

UFRRJ
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO

TESE

Erosão Hídrica em Microbacia Utilizando Geotecnologias

Valter dos Santos Marques

2013



**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA
CIÊNCIA DO SOLO**

**EROSÃO HÍDRICA EM MICROBACIA UTILIZANDO
GEOTECNOLOGIAS**

VALTER DOS SANTOS MARQUES

Sob a Orientação do Professor
Marcos Bacis Ceddia

e Co-orientação do Professor
Daniel Fonseca de Carvalho

Tese submetida como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Ciências** em Agronomia, Área de Concentração em Ciência do Solo.

Seropédica, RJ
Fevereiro de 2013

631.45
M357e
T

Marques, Valter dos Santos, 1966-
Erosão hídrica em microbacia utilizando
geotecnologias / Valter dos Santos Marques. – 2013.
177 f.: il.

Orientador: Marcos Bacis Ceddia.

Tese (doutorado) – Universidade Federal Rural do
Rio de Janeiro, Curso de Pós-Graduação em
Agronomia – Ciência do Solo.

Bibliografia: f. 102-118.

1. Solos - Erosão – Teses. 2. Solos - Conservação
– Teses. 3. Bacias hidrográficas – Teses. 4. Bacias
hidrográficas – Sensoriamento remoto – Teses. 5.
Transporte de sedimentos – Teses. 6. Equação
universal de perdas de solo – Teses. I. Ceddia,
Marcos Bacis, 1968- II. Universidade Federal Rural
do Rio de Janeiro. Curso de Pós-Graduação em
Agronomia – Ciência do Solo. III. Título.

É permitida a cópia parcial ou total desta Tese, desde que seja citada a fonte.

**UNIVERSIDADE FEDERAL RURAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE AGRONOMIA
CURSO DE PÓS-GRADUAÇÃO EM AGRONOMIA – CIÊNCIA DO SOLO**

VALTER DOS SANTOS MARQUES

Tese submetida ao Curso de Pós-Graduação em Agronomia, área de Concentração em Ciência do Solo, como requisito parcial para obtenção do grau de **Doutor em Ciências** em Agronomia.

TESE APROVADA EM 05/02/2013.



Marcos Bacis Ceddia. Dr. UFRRJ
(Orientador)



Mauro Antonio Homem Antunes. Ph.D. UFRRJ



Leonardo Duarte Batista da Silva. Dr. UFRRJ



Teodorico Alves Sobrinho. Dr. UFMS



Guilherme Kangussu Donagemma. Dr. EMBRAPA SOLOS

DEDICATÓRIA

Dedico esta tese: a Deus, por nunca ter desistido do seu filho pródigo;
Aos meus pais, José Devanir Marques e Jovelina dos Santos Marques;
À querida esposa, Mônica Lau da Silva pelo companheirismo e amor;
Aos filhos, Monique, Thalles e Euclides Lau Marques.

5. Ora, entre os fariseus, havia um homem chamado Nicodemos, senador dos judeus – que veio à noite ter com Jesus e lhe disse: “Mestre, sabemos que vieste da parte de Deus para nos instruir como um doutor, porquanto ninguém poderia fazer os milagres que fazes, se Deus não estivesse com ele.”

Jesus lhe respondeu: “Em verdade, em verdade digo-te: Ninguém pode ver o reino de Deus se não nascer de novo.”

Disse-lhe: “Como pode nascer um homem já velho? Pode tornar a entrar no ventre da sua mãe, para nascer segunda vez?”

Retorquiu-lhe Jesus: “Em verdade, em verdade, digo-te: Se um homem não nasce da água e do Espírito, não pode entrar no reino de Deus. – O que é nascido da carne é carne, e o que é nascido do Espírito é Espírito. – Não te admires de que eu te haja dito ser preciso que nasças de novo. – O Espírito sopra onde quer e ouves a sua voz mas não sabes donde vem ele, nem para onde vai; o mesmo se dá com todo homem que é nascido do Espírito.”

Respondeu-lhe Nicodemos: “Como pode isso fazer-se?” – Jesus lhe observou: ‘Pois quê! És mestre em Israel e ignoras estas coisas? Digo-te em verdade, em verdade, que não dizemos senão o que sabemos e que não damos testemunho, senão do que temos visto. Entretanto, não aceitas o nosso testemunho. – Mas, se não me credes, quando vos falo das coisas da Terra, como me creeis, quando vos fale das coisas do céu?’

S. João, 3:1 a 12

AGRADECIMENTOS

Ao Criador Deus, a Jesus Cristo, e à espiritualidade superior e amiga, por todas as proteções, dedicação e direcionamento para os bons caminhos em minha vida nesta existência.

Ao querido e amigo professor Marcos Bacis Ceddia pela orientação, amizade e paciência nos momentos mais difíceis.

Aos professores Mauro Antonio Homem Antunes, Daniel Fonseca de Carvalho, Luís Guimarães, João Bahia, Alexandre Facco e Wanderson Lambert, pelas orientações e dicas.

Aos professores do curso de Pós-Graduação em Agronomia – Ciência do Solo – Instituto de Agronomia – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ).

Ao Instituto de Tecnologia – pela concessão dos GPS de precisão e rádios de comunicação. Em nome do professor João Bahia, agradeço a todos que contribuíram direta ou indiretamente.

À nação e dirigentes do povo brasileiro, por ter mantido sempre a existência da Universidade Pública e Gratuita (UFRRJ), sem a qual não seria possível ter todas as formações.

