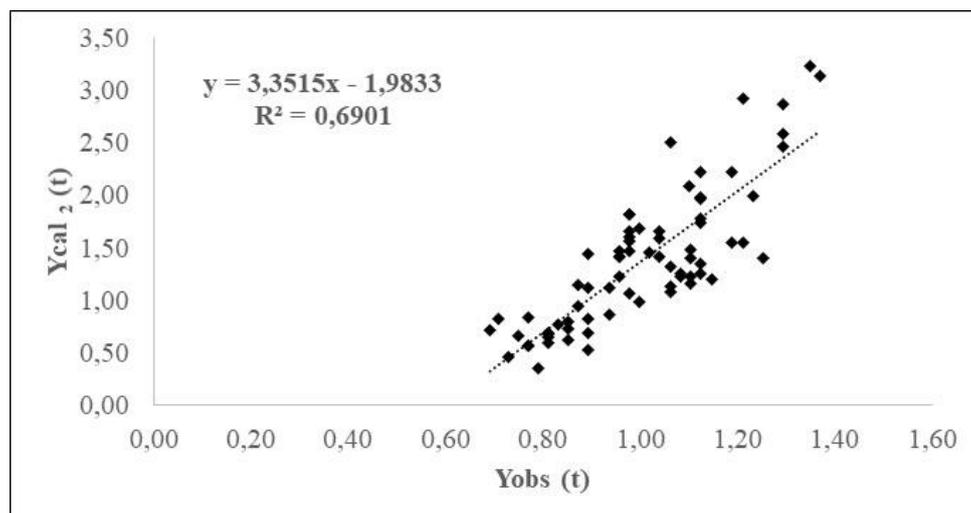


Figura 43 –Valores do aporte de sedimentos observados (Y_{obs}) e calculados (Y_{calc_2}) através dos 72 eventos de cheia analisados na bacia do igarapé da Prata para o período de validação.

Para a validação optou-se por permanecer com o valor de b da MUSLE original em função das equações potenciais simuladas para a relação $Q_{ss} \times q_p$, usando dados referentes aos anos 2012 e 2013, que apresentaram valores considerados altos, proporcionando valor elevado para o fator b isolado, o que culminou em simulações de Y_{cal2} superestimados, ou seja, não correspondentes à realidade da área de estudo. Existe a necessidade de um período maior de coleta de dados locais para um melhor refinamento do valor de b . SILVA *et al.*, (2011) mencionam o cuidado com a adequação desses fatores para não super ou subestimar o aporte de sedimento, reduzindo a acurácia da MUSLE. Os valores da correlação de Pearson R e R^2 foram iguais a, respectivamente, 0,83 e 0,69, considerados bons (DANCEY e REIDY, 2006; MORIASI *et al.*, 2007). O erro médio absoluto foi de 0,44 toneladas, sendo que o valor médio observado para a série foi de 1,00 tonelada.

CAPÍTULO 5

CONCLUSÃO

- Modelos linear e potencial para a determinação do EI_{30} da região fonte (Belém), a qual possui dados semi-horários de chuva, foram transpostos para a região alvo (Ourém/Capitão Poço). A variável EI_{30} é base para o cálculo do fator de erosividade da chuva (R) usado na USLE. Os modelos de EI_{30} apresentaram altos coeficientes de regressão.
- A transposição do modelo potencial apresentou percentuais diferenciais de acordo com as características de precipitação local, podendo ser aplicado a regiões com características climáticas semelhantes. Com a definição do modelo potencial, a metodologia mostrou-se capaz de estimar, para regiões possuindo dados diários de chuva, o valor de EI_{30} , que necessita para seu cálculo de dados semi-horários de chuvas.
- O erro entre o EI_{30} calculado com dados semi-horários e o EI_{30} calculado com o modelo transposto foi satisfatório. Assim, o valor de R da Equação Universal de Perdas de Solo (USLE) para a região alvo do estudo foi determinado igual a $11484 \text{ MJmmha}^{-1}\text{h}^{-1}\text{ano}^{-1}$, o que torna o presente trabalho como opção para estimativa do fator R
- Utilizando-se o modelo potencial para determinação do fator R , além de metodologias clássicas para determinação dos fatores K , LS , C e P , a produção média de sedimentos da bacia hidrográfica do igarapé da Prata, determinada via USLE, para os 21 anos de dados analisados foi igual a $1,99 \text{ t ha}^{-1}\text{ano}^{-1}$. Em trabalhos futuros, devem-se aumentar as medidas de dados semi-horários de chuvas na região alvo de transposição do modelo, visando melhorar a validação da metodologia.
- Com relação à MUSLE, o método 1 e os critérios estabelecidos para calibração resultaram em um valor de a igual a 19,90, o qual é semelhante ao valor encontrado por Cariello et al., (2014), que foi igual 21,28 para a mesma área. Quando associado ao valor de b encontrado, igual a 0,60, esse valor proporcionou ao cálculo da nova equação da MUSLE calibrada uma validação considerada satisfatória para um novo período, com uma aproximação de cerca de 70 % dos dados encontrados no cálculo (Y_{calc1}), quando relacionados aos dados observados do aporte de sólidos no Igarapé da Prata (Y_{obs}).
- No método 2, a fase de calibração tratou do uso direto da vazão de pico, submetendo os valores ($QSS \times q_p$) a uma relação potencial, obtendo assim o fator a da MUSLE. Foi escolhido o uso de calibração e validação para dados anuais, em função da observação do comportamento da curva de sedimentos (QSS) relacionada à vazão de pico (q_p) com claras correspondências de aumento de carga sólida com o aumento da vazão sazonal da vazão de pico. O fator a apresentou