Aos alunos do curso de Agronomia do Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO: Jeferson Corrêa da Silva, Paulo Sérgio Alves da Silva, Marta Jubielle Dias Félix e Débora Regina Marques Pereira, pela valiosa colaboração no desenvolvimento deste trabalho.

Aos amigos: Valdemir Lúcio Durigon, Lenilson Mota, Bruno Levino, Milton Fernandes, Roriz L. Machado e André Villela, pelos auxílios nas áreas de estudo da Geotecnologia.

Ao amigo Jorge Antônio da Silva, laboratorista da Física do Solo II, pela paciência, amizade e auxílio nas coletas, análises e processamentos dos dados.

Aos colegas de cursos, pelas ajudas e amizades em todos os momentos.

À minha sogra Maria Imaculada Lau da Silva, pelo carinho de mãe que sempre teve para comigo e toda a minha família.

Aos pais: José Devanir Marques e Jovelina dos Santos Marques, pelos carinhos concedidos e bons ensinamentos dados em toda a minha vida.

À minha querida segunda mãe: Leonida Paula Marques que sempre me adotou como filho e tomou todos os cuidados, nos momentos que mais precisei. Que Deus lhe dê em dobro tudo que fiz por mim e toda a família.

Aos meus queridos irmãos, pela honra de poder chamá-los de irmãos. Amo a todos vocês de coração e sentimentos. Espero sempre pertencer a essa grande família universal.

“In memória” quero agradecer a Deus pela oportunidade de poder ter sido e chamado de Irmã a querida Sílvia Marques nesta existência. Espero podermos estar juntos nas próximas existências, se assim for da vontade do Criador.

Aos padrinhos queridos: Ismar Santos Gonçalves, Elmira do Prado Gonçalves e Filhos (irmãos) pela oportunidade concedida de estudar. Mais que isso, ter dado mais um lar, apoio moral e financeiro a quem mais precisava.

Ao senhor Manoel Domingo (Roque) e família, por ter sempre apoiado de forma direta em indireta os estudos.

À querida professora Edna Riemke de Sousa, por ter sido sempre exemplo de pessoa na minha vida, em termos morais, profissionais, dedicação e determinação.

À CAPES, pela concessão da bolsa e amparo nas pesquisas.

Ao INPE e à rede meteorológica da Secretária de Ciência e Tecnologia do Estado de Goiás, pelos dados concedidos.

Ao Instituto Federal Goiano - Campus Ceres, pela oportunidade de ter permitido realizar o doutorado e ter concedido toda a logística, quando possível, para a realização deste trabalho nas suas dependências.

Aos Diretores, amigos e alunos estagiários do Instituto Federal Goiano – Campus Ceres, os quais muito contribuíram nas coletas e processamento de dados.

A todos que contribuíram direta ou indiretamente para a realização da minha carreira profissional e deste trabalho.

Obrigado a todos.

RESUMO

MARQUES, Valter dos Santos. **Erosão hídrica em microbacia utilizando geotecnologias**. 2013. 177f. Tese (Doutorado em Agronomia, Ciência do Solo). Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2013.

Comparar os valores de perda de solo obtidos pelos métodos indireto e direto com os valores de perda de solo quantificados no exutório das bacias hidrográficas é necessário para avaliar a confiabilidade das estimativas de perda do solo. Este trabalho teve como objetivo quantificar a perda de solo no exutório de uma microbacia (Córrego Água Azul, situada no município de Ceres, Goiás) e validar os métodos de estimativa de perda de solo pela USLE (“*Universal Soil Loss Equation*”) e do simulador de chuva. Para isso, utilizou-se a equação de predição de perda de solo USLE, o simulador de chuvas e o monitoramento de vazão e sedimentos no exutório da microbacia. No período de 12 anos, os valores do fator erosividade da chuva (R) foram calculados para a microbacia pelas diferentes equações e variaram de 586,7 a 9.583,3 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹. Para as condições deste trabalho, a equação para o cálculo do fator erodibilidade do solo (K) que mais se aproximou dos dados observados na microbacia foi o proposto por Bouyoucos (HUDSON, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990) com fator de erodibilidade variando de 0,006 a 0,014 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, com média ponderada de 0,014 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. O valor de erodibilidade do solo determinado pelo simulador de chuva variou de 0,0005 a 0,0039 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, e a média ponderada foi de 0,0026 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. A perda anual de solo estimada pela USLE, nas diferentes combinações de métodos de estimativa de R e K, variou de 0,023 a 7,71 t.ha⁻¹. Pelo simulador de chuva a perda de solo variou de 0,22 a 1,72 t.ha⁻¹.h⁻¹ para o LATOSSOLO e NITOSSOLO, respectivamente. A perda de sedimento quantificado no exutório foi de 166,6 t.ano⁻¹ e a perda média de sedimento, estimado por hectare para o período de dois anos foi de 0,619 t.ha⁻¹.ano⁻¹. A partir do parâmetro temporal de 2010 a 2012, os resultados desse estudo demonstraram que, em alguns casos, a aplicação do modelo USLE sem correção da taxa de deposição de sedimentos, gera resultados muito próximos aos observados no exutório, como o da microbacia Córrego Água Azul. No entanto, as combinações de equações de erosividade das chuvas e de métodos de estimativa de erodibilidade do solo que melhor estimaram a perda de solo pela USLE, quando comparada com a perda de sedimento no exutório variaram bastante, dependendo do período avaliado (2010-2011, 2011-2012 e a média 2010-2012), o que não permitiu uma escolha consistente de combinações para o local de estudo. Os resultados demonstram que a aplicação da USLE para estimativa da perda de solo em microbacias hidrográficas é amplamente questionável, sobretudo em função da dificuldade de se obter dados de erosividade e erodibilidade mais adequados aos locais de estudo. Além disso, percebe-se que a adequação de equações de erosividade geradas em locais diferentes da área de estudo é insatisfatória, uma vez que as equações de erosividade que forneceram melhores estimativas foram geradas em locais bastante diferentes do local da área de estudo. O monitoramento da perda de sedimento na microbacia demonstrou ser uma forma viável e adequada de se estimar a perda de solo na microbacia, sobretudo quando se propõe utilizar essa informação para aplicação de programa de pagamento de serviços ambientais. Ressalta-se que o monitoramento da microbacia por períodos mais longos poderá fornecer melhores índices de perda de solo e água, bem como aprofundar estudos de desenvolvimento de modelos de predição de erosão em microbacias hidrográficas.

Palavras-chave: Perda de solo. Sedimentos. USLE.

ABSTRACT

MARQUES, Valter dos Santos. **Water erosion in watershed using geotecnology**. 2013. 177p. Thesis (Doctor Science in Agronomy, Soil Science). Instituto de Agronomia, Departamento de Solos, Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Seropédica, RJ, 2013.

To compare values of soil loss obtained by indirect and direct methods with the values of soil loss quantified in watershed outlets is necessary to assess the reliability of soil losses estimates. The objective of this research was to quantify the soil loss at the watershed outlet and to validate the methods of estimating soil loss by the USLE and with the rainfall simulator in the watershed of Córrego Água Azul – Ceres municipality, Goiás State, Brazil. The study was conducted using the USLE, a rainfall simulator and monitoring the flux of water and sediments at the watershed outlet. The values of the erosivity factor (R) for the watershed were calculated using the different equations for twelve years and ranged from 586.7 to 9,583.3 MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.year⁻¹. For the circumstances of this research, the equation to calculate erosivity factor (K) that best approached the observed watershed data was the one proposed by Bouyoucos (HUDSON, 1982; BERTONI E LOMBARDI NETO, 1990) with K values varying from 0.006 to 0.014 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, and a weighted average of 0.014 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. The soil erodibility factor determined with the rainfall simulator varied from 0.0005 to 0.0039 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, and the weighted average was 0.0026 Mg.ha.h.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. The annual soil loss estimated by USLE, in the different combinations of estimation methods of R and K, ranged from 0.023 to 7.71 t.ha⁻¹. The soil loss varied from 0.22 to 1.72 t.ha⁻¹.h⁻¹, in the Oxisol and Ultisol classes, respectively, when using the rainfall simulator. The sediment loss observed at the watershed outlet was 166.6 t year⁻¹ and the average sediment loss, estimated per hectare for a period of two years was of 0.619 t.ha⁻¹.year⁻¹. The temporal parameters of this study from 2010 to 2012 demonstrated that, in some cases, the application of the USLE model without correction of the sedimentation rate generates soil losses very close to those observed at the watershed outlet, as in the Córrego Água Azul. However, combinations of equations for rainfall erosivity and methods of soil erodibility that best estimated soil loss by USLE, when compared with the sediment loss in the watershed outlet varied greatly, depending on the study period (2010-2011, 2011-2012, and the average of 2010-2012), which did not allow a consistent choice of combinations for the site of study. The results demonstrated that the application of the USLE for soil loss estimates in watersheds is questionable, especially due to the complexity of obtaining values of erosivity and erodibility that are suitable for the study area. Moreover, the results lead to the conclusion that adjusting erosivity equations from conditions different than those from the study area may not be suitable, since the erosivity equations that yielded the best estimates were developed for places quite different from the study area. The monitoring of sediment loss in the watershed showed to be a viable and adequate way of estimating the watershed soil loss, mainly when this information is meant to be used for the payment of environmental services. It is highlighted that the watershed monitoring for longer periods will yield better soil and water loss estimates, as well as to improve the studies for the development of models to forecast watershed soil losses.

Keywords: Soil loss. Sediments. USLE.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Extensão do Globo terrestre afetado pela erosão hídrica.....	22
Tabela 2 – Quantidade média de substâncias dissolvidas nas águas de lagos e rios de todo planeta terra.	25
Tabela 3 – Classes de interpretação para o índice de erosividade.....	28
Tabela 4 – Alguns valores de erodibilidade de solos ($Mg.ha.h.h^{-1}.MJ^{-1}.mm^{-1}$), estimados por diferentes métodos e autores.....	31
Tabela 5 – Classes de erodibilidade do solo.....	35
Tabela 6 – Valores do fator C em relação à cobertura vegetal.	37
Tabela 7 – Valores do fator P da equação de perda do solo, resultantes de algumas práticas conservacionistas.	38
Tabela 8 – Principais vantagens e desvantagens da aplicação do modelo USLE.	39
Tabela 9 – Perda anual de solo.	59
Tabela 10 – Equações para o cálculo da erosividade da chuva.	60
Tabela 11 – Média da textura e de matéria orgânica do horizonte A dos solos da microbacia.	62
Tabela 12 – Valores do fator práticas conservacionistas (P).....	64
Tabela 13 – Valores dos fatores CP para as classes de uso do solo.	65
Tabela 14 – Resultados obtidos da caracterização morfométricas da microbacia.....	71
Tabela 15 – Valores do Fator K no NITOSSOLO e no LATOSSOLO da microbacia, determinados por simulador de chuva.	76
Tabela 16 – Precipitação e erosividade mensal na microbacia, período de janeiro de 2000 a dezembro de 2011.....	78
Tabela 17 – Quadrimestre em que as chuvas possuem maior erosividade na microbacia.	80
Tabela 18 – Classes de solo da microbacia, correlacionados com diferentes tipos de valores de K.....	83
Tabela 19 – Valores das razões entre as diferentes equações de obtenção do fator K pelos métodos indireto e direto.	89
Tabela 20 – Uso do solo na área da microbacia.	92