valor um pouco menor, igual a 17,25, quando comparado com o método 1 e quando aplicado à um novo período.

- Foi possível observar que os valores encontrados por esse método (Y_{calc_2}) apresentaram uma aproximação em 69 % dos dados observados de aporte de sólidos no igarapé da Prata (Y_{obs}). Quando foi isolado o valor de b , o mesmo proporcionou valores superestimados e não utilizados na pesquisa, pois com o conhecimento da área de estudo pelo período de 2011 a 2014, concluiu-se que os valores não correspondiam à realidade local.

- De uma maneira geral, o modelo de validação da MUSLE representou de forma satisfatória, em mais de 70%, os dados de perda de solo observados na bacia hidrográfica do igarapé da Prata. Esse resultado, que se traduz na aplicabilidade da MUSLE em pequenas bacias da região amazônica, é importante para a compreensão da dinâmica de perda de solo, pois há pouca pesquisa sobre esse tema na região.

- No mais, o trabalho de monitoramento e análise dos dados de chuva/vazão/produção de sedimentos deve ser continuado para que futuramente a equação da MUSLE possa ser recalibrada e revalidada para alcançar uma representatividade maior ainda que 70% na bacia hidrográfica do igarapé da Prata e em outras pequenas bacias da Amazônia.

- A Amazônia recentemente tem sido submetida a uma variedade de atividades exploratórias. A região passa por um processo brusco de mudança de uso e ocupação do solo, dando origem principalmente às atividades do agronegócio. Assim, o trabalho oferece uma ferramenta matemática simples para estimativas de perda de solo em pequenas bacias hidrográficas amazônicas.

CAPÍTULO 6

RECOMENDAÇÕES

- A aplicação dos modelos clássicos de predição de sedimentos requer a produção de dados quanto às características do solo, portanto estudo do aprofundamento do potencial da erodibilidade na região, proporcionará a compreensão do potencial natural da erosão por influência laminar;
- A aplicação de metodologias diferenciadas quanto ao fator topográfico conjunto LS, deverá proporcionar o melhor entendimento da influência da declividade e de seu comprimento na capacidade de acúmulo de sedimentos em toda a bacia e, próximo ao rio principal da bacia;
- O entendimento da variação do uso e cobertura do solo em mapas temporais pode ajudar na proposição de medidas mitigadoras dos impactos causados na produção de sedimentos pelas características da região, que tem como principais atividades a agricultura e a pecuária;
- Estudos da identificação das principais formas de erosão na região podem ajudar no direcionamento de ações de controle desse fenômeno, que atinge a capacidade produtiva da terra e seus diferenciados usos.

REFERÊNCIAS

ADEGEDE, A. P., MBAJIORU, C., C. (2019) Event-based sediment yield modeling for small watershed using MUSLE in north-central Nigeria. *Agricultural Engineering International: CIGR Journal*, 21(2), 7-17.

AGRIMETSOFT, (2019). Online Calculators. Available on: <https://agrimetsoft.com/calculators>.

AREKHI, S., SHABANI, A., ROSTAMIZAD, G. (2011). Application of the modified universal soil loss equation (MUSLE) in prediction of sediment yield (case study: Kengir watershed, Iran). *Arab J Geosci*. doi:10.1007/s12517-010-0271-6.

ARNOLD, J. G. & ALLEN, P. M. (1999). Automated methods for estimating base-flow and ground water recharge from stream-flow records. *J. Am. Water Res. Assoc.*, 35: 411-424.

AVANCI, J. C.; SILVA, M. L. N.; CURI, N. MELLO, C. R.; FONSECA, S. (2008). Calibração e aplicação do modelo MUSLE em uma microbacia hidrográfica nos Tabuleiros Costeiros brasileiros. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 12(6), 563-569.

ALMEIDA, C. O. S.; AMORIM, R. S. S.; COUTO, E. G.; ELTZ, F. L. F.; BORGES, L. E. C. (2011). Potencial erosivo da chuva de Cuiabá, MT: Distribuição e correlação com a precipitação pluviométrica. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental* 15(2), 178-184.