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Impacto de uma gota sobre o solo (a); efeito do salpicamento em muro (b).....	6
Figura 2. Solo após preparo convencional, exposto aos processos erosivos.....	7
Figura 3. Erosão em sulco.	13
Figura 4. Erosão em voçoroca.....	14
Figura 5. Divisão do Brasil em regiões homogêneas, em termos de características da precipitação.....	28
Figura 6. Esquema e foto do Simulador de chuvas portátil.....	42
Figura 7. Mapa de localização da área de estudo.	44
Figura 8. Mapa de declividade (a) e Hipsométrico do município de Ceres-GO (b).	46
Figura 9. Localização hidrográfica da microbacia.	48
Figura 10. Estação Total utilizada no levantamento planialtimétrico.	49
Figura 11. Coleta de dados por GPS.	49
Figura 12. Vertedor em operação nas diferentes épocas do ano.	56
Figura 13. Demonstração do procedimento com o simulador de chuva no campo.....	57
Figura 14. Simulador de chuva em operação (a) em um dos perfis – Área de pastagem (b) na microbacia.....	58
Figura 15. Imagem georreferenciada da microbacia.	64
Figura 16. Temperaturas médias anuais (a), mensal (b) referente ao período de 12 anos. Temperatura média mensal do período avaliado – 2011 (c).....	67
Figura 17. Precipitação histórica para a área da microbacia.	68
Figura 18. Valor médio das precipitações pluviométricas quinzenais (a) período de 12 anos – 2000 a 2011; e vazão medidas no exutório (b) da microbacia.	69
Figura 19. Distribuição da precipitação natural e perda de sedimento no exutório da microbacia, no período avaliado de dois anos.....	73
Figura 20. Perda de solo (a) e perda de solo acumulado (b), na microbacia, mediante simulador de chuva, analisadas no intervalo de 60 minutos.....	75
Figura 21. Precipitação média mensal para algumas regiões do Brasil utilizadas nos ajustes dos diferentes modelos de erosividade.	79
Figura 22. Inundação registrada na cidade de Ceres-GO ocorrida no ano de 1980 (a) e 2011 (b).....	81
Figura 23. Valores do Fator K ($\text{Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$) para as diferentes profundidades de solo em 22 amostras coletadas na microbacia.	81
Figura 24. Fatores K determinados para as classes de solo.....	85
Figura 25. Mapa de solo (a) e do Fator K ($\text{Mg}\cdot\text{ha}\cdot\text{h}\cdot\text{h}^{-1}\cdot\text{MJ}^{-1}\cdot\text{mm}^{-1}$) (b) da microbacia.	87
Figura 26. Fator LS utilizando a equação de McCool et al. (1987).	90

Figura 27. Mapa de uso e manejo (a), e mapa dos valores do fator C (b) na microbacia.....	91
Figura 28. Valores das práticas conservacionistas (P) na microbacia.....	93
Figura 29. Vazão (a) e perda de sedimento em tonelada (t) (b) determinada no exutório da microbacia.....	94
Figura 30. Volume de água medido no exutório/volume precipitado (<i>runoff</i>) e perda de sedimento.....	96
Figura 31. Curvas de distribuição percentual acumulada de vazão medida no exutório da microbacia, volume precipitado na microbacia e perda de sedimento para o período de um ano.	96
Figura 32. Perda de solo e Taxa de Deposição de Sedimento (SDR) determinado para a área da microbacia utilizando as diversas equações propostas para estimar a erosividade da chuva e medido no exutório e tabela de percentagem de perda de solo.....	98
Figura 33. Modelo digital do Terreno (MDT-HC).....	121
Figura 34. Limites da microbacia.	121
Figura 35. Curvas de nível espaçadas de 1 em 1 m.....	121
Figura 36. Classes de declividade da microbacia, EMBRAPA (1979).....	121
Figura 37. Mapa hipsométrico da microbacia (a) e do município de Ceres, Goiás (b).	122
Figura 38. Mapa de iluminação.	122
Figura 39. Orientação do terreno.....	122
Figura 40. Detalhe do perfil de solo 01 (Latossolo Vermelho).....	124
Figura 41. Detalhe do perfil de solo 02 (Nitossolo Vermelho).....	127
Figura 42. Detalhe do perfil de solo 03 (Latossolo Vermelho).....	130
Figura 43. Detalhe do perfil de solo 04 (Cambissolo Háplico).....	134
Figura 44. Detalhe do perfil de solo 05 (Latossolo Vermelho).....	137
Figura 45. Detalhe do perfil de solo 06 (Nitossolo Vermelho).....	141
Figura 46. Detalhe do perfil de solo 07 (Cambissolo Háplico).....	145
Figura 47. Detalhe do perfil de solo 08 (Nitossolo Vermelho).....	148
Figura 48. Detalhe do perfil de solo 09 (Nitossolo Vermelho).....	151
Figura 49. Detalhe do perfil de solo 10 (Gleissolo Háplico).....	154
Figura 50. Detalhe do perfil de solo 11 (Latossolo Vermelho).....	158

LISTA DE ABREVIÇÕES

- A – Área da bacia.
AGNPS - Agricultural Nonpoint Source.
ANSWERS - Areal Nonpoint Source Watershed Environment.
APA – Área de Proteção Ambiental.
ARS - Serviço de Pesquisa Agrícola.
ASTER – Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer.
CBERS - China-Brazil Earth Resources Satellite.
 C_m - Coeficiente de manutenção.
CM – Cultivo Mínimo.
CP – Fator prática conservacionista.
DATUM - Superfície de referência posicionada em relação à Terra.
 D_c - Declividade do álveo ou declividade do canal.
 D_d - Densidade de drenagem.
DF – Distrito Federal.
 D_h - Densidade hidrográfica.
DMG – Diâmetro Médio Geométrico.
E - Elevação média da microbacia.
EI – Índice de erosividade.
EMBRAPA/CPAC - Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária/Centro de Pesquisa Agropecuária dos Cerrados.
ETM - Enhanced Thematic Mapper.
EUA – Estados Unidos da América.
EUPS – Equation of Universal Soil Loss.
f – Frequência de canais.
G - Rugosidade topográfica.
GO – Goiás.
GPS - Global Positioning System.
ha – Unidade de medida, equivalente a 10.000 m².
 H_m - Amplitude altimétrica máxima da bacia.
HRC – High Resolution Panchromatic Camera.
I – Intensidade de chuva, em mm.
IAF - Índice de Área Foliar.
IBGE - Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística.
 I_c - Índice de conformação.
IC - Índice de circularidade.
IF Goiano – Campus Ceres – Instituto Federal Goiano – Campus Ceres.
INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
IV - Índice de Vegetação.
K – Fator erodibilidade do solo.
 K_C – Coeficiente de Compacidade.
Kg – Quilograma, unidade medida de peso.
 K_f – Índice de forma.
Km – Quilômetro, unidade medida de distância.
L – Unidade de medida de volume.
l - Extensão do percurso superficial.
LS – Fator topográfico.
MC – Meridiano Central.

MDE - Modelo Digital de Elevação.
MDT-HC – Modelo Digital de Terreno - Hidrologicamente consistido.
MDT – Modelo Digital do Terreno.
mg – Miligrama, unidade de medida de peso.
MJ – Mega Joule.
mm – Milímetro.
MNT – Modelo Numérico do Terreno.
MUSLE - Equação Universal de Perda de Solo Modificada.
NDVI - Índice de Vegetação Diferença Normalizada.
P – Perímetro.
PD – Plantio Direto.
PI – Plano de informação.
PVC – Policloreto de Vinila.
R – Fator erosividade da chuva.
r – Precipitação média mensal (mm).
 R_a - Relação de área.
 R_b - Relação de bifurcação.
REM - Radiação Eletromagnética.
 R_L - Relação dos comprimentos.
RUSLE - Equação Universal de Perdas de Solos Revisada.
SAMU – Serviço de Atendimento Móvel de Urgência.
SCS - Serviço de Conservação do Solo.
SiBSC – Sistema Brasileiro de Classificação do Solo.
SIG - Sistema de Informação Geográfica.
Sin - Índice de sinuosidade do curso d'água.
SIRGAS – Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas.
SR – Sensoriamento Remoto.
SRTM – Shuttle Radar Topographic Mission.
 T_c - Tempo de concentração.
TIE – Taxa de Infiltração Estável.
 T_t - Textura da Topografia.
UFMS – Universidade Federal de Mato Grosso do Sul.
UFRRJ – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro.
USDA – Departamento de Agricultura dos Estados Unidos
USLE - Universal Soil Loss Equation.
UPA – Unidade de Pronto Atendimento.
UTM - Sistema Universal Transverso de Mercator.
V - Faixa do Vermelho do Espectro Eletromagnético.
VIB – Velocidade de Infiltração Básica.
WEPP - Water Erosion Prediction Project.
WGS-84 - World Geodesic System 1984.

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO.....	1
2	REVISÃO DE LITERATURA	4
2.1	Conceito de Erosão	4
2.2	Tipos de Erosão.....	5
2.3	Início do Processo Erosivo no Solo	5
2.3.1	Estabilidade dos agregados	7
2.3.2	Formação de crostas e selagem do solo	8
2.3.3	Infiltração da água no solo	9
2.3.4	Formação de poças	9
2.3.5	Escoamento superficial	10
2.3.6	Transportes de sedimentos	10
2.4	Erosão Hídrica.....	11
2.4.1	Erosão entressulcos	12
2.4.2	Erosão em sulcos.....	13
2.4.3	Erosão em voçorocas.....	14
2.5	Bacia Hidrográfica	15
2.5.1	Características morfométricas da bacia hidrográfica	16
2.5.2	Relevo	19
2.5.3	Número de rugosidade (G).....	21
2.5.4	Textura da topografia (T _i)	21
2.5.5	Índice de rugosidade (I _r).....	21
2.6	Transporte de Sedimento Dentro da Bacia.....	21
2.6.1	Distribuição granulométrica.....	22
2.6.2	Tipos de transporte de sedimentos	23
2.7	Formas de Quantificação de Sedimentos em Exutórios.....	24
2.8	Modelo de Predição de Perda de Solo.....	25
2.8.1	Equação universal de perda de solo – USLE	25
2.9	Simulador de Chuva.....	40
3	MATERIAL E MÉTODOS	44
3.1	Localização da Área de Estudo	44
3.2	Características da Microbacia	44
3.2.1	Dados meteorológicos	44
3.2.2	Clima.....	45
3.2.3	Relevo	45
3.2.4	Vegetação.....	46
3.2.5	Geologia	47
3.2.6	Uso do solo.....	47
3.2.7	Hidrografia da microbacia.....	47
3.3	Levantamento de Campo.....	48
3.3.1	Levantamento planialtimétrico da microbacia.....	48
3.3.2	Modelo digital de terreno – hidrologicamente consistido (MDT-HC)	50
3.4	Mapa de Solo	50
3.4.1	Etapas de campo	50
3.4.2	Análises físicas e químicas das amostras	51
3.4.3	Classificação e mapa de solo	51