ÁLVARES, M. T. P; PIMENTA, M. T. Erosão hídrica e transporte sólido em pequenas bacias hidrográficas. 1998.

ALVARES, C. A, STAPE, J. L., SENTELHAS, P. C., GONÇALVES, J. L. M., SPAROVEK, G. (2013). Koppen's climate classification map for Brazil. *Meteorologische Zeitschrift* 22(6), 711–728.

ARRUDA, W. C. DIAS, R. R. PEREIRA, E. Q. (2007). Análise da vulnerabilidade natural à perda de solo do município de Fátima – TO. XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto. Florianópolis. pp 5083-5089.

ARNOLD, J. G. & ALLEN, P. M. (1999). Automated methods for estimating base-flow and ground water recharge from stream-flow records. J. Am. Water Res. Assoc., 35: 411-424.

BARBOSA, R.I.; FEARNSIDE, P. M. (2000). Erosão do solo na Amazônia: estudo de caso na região do Apiaú, Roraima, Brasil. Acta Amazonica, v. 30(4), p.601-613.

BALASUBRAMANIAN, A. (2017). Soil erosion-causes and effects. Order. <https://doi.org/10.13140/rg.2.2.26247.39841>.

BAGIO, B., BERTOL, I., WOLSCHICK, N. H., SCHNEIDERS, D., SANTOS, A. A. N. Water erosion in different slope lengths on bare soil. (2017). Revista Brasileira de Ciência do Solo, 41:e0160132. <https://doi.org/10.1590/18069657rbc2016132>.

BARACHO, R. O. ALVES, C. M. A (2017). Distribuição espacial da perda de solo da sub bacia do alto rio Descoberto por meio da Equação Universal da Perda de Solo (USLE).In: XXII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Florianópolis.

BELASRI, A., LAKHOULI, A., IBEN HALIMA, O. (2017) Soil erodibility mapping and its correlation with soil properties of Oued El Makhazine watershed, Marocco. Journal of Materials and Environmental Sciences, v.8, n.9, p. 3208-3215.

BELLOCCHI, G., DIODATO, N. (2020) Rainfall Erosivity in Soil Erosion Processes. Water, 12, 722. doi.3390/w12030722.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. (1990) .Conservação do solo. São Paulo: Ícone.

BLANCO, C.J.C.; SANTOS, S.S.M. ; QUINTAS, M.C. ; VINAGRE, M.V.A. ; MESQUITA, A.L.A. (2013) . Contribution to hydrological modelling of small Amazonian

catchments: application of rainfall-runoff models to simulate flow duration curves. *Hydrological Sciences Journal*, v. 58, p. 1-11.

BLANCO, C. J., SECRETAN, Y., FAVRE, A. C., & SLIVITZKY, M. (2005). Modèle pluie-débit pour la simulation de courbes de débits classés sur des petits bassins non jaugés de l'Amazonie. *Canadian Journal of Civil Engineering*, 32(5), 803–811. <https://doi.org/10.1139/105-037>.

BLANCO-SEPÚLVEDA, R. An erosion control and soil conservation method for agrarian uses based on determining the erosion threshold. (2018). *MethodsX*, 5, 761-772. <http://doi.org/10.1016/j.mex.2018.07.007>.

BOUFELDJA, S., HAMED, K. B., BOUANANI, A., BELKENDIL, A. (2020). Identification of zones at risk of erosion by the combination of a digital model and the method of multi-criteria analysis in the arid regions: case of the Bechar Wadi watershed. *Applied Water Science*. 10:121. <https://doi.org/10.1007/s13201-020-01191-6>.

BRIZZI, R. R., PORTOCARRERO, H., COSTA, N. M. C., SOUZA, A. P. (2017). Análise de condicionantes físicos do horizonte A do Latossolo Amarelo como subsídio a compreensão de processos erosivos. In: XVII Simpósio Brasileiro de Geografia Física; I Congresso Nacional de Geografia Física. <https://doi.org/10.20396/sbgfa.vli2017.2579>.

CAMARGOS, L. M. M. (coord). Plano diretor de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio das Velhas: resumo executivo dezembro 2004. Belo Horizonte: Instituto Mineiro de Gestão das Águas, Comitê da Bacia Hidrográfica do Rio das Velhas, 228 p., 2005.

CARVALHO, N.O.; FILIZOLA JÚNIOR, N.P.; SANTOS, P.M.C.; LIMA, J.E.F.W. Guia de práticas sedimentométricas. Brasília: ANEEL. 2000. 154p.

CARVALHO, Newton de Oliveira. Hidrossedimentologia Prática. 2a ed., ver., atual. E ampliada – Rio de Janeiro: Interciência, 2008.

CARVALHO, José Camapum de; SALES, Maurício Martines; MORTARI, Diógenes; FÁZIO, José Augusto; MOTTA, Nelson Otávio da; Francisco, Renato Apolinário. Processo

erosivos. In: CARVALHO, José Camapum de; SALES, Maurício Martines; SOUZA, Newton Moreira de; MELO, Maria Tereza da Silva (Organizadores). Processos erosivos no centro-oeste brasileiro. Brasília: Universidade de Brasília: FINATEC, 2006.

CARVALHO, Newton de Oliveira. Curso Prático de Hidrossedimentologia Prática. Rio de Janeiro: 2013.

CARIELLO, B. L.; BLANCO, C. J. C.; GOMIDE, I. S.; BARBOSA, A. J. S.; SANTOS, D. B. O. (2014). Analysis of the Modified Universal Soil Loss Equation to estimate the sediment yield in a small Amazon catchment. SYLWAN, vol. 158, p. 347-359.

CASSOL, E. A., SILVA, T. S., ELTZ, F. L. F., LEVIEN, R. (2018). Soil Erodibility under natural rainfall conditions as the K-factor of the Universal Soil Equation and Application of the nomograph for subtropical ultisol. Revista Brasileira de Ciência do Solo. 42. e0170262. <https://doi.org/10.1590/18069657rbc20170262>

CAMPOS, S. P., CARDOSO, L. G. (2004). Cálculo do Fator LS da Equação Universal de Perdas de Solo. Pesquisas em Conservação e Recuperação Ambiental no Oeste Paulista (Cooperação Brasil/Japão). Disponível em: <https://www.infraestruturameioambiente.sp.gov.br/institutoflorestal/2004/01/pesquisas-em-conservacao-e-recuperacao-ambiental-no-oeste-paulista-resultado-da-cooperacao-brasiljapao/>. Acesso em:28/02/2021.

CHUTACHINDAKATE, C., SUMI, T. (2008). Sediment yield and transportation analysis: case study on Managawa river basin. Annual Journal of Hydraulic Engineering, JSCE, v. 52, p. 157-162.

COSTA, C. D. O; ALVES, M. C; SOUSA, A. P. SILVA, H. R.; GONZÁLEZ, A. P.; AVALOS, J. M. M. (2016). Produção e deposição de sedimentos em uma sub-bacia hidrográfica com solos suscetíveis à erosão. Irriga, Botucatu, Uberaba, v. 21, n.2, 284-299.

COUTINHO, L. M. CECÍLIO, R. A., GARCIA G. O., XAVIER, A. C., ZANETTI, S. S., MOREIRA, M. C. (2014). Cálculo do fator LS da Equação Universal de Perda de Solo

(EUPS) para a bacia do rio Prata, Castelo, ES. Revista Agro@mbiente On-line, v.8, n.1, p 01-09, janeiro-abril. <https://doi.org/10.18227/1982-8470rago.v18i1.1454>.

CORRÊA, E. A. MORAES, I. C. PINTO, S. A. F. LUPINACCI, C. M. (2016). Perdas de solo, razão de perdas de solo e fator cobertura e manejo da cultura de cana-de-açúcar: primeira aproximação. Revista do Departamento de Geografia. v.32, p 72-87. <https://doi.org/10.11606/rdg.v2i0.116671>.

COSTA, C. E. A., BLANCO, C. J. C. Influência da Variabilidade Climática sobre a Erosividade da Chuva em Belém (PA). Revista Brasileira de Meteorologia, v. 33, n. 3, p. 509-520. DOI: <http://dx.doi.org/10.1590/0102-7786333010>.

CRESTANA, Sílvio; SILVA, Fernando das Graças Braga da; MINOTI, Ricardo Tezini. Estudos e aplicação de modelos para a avaliação de impactos da agricultura em microbacias hidrográficas. In: MARTIN NETO, Ladislau; Vaz, Carlos Manoel Pedro;CRESTANA, Silvio. Instrumentação avançada em ciência do solo. São Carlos: Embrapa Instrumentação Agropecuária, 2007.

DANCEY, C. & REIDY, J. (2006). Estatística Sem Matemática para Psicologia: Usando SPSS para Windows. Porto Alegre, Artmed.

DE OLIVEIRA, P. A.; BLANCO, C. J. C.; MESQUITA, A. L. A.; LOPES, D. F.; FURTADO FILHO, M. D. C. Estimation of suspended sediment concentration in Guamá River in the Amazon region. Environmental monitoring and assessment (dordrecht. online), v. 193, p. 79, 2021. DOI: 10.1007/s10661-021-08901-w.

EDUARDO, E. N., CARVALHO, D. F., MACHADO, R. L., SOARES, P. F. C., ALMEIDA, W. S. (2013). Erodibilidade, fatores cobertura e manejo e práticas conservacionistas em argiloso vermelho-amarelo, sob condições de chuva natural. 2013. Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 37, p. 796-803.