3.5	Determinação das Características Morfométricas da Microbacia.....	51
3.5.1	Coeficiente de compacidade (K_c)	51
3.5.2	Fator forma – K_f (índice de Gravelius).....	51
3.5.3	Índice de conformação (I_c).....	52
3.5.4	Índice de circularidade (IC)	52
3.5.5	Densidade de drenagem	52
3.5.6	Coeficiente de manutenção dos canais (C_m)	52
3.5.7	Índice de sinuosidade do curso d'água (Sin).....	52
3.5.8	Tempo de concentração (T_c).....	53
3.5.9	Extensão média do escoamento superficial.....	53
3.5.10	Declividade de uma microbacia.....	53
3.5.11	Curva hipsométrica	53
3.5.12	Declividade de álveo ou declividade do canal.....	53
3.5.13	Elevação média de uma microbacia.....	54
3.5.14	Amplitude altimétrica máxima de uma microbacia (H_m)	54
3.5.15	Número de rugosidade (G)	54
3.5.16	Textura da topografia (T_t).....	54
3.5.17	Índice de rugosidade (I_r)	55
3.6	Monitoramento de Vazão e Sedimentos	55
3.6.1	Montagem do vertedor para determinação de vazão.....	55
3.6.2	Coleta de dados e cálculo de vazão.....	56
3.6.3	Cálculo do sedimento.....	56
3.7	Testes com Simulador de Chuvas	56
3.7.1	Calibração e instalação do simulador.....	56
3.7.2	Caracterização da área experimental.....	57
3.7.3	Procedimentos de campo.....	57
3.7.4	Quantificação da lâmina escoada e perda de solo.....	58
3.7.5	Erodibilidade do solo (K).....	59
3.8	Estimativa da Perda de Solo pela Equação da USLE	59
3.8.1	Perda de solo	59
3.8.2	Erosividade da chuva (R)	59
3.8.3	Erodibilidade do solo (K).....	61
3.8.4	Fator topográfico (LS).....	63
3.8.5	Fator de manejo da cobertura do solo (C) e práticas conservacionistas (P).....	63
4	RESULTADO E DISCUSSÃO	66
4.1	Dados da Estação Meteorológica	66
4.1.1	Temperatura	66
4.1.2	Precipitação	67
4.2	Resumo das Características Morfológicas da Microbacia	70
4.3	Vazão e Sedimento.....	72
4.3.1	Precipitação e perda de sedimento na bacia.....	72
4.3.2	Perdas de solo sob chuva simulada	74
4.3.3	Análise da erodibilidade – Fator “K” (Simulador de chuva).....	76
4.4	Predição de Perda de Solo - USLE	77
4.4.1	Fator erosividade da chuva (R)	77
4.4.2	Fator erodibilidade do solo – Fator “K”	81
4.4.3	Fator LS – Wischmeier e Smith (1978)	90
4.4.4	Fator C manejo da cobertura do solo	91
4.4.5	Fator P – Práticas conservacionistas	92

4.5	Sólido Total Medido no Exutório da Microbacia	93
4.5.1	Vazão e perda de sedimentos.	93
4.5.2	Volume d'água e perda de sedimentos.....	95
4.5.3	Volume d'água medido no exutório e precipitado (<i>runoff</i>).	95
4.5.4	Vazão medida, precipitação e perda de sedimento acumulado na microbacia.	96
4.6	Perda de Sedimento – USLE versus Simulador de Chuva versus Exutório	97
5	CONCLUSÕES	100
6	CONSIDERAÇÕES FINAIS	101
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRAFICAS	102
8	ANEXOS	119
9	APÊNDICES	121

1 INTRODUÇÃO

Erosão é o resultado da ação dos agentes naturais, chamados de chuvas, ventos, rios, geleiras e mares (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005). A partir do conhecimento adquirido trabalhando-se com solo, pode-se afirmar que essa ação resulta em perda de solo e baseia-se no processo de desprendimento e arraste das partículas do solo, causado pela ação da água e do vento, constituindo o principal motivo de degradação das terras agrícolas. A origem da erosão pode ser geológica e, ou antrópica (acelerada). Quanto ao agente pode ser eólica e, ou hídrica. Esta pode ser pluvial (por impacto: pedestal; por arrastamento: laminar, sulcos, voçoroca, massas de solo, pináculo e túnel), marinha, fluvial (ZACHAR, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005). A estimativa da perda de solo por erosão constitui ferramenta importante no estabelecimento de práticas de uso do solo que levem à sustentabilidade do meio ambiente para as futuras gerações, garantindo produção de alimentos, fibras e combustíveis renováveis.