EZZAOUINI, M. A. MAHÉ, G. KACIMI, I. ZEROUALI, A (2020). Comparison of the MUSLE Model and two years of solid transport measurement, in the Bouregreg Basin. and

impacto n the sedimentation in the Sidi Mohamed Ben Abdellah Reservoir, Marocco. *Water*. 12(1882), 1-27.

DENARDIN, J. E. Erodibilidade do solo estimada por meio de parâmetros físicos e químicos. (1990). 81 f. Tese (Doutorado em Agronomia/Solos e Nutrição de Plantas) – Escola Superior de Agricultura “Luiz Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba.

DE OLIVEIRA, P. A.; BLANCO, C. J. C.; MESQUITA, A. L. A.; LOPES, D. F.; FILHO, M. D. C. F. (2021). Estimation of suspended sediment concentration in Guamá River in the Amazon region. *Environmental monitoring and assessment* (dordrecht. online), 193, p. 79.

FAO. 2019. Soil erosion: the greatest challeng to sustainable soil management. Rome. 100 pp.

FUREY, P. R. GUPTA, V. K. (2001) A physically based filter for separating base flow from streamflow time series. *Water Resources Research*, v.37, n. 11, p. 2709-2722.

GALDINO, S., GREGO, C. R., SLVA, J. S. V. (2015). Rainfall erosivity in the Upper Paraguai river basin, Brazil. *Geografia. Rio Claro*, v. 40, Numero Especial, p. 119-129.

GRAUSO, S.; DIODATO, N.; VERRUBBI, V. (2009). Calibrating a rainfall erosivity assement model at regional scale in Mediterranean area. *Environ Earth* 60, 1597-1606.

GUIMARÃES, D. V., SILVA, M. L. N., CURI, N., MELO NETO, J. O., BATISTA, P. V. G. (2016). Rainfall erosivity and recurrence analysis for the region of Teixeira de Freitas – BA. *Caderno de Ciências Agrárias*, v.8, n.2, p. 14-22.

GUIMARÃES, D. V., SILVA, M. L. N., MARTINS, R. P., CURI, N., COTINS, J. G. P., SANTOS, W. P. (2015). Modelagem das perdas de solo por erosão hídrica em sistemas florestais pós-plantio, em sub-bacia no extremo sul da Bahia. In: XXXV Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. Natal-RN.

GONÇALVES, M. F. Regionalização e Estimativa de chuvas do estado do Pará. 2014. 211 p. Tese de Doutorado. Programa de Pós-graduação em Engenharia de Recursos Naturais da Amazônia – PRODERNA/Universidade Federal do Pará, 2014.

GOVERS, G., MERCKX, R., VAN WESEMAEL, B. OOST, K. V. (2017). Soil conservation in the 21st century: why we need smart agricultural intensification. *Soil*, 3, 45-59. doi:10.5194/soil-3-45-2017.

GOTTSTEIN, P., BORGES JUNIOR, M. A., ARANTES, E. J. (2019). Uso de sistema de informação geográfica para determinação do potencial erosivo de bacias hidrográficas: estudo de caso na bacia do Rio do Campo/PR. *Revista Ibero-Americana de Ciências Ambientais*, v.10, n.3, p. 352-367. [http://doi.org/10.6008/CBP\(C2179-6858.2019.003.0030](http://doi.org/10.6008/CBP(C2179-6858.2019.003.0030)

GWAPEDZA, D. SLAUGHTER, A. HUGHES, D., MANTEL, S. (2018). Regionalising MUSLE factors for application to a data-scarce catchment. *Proc. IAHS*, 377, 19-24.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Disponível em: <HTTP://mapas.ibge.gov.br>. Acesso em: Janeiro de 2021.

KALITA, N. BORGOHAIN, A., SAHARIAH, D., SARMA, S. (2018). Estimation of soil loss sensitivity in the Jinari river basin using the Universal Soil Loss Equation. *NGJI, An International Refereed Journal*, v. 64, n.1-2, p. 118-127.

KER, J. C. (1997). Latossolos do Brasil: uma revisão. *Genomos*, v. 5, n. 1, p. 17-40.

LENSE, G. H. E., PARREIRAS, T. C., MOREIRA, R. S., AVANZI, J. C., MINCATO, R. L. (2019). Estimates of soil losses by the erosion potential method in tropical latosols. *Ciência e Agrotecnologia*, 43, e012719. <https://dx.doi.org/10.1590/1413-705401943012719>.

LIMA, C. A., PALÁCIO, H. A. Q., ANDRADE, E. M., SANTOS, J. C. N., BRASIL, P. P. (2013). Characteristics of rainfall and erosion under natural conditions of land use in semiarid regions. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v.17, n.11, p. 1222-1229.