Dentre as formas de degradação, a erosão hídrica é uma das características mais importantes a serem consideradas com relação ao uso e manejo dos solos. Em termos globais, há aproximadamente 1,094 milhões de hectares de áreas propensas à erosão pela água. A erosão do solo tem sido problema em todo o mundo, e estabelece fenômeno de destaque em razão da velocidade com que se processa e pelo fato de causar intensos prejuízos à atividade agropecuária e, a muitas outras atividades econômicas e ao meio ambiente (LAL et al., 2011). Dentre as perdas diretas provocadas pela erosão encontra-se o carreamento da massa de terra e com ela o próprio corpo do solo e os nutrientes nela contidos (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010; PRUSKI, 2010). Telles et al. (2011) ressaltam que além das reduções dos atributos físicos, químicos e biológicos, a erosão do solo provoca reduções econômicas, sendo gastos, em todo mundo, milhões de dólares por ano em decorrência desse fenômeno, pois segundo Higgitt (1991), grandes áreas cultivadas podem se tornar improdutivas, ou economicamente inviáveis, se a erosão não for mantida em níveis toleráveis. Por isso, o controle da erosão tornou-se necessário em quase todos os países e praticamente para todos os tipos de uso do solo (MORGAN, 2005). Nearing et al. (2004) relatam que as consequências da erosão são motivo de preocupação, ainda mais agora que a mudança climática, associada a eventos extremos pode aumentar as taxas de erosão.

No Brasil, os problemas consequentes da erosão são muito graves e um dos fatores de desgaste que mais seriamente tem contribuído para a redução da produtividade do solo é, sem dúvida, a erosão hídrica, facilitada e acelerada pelo homem com suas práticas inadequadas de agricultura (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990). Na zona rural, as perdas por erosão continuam sendo elevadas, haja vista que a maioria dos agricultores ainda não utilizam técnicas de manejo nem de conservação adequadas ao solo.

Todos esses problemas ocorrem porque a pesquisa científica, no Brasil, envolvendo erosão acelerada do solo é recente. Apesar dos primeiros trabalhos terem sido publicados ainda na década de 1940, cerca de metade da produção se deu nos últimos quinze anos (BARRETTO et al., 2008). Segundo esse mesmo autor, há centralização geográfica na formação de linhas de pesquisa e concentração quantitativa da produção. Esses estudos, bem como a produção científica estão centralizados em academias das Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Seguida em menor intensidade por instituições da Região Nordeste. As universidades e instituições de pesquisas das Regiões Centro-Oeste e Norte quase não focalizaram, até o momento, o tema erosão do solo. Aproximadamente um terço dos artigos de pesquisa científica brasileira em erosão do solo estão atados ao modelo da USLE (Equação Universal de Perdas de Solo) de previsão de erosão quer seja na sua aplicação, quer seja na estimativa de seus parâmetros.

Muitos desses estudos tratam a erosão de forma superficial e seus processos condicionantes, dispondo-se de métodos diretos, baseados na coleta do material erodido, em campos experimentais e ou laboratório; ou ainda métodos indiretos, por meio de modelagem matemática. Alguns desses modelos são semelhantes, porque se baseam nos mesmos pressupostos e outros são distintamente diferentes. Segundo Singh (1995), os modelos até agora desenvolvidos podem ser classificados de acordo com os diferentes critérios que podem abranger descrição do processo, escala e técnica de solução. Segundo Aksoy e Kavvas (2005), o modelo pode estar baseado num conceito ou numa estrutura empírica. Tais modelos são chamados de conceituais ou empíricos, respectivamente. Nos modelos conceituais, a bacia hidrográfica é representada por sistemas de armazenamento. Os modelos empíricos estão limitados para as condições em que foram desenvolvidos. Se um modelo foi construído usando equações de conservação de massa de sedimento, esse é denominado de modelo de erosão de base física e de transporte de sedimento. Por exemplo, a USLE (WISCHMEIER; SMITH, 1978) é um modelo empírico que se baseia numa grande quantidade de dados para os Estados Unidos. O AGNPS (YOUNG et al., 1989) utiliza a forma modificada da USLE. A parte hidrológica da ANSWERS (BEASLEY et al., 1980) é um processo conceitual. KINEROS (SMITH, 1981), WESP (LOPES, 1987), SEM (STORM et al., 1987), SHESED (WICKS, 1988) e EUROSEM (MORGAN et al., 1998) são alguns exemplos de modelos de erosão baseados em processos físicos e transportes de sedimentos.

Embora os modelos atuais KINEROS (SMITH, 1981), WESP (LOPES, 1987), SEM (STORM et al., 1987), SHESED (WICKS, 1988) e EUROSEM (MORGAN et al., 1998) sejam baseados em processos físicos, os mesmos têm grande potencial de predição e aplicação, apesar de existirem grandes limitações nestes modelos, dificultando a substituição dos modelos empíricos mais populares, como a USLE (FOSTER; LANE, 1987). Algumas destas limitações, consiste no volume de recursos e tempo requeridos para a obtenção e compilação de dados e parâmetros, necessários para a aplicação adequada nas novas versões de modelos para predições e avaliação da erosão superficial do solo.

A USLE é o modelo mais amplamente utilizado no mundo para estimativa de perda de solo (WISCHMEIER; SMITH, 1978), principalmente nos Estados Unidos da América – EUA (RENARD et al., 1994). Esse modelo foi desenvolvido a partir de observações de perdas de solo em mais de 10.000 parcelas padrão com 0,008 ha (3,5 m de largura e 22,1 m de comprimento) e 9% de declividade, distribuídas em todas as regiões dos Estados Unidos e com a seguinte filosofia para cada fator que: a) fosse representado por um número apenas; b) pudesse ser calculado a partir de dados meteorológicos, pedológicos e de parcelas de erosão em níveis regional e local; c) fosse livre de qualquer base geográfica. Essa equação estima erosão laminar e erosão em sulcos usando valores que representam os cinco fatores de maior influência no processo erosivo: erosividade (R), erodibilidade (K), topografia (LS), uso e manejo do solo (C), e práticas conservacionistas (P).