LOMBARDI NETO, F. Rainfall erosivity – its distribution and relationship with soil loss at Campinas, Brazil. West Lafayette: Purdue University, 1977. 53p. Dissertação Mestrado

LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER. (1992). Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas (SP). *Conservação do Solo*. 51(2), p.189-196.

LOPES, Walszon Terllizzie Araújo. Curso Hidrossedimentometria: amostradores e técnicas de amostragem de sedimentos em suspensão. Agência Nacional de Águas (ANA) e Organização do Tratado de Cooperação Amazônica (OTCA). Brasília: 2013.

LOPES, M. N. G., SOUZA, E. B., FERREIRA, D. B. S. (2013). Climatologia regional da precipitação no estado do Pará. *Revista Brasileira de Climatologia*, v.12, p. 84-102.

LU, D., LI G., VALLADARES, G. S., BATISTELLA, M. (2004). Mapping soil erosion risk in Rondônia, Brazilian Amazônia: using USLE, remote sensing and GIS. *Land Degradation & Development*, v. 15, p.499-512, 2004.

MACEDO, J. R. DE. Recomendação de manejo e conservação do solo. Niterói: Programa Rio Rural, 2009.

MARTINS, P. F. S. Propriedades de Solos sob Floresta Natural e sua Alteração em Consequência do Desmatamento e Cultivo, na Amazônia Oriental. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, Piracicaba-SP, p. 233, 1987.

MENESES, F.P., FERNANDES, L. L., ROCHA, E. J. P. (2015). O uso da estatística para a regionalização da precipitação no estado do Pará. *Revista Brasileira de Climatologia*, v. 16, p. 64-71.

MICHALEC, B.; WALEGA, A.; CUPAK, A.; STRUTYŃSKI, M. (2017). Verification of the musle to determine the amount of suspended sediment. *Carpathian Journal of Earth and Environmental Sciences*, 12(1), 234-244.

MIAO, C.; NI, J.; BORTHWICK, A. G. L.; YANG, L. 2011. A preliminary estimate of human and natural contributions to the changes in water discharge and sediment load in the yellow river. *Global and Planetary Change*, 76, 196-205.

MINELLA, J. P. G; MERTEN, G. H.; MAGNAGO, P. F. (2011). Análise qualitativa e quantitativa da histerese entre vazão e concentração de sedimentos durante eventos hidrológicos. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*. v. 15, n. 12, p. 1306 - 1313.

MORIASI, D. N.; ARNOLD, J. G.; LIEW, M. W. V.; BINGNER, R. L.; HARMEL, R. D.; VEITH, T. L. (2007). Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*, v. 50, n.3, p. 885-900.

McCOOL, D.K.; BROWN, L.C.; FOSTER, G.R. Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 30(5):1387-1396, 1987.

McCOOL, D.K.; BROWN, L.C.; FOSTER, G.R.; MUTCHLER, C.K. & MEYER, L.D. (1989). Revised slope length factor for Universal Soil Loss Equation. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 32:1571-1576.

MILDE, G.A.; DEDECEK, R.A.; GAVA, J.L. (2008). Diâmetro Médio Ponderado de Partículas para estimativa de propriedades físico-hídricas dos solos. In: *Pesquisa Florestal Brasileira*. Colombo-PR, n.55, pp. 21-27.

MOORE, S.; COZ, J.L; HURTHER, D; PAQUIER, A. (2011). On the application of horizontal adcps to suspended sediment transport surveys in rivers, *Continental Shelf Research*, pp. –.

NOOR, H., KHALAJ, M. R. (2018). Improving MUSLE performance for sediment yield prediction at micro-watershed level using seasonal classified data. *Water Practice & Technology*, v.13, n.3, p. 505-512.doi:10.2166/wpt.2018.061.

NUNES, J. G.; CAMPOS, M. C. C.; OLIVEIRA, F. P.; NUNES, J.C. (2012). Tolerância de perda de solo por erosão na região sul do Amazonas. *Ambiência Guarapuava*, v. 8, n.3, p.859-868, 2012.

NUNES, J. G., CAMPOS, M. C. C., NUNES, J. C., MANTOVANELLI, B. C., CUNHA, J. M., SOARES, M. D. R. (2017). Aplicação da equação universal de perdas de solo na região sul do Amazonas. *Revista da Universidade Vale do Rio Verde, Três Corações*, v.15, n.2, p. 549-557.

OLIVEIRA, P. T. S., WENDLAND, E., NEARING, M. A. (2012). Rainfall erosivity in Brazil: a review. *Catena*, 100, 139-147. <https://dx.doi.org/10.1016/j.catena.2012.08.006>.

OLIVEIRA, A. R. M, BORGES, A. C., MATOS, A. T., NASCIMENTO, M. (2018). Estimation on the concentration of suspended solids from turbidity in the water of two sub-basins in the Doce river basin. *Engenharia Agrícola. Jaboticabal*. v.38, n.5, p. 751-759. <https://dx.doi.org/10.1590/1809-4430-eng.agric.v38n5p751-759/2018>.

PARA, GOVERNO DO ESTADO. FUNDAÇÃO AMAZÔNIA DE AMPARO E ESTUDOS E PESQUISAS (FAPESPA). Estatísticas Municipais Paraenses: Capitão Poço / Diretoria de Estatística e de Tecnologia e Gestão da Informação. 2016.

PAIVA, M. H. R., CARMO, D. F., PRADO, R. B. (2019). Avaliação do impacto de iniciativas conservacionistas no serviço ecossistêmico de controle à erosão hídrica. *Brazilian Journal of Production Engineering: Edição Especial “II Workshop em Materiais e Processos de Produção”*, v.5, n.2. <https://doi.org/10.0001/V05N025>.

PAVLOVA-TRAYKOVA, E. (2019). Evolution of water erosion risk Bistritsa river watershed, south-west Bulgaria. *Forest Science*, n.1, p-53-63.

PIMENTEL, D., BURGESS, M. (2013). Soil erosion threatens food production. *Agriculture*, 3, 443-463. doi.org/10.3390/agriculture3030443.

RENARD, K., FOSTER, G., WEESIES, G., McCOOL, D., YODER, D. (1997). *Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal*

Soil Loss Equation (RUSLE), Agricultural Handbook No. 703, 65–100, <https://doi.org/10.1201/9780203739358-5>.

RENARD, K. G., FOSTER G. R, WEESIES, G. A, McCOOL D. K. YODER, D. C. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). Agriculture Handbook No. 703, USDA-ARSS. 1997.

RENARD, K. G.; FREIMUND, J.R. (1994). Using monthly precipitation data to estimate the R-factor in the revised USLE. *Journal of Hydrology*, v. 157, p.287-306.

ROFFE, T. G., CRÓSTA, A. P., PEREZ FILHO, A. (2015). Análisis del factor-Is en diferentes modelos de predicción de la erosión hídrica del suelo. *In: XV Encuentro de Geógrafos de América Latina, 2015 Havana, Anais eletrônicos*. Disponível em: <http://observatoriogeograficoamericalatina.org.mx/egal15.html>. Acesso em: 15/12/2020

SANTOS, D. B. O; BLANCO, C. J. C; PESSOA, F. C. L. (2015). RUSLE para determinação da tolerância de perda do solo. *Biota Amazônia*, v. 5, n. 4, p 78-83.

SANTOS, A. R.; LOUZADA, F. L. R. de O.; EUGÊNIO, F. C. (2010). ArcGis 9.3 total: Aplicações para dados espaciais. Alegre, ES: CAUFES.

SADEGHI, S. H. R; MOATAMEDNIA, M.; BEHZADFAR, M. (2011). Spatial and Temporal Variations in the Rainfall Erosivity Factor in Iran. *J. Agr. Scri. Tech* (13), 451-464.

SANTANA, L. R., BLANCO, C. J. C. (2020). Contribution to the classification of small catchments according to the drainage area. *International Journal of River Basin Management*. <https://doi.org/10.1080/15715124.2020.1776301>.

SARAIVA, V. I. C., SILVA, A. S., SANTOS, J. P. C. (2016). Uso do mapa de solos como subsídio para definição de áreas de suscetibilidade à erosão na bacia hidrográfica São João, Lagos e Una. *Geo UERJ* (13), 354-373. <https://doi.org/10.12957/geouerj.2016.19660>.

SILVA, A. M., SCHULZ, H. E., CAMARGO, P. B. (2007). *Erosão e Hidrossedimentologia em Bacias Hidrográficas*. 2a edição. São Carlos: RiMa, 158 p.

SILVA, R. C.; CHAVES, H. M. L.; CAMELO, A. P. (2011). Calibração e validação da Equação Universal da Perda de Solos Modificada (MUSLE) utilizando dados hidrossedimentológicos locais. *Revista Brasileira de Ciência de Solo*, 35(4), 1431-1439.

SILVA, D. S. DOS S.; BLANCO, C. J. C.; DOS SANTOS, K. N. S.; PESSOA, F. C. L. 2015. Modelo de Langbein-Schumm e estimativa de produção de sedimentos de Bacias com áreas preservadas. *Revista de Engenharia e Tecnologia*, v.7, n.4, p 121-139.

SILVA, V. C. (2004) Estimativa da atual da bacia do rio Paracatu (MG / GO / DF). *Pesquisa Agropecuária Tropical*, (34):147-159.

SILVA, D. S. S., BLANCO, C. J. C., SANTOS JUNIOR, C. S., MARTINS, W. L. D. Modelling of the spatial and temporal dynamics of erosivity in the Amazon. *Modelling Earth System and Environment*. <http://doi.org/10.1007/s40808-019-00697-6>.

SPALEVIC, V., NYSSSEN, J., CUROVIC, M., LENAERTS, T., KERCKHOF, A., ANNYS, K., VAN DEN BRANDEN, J., FRANKL, A. (2013). The impact of land use on soil erosion in the river basin Boljanska Rijeka in Montenegro. In: *International Symposium , Agrosym*.doi:10.7251/AGSY1303054S.

SOTIROPOULOU, A-M., ALEXANDRIDIS, T., BILAS, G., KARAPETSAS N., TZELLOU, A., SILLEOS, N., MISOPOLINOS, N. (2011). A user friendly GIS model for the estimation of erosion risk in agricultural land using the USLE. In: M. Salampasis, A. Matopoulos (eds.): *Proceedings of the International Conference on Information and Communication Technologies for Sustainable Agri-production and environment*, Skiathos.

SULYSTYO, B. (2016).The efeito of choosing three diferente C fator formulae derived from NDVI on a fully raster-based erosion modelling. In: *2nd International Conference of Indonesian Society for Remote Sensing (ICOIRS)*. IOP Conf. Series: Earth and Environmental Science 47 (2016)012030. doi:10.1088/1755-1315/47/1/012030.

TELES, T. S., DECHEN, S. C. F. SOUZA, L. G. A., GUIMARÃES, M. F. (2013). Valuation and assement of soil erosion costs. *Scientia Agricola*, v. 70, n. 3, p. 209-216.

TENA, A.; BATALLA, R. J.; VERICAT, D.; LÓPEZ-TARAZÓN, J. A. 2011. Suspended sediment dynamics in a large regulated river over a 10-year period (the lower Ebro, NE Iberian Peninsula). *Geomorphology* 125, 73-84.

TERABE, F.R.; TANIGUCHI, E.R.; SANTOS, I.; OTA, J.J.; MAYERLE, R.; BUBA, H.; GONÇALVES, L.F. (2005). Uso do perfilador acústico (ADCP) para medição do transporte sólido em suspensão. In: XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, 2005, João Pessoa. XVI Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. p. 1-10.

TOMAZONI, J. C., VANSAN, A. P. (2020). Uso de técnicas de geoprocessamento para estudo da erosão hídrica laminar em bacia hidrográfica do sudoeste do Paraná. *Revista Brasileira de Geografia Física*. V.13, n.3, p.1117- 1131.

ZHANG, W., ZHANG, Z., LIU, F., QIAO, Z., HU, S. (2011). Estimation of the USLE cover and management factor C using satellite remote sensing: a review. In: International Conference on Geoinformatics. doi:10.1109/GeoInformatics.2011.5980735.

WATRIN, O. S. SILVA, T. M. PORRO, R. OLIVEIRA JR. M. M. BELLUZO, A. P. (2019). Dinâmica do uso e cobertura da terra em projeto de desenvolvimento sustentável na região da rodovia Transamazônica, Pará. *Sociedade e Natureza*, v. 32, n.3, p. 92-107. <https://doi.org/10.14393/SN-v32-2020-45146>.

VESTENA, L. R. Análise da dinâmica hidrossedimentológica em uma bacia hidrográfica do sul do Brasil. *Sociedade & Natureza*, Uberlândia 21 (3): 413-424, 2009.

VOLK, L. B. S.; COGO, N. P.; STRECK, E. V. Erosão hídrica influenciada por condições físicas de superfície e subsuperfície do solo resultantes do seu manejo, na ausência de cobertura vegetal. *R. Bras. Ci. Solo*, 28:763-774, 2004.

WISCHMEIER, W.H. (1959) A rainfall erosion index for a universal-loss equation. *Soil Science Society of America*, v. 23, p. 246-49.

WILLIAMS, J. R. (1975). Sediment-yield prediction with Universal Equation using runoff energy factor. In: Present and prospective technology for predicting sediment yield and sources. Oxford: USDA. ARS-S-40,p. 244-252.

WILLIAMS, J. R., BERNDT, H. D. (1977). Sediment yield prediction based on watershed hydrology. T ASAE 20(6), 1100-1104.

WISCHMEIER, W. H. & SMITH, D. D. (1965). Predicting Rainfall-Erosion Iosses from Gopland East of the Rocky Mountains. Agricultural Handbook 282, 47p.

WISCHMEIER, W. H.; JOHSON, C. B.; CROSS, B. V. (1971). A soil erodibility nomogram for farmland and construction sites. Journal of Soil an Water Conservation, v. 26, n. 5, p 189-193, sept./oct.

WISCHMEIER, W. H.; SMITH, D. D. (1978) Predicting rainfall erosion losses: a guide to conservation planning. In: Agricultural Handbook, n 537. USDA, Washington. –D.C, 57 p.;