Embora se saiba que a USLE foi desenvolvida originalmente para predizer perda de solo em encostas em regiões nos EUA, o modelo é empregado em vários países e também em escala de bacias hidrográficas, em parte, devido à facilidade de sua implementação em SIG (Sistema de Informações Geográficas) (MATI et al., 2000; LU et al., 2004; ZHOU et al., 2008; KOULI et al., 2009; BONILLA et al., 2010; HUI et al., 2010). Assim, a USLE vem sendo utilizada por muitos pesquisadores para estimar perda de solo em bacias hidrográficas brasileiras (CHUQUIPIONDO, 2007; WEILL; SPAROVEK, 2008; BESKOW et al., 2009; UHDE, 2009; FERNANDES, 2009; AMORIM et al., 2010; CABRAL et al., 2010; KINNELL, 2010; OLIVEIRA et al., 2011). Recentemente, a ANA (Agência Nacional de Águas) passou a adotar a USLE como ferramenta metodológica para quantificação dos benefícios ambientais e compensações financeiras do “Programa do Produtor de Água” (CHAVES et al., 2004, 2005).

Quando se aplica o modelo USLE para predição de erosão em bacias hidrográficas, uma série de fenômenos não são devidamente contabilizados, tais como: deposição de sedimentos ao longo das encostas, ocorrência de eventos como movimentos de massa, voçorocas e desbarrancamento de rios. Além das deficiências inerentes ao modelo, para as condições brasileiras, somam-se ainda as limitadas pesquisas voltadas à adequação dos parâmetros do modelo, especialmente os estudos referentes à determinação da erodibilidade dos solos (K) e erosividade das chuvas (R). É comum a ausência de valores medidos ou validados desses parâmetros para as diversas condições brasileiras, o que é frequentemente justificado pela descontínua experimentação de campo, ausência de dados pluviográficos históricos e de classes de solos e respectivos atributos químicos, físicos e mineralógicos. Para contornar a deficiência de valores desses parâmetros, frequentemente os pesquisadores procuram adaptar valores de R e K medidos em algumas localidades brasileiras para locais com deficiência de informações (OLIVEIRA et al., 2012; MARQUES et al., 1997; ARAÚJO et al., 2011). Como consequência, os resultados de estimativas de perda de solo em bacias hidrográficas empregando o modelo USLE é frequentemente questionado, sobretudo quando este é utilizado como base para programas de pagamento de serviços ambientais, em que a quantificação dos sedimentos é usada para precificar o custo de tratamento da água.

A USLE comumente gera estimativas de perda de sedimento bastante superiores às medidas em exutórios de bacias hidrográficas. As razões dessas diferenças estão associadas à não contabilização, pelo modelo, da taxa de deposição de sedimentos ao longo da bacia, e também pela falta de adequação dos parâmetros do modelo às condições do local de estudo (FERNANDES, 2009; LAL, 1976; HUDSON, 1973, 1981).

A utilização de modelos que requerem vários parâmetros de entrada pode não ser o mais indicado para ser utilizado em locais sem dados ou de difícil acesso, como várias regiões do Brasil, dentre as quais destaca-se a região Centro-Oeste. Outro agravante é que os pesquisadores, as instituições e as linhas de pesquisas estão concentrados nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, tornando regionalizado o estudo e a pesquisa relacionados à erosão do solo (BARRETTO et al., 2008). Segundo esses mesmos autores, a participação das instituições sediadas na Região Centro-Oeste na pesquisa e publicação sobre erosão do solo é pequena.

Essa inexpressiva participação da região Centro-Oeste acerca do tema “erosão” se deve à vários fatores, dentre os quais destacam-se: a) existência de poucas instituições de pesquisas nessa área; b) ocupação recente dessa região; c) baixa atividade agropecuária, e; d) a dificuldade de criação e obtenção de bancos de dados confiáveis como: registro de precipitação da chuva em pluviógrafos; mapas de classes de solo em maior escala melhor ou igual a 1:10.000; valor do fator Erodibilidade do solo (K) determinando em parcelas de perda de solo de Wischmeier e Smith (1978); MDT-HC (Modelo Digital do Terreno Hidrologicamente Consistido) modelo para cálculo do fator Topográfico (LS); índice de uso e manejo do solo; práticas culturais determinanda e avaliada para cada região.

Desse modo, a área da microbacia em estudo, situada na região Centro-Oeste, afastada dos principais centros urbanos (Goiânia-GO e Brasília-DF), tem carência dessas informações, e sem um banco de dados robusto que permita aplicação dos modelos de predições de perda de solo. Portanto, é necessário instalar experimentos para coleta, processamento e construção de bancos de dados para posterior estimativa e análises de perda de solo.

Devido a essas dificuldades de análises, esta pesquisa procurou quantificar a perda de solo e validar métodos de estimativa de perda de solo, utilizando geotecnologias disponíveis, tendo como referência de estudo a microbacia Córrego Água Azul. Para tanto, foram efetuadas as seguintes atividades: mapeamento pedológico detalhado e de uso do solo da área; estimativa da erosão hídrica com uso da USLE; avaliação das perdas de solo pontuais em diferentes classes de solo e; quantificação da perda de solo no exutório da microbacia.

2 REVISÃO DE LITERATURA

Com o propósito de demonstrar que a erosão está envolvida no processo de formação e modelagem da superfície terrestre (relevo, solo e drenagem) foi feita breve revisão de literatura sobre o tema. Pode-se afirmar que a erosão está relacionada ou faz parte do ciclo das rochas; dos processos de intemperismo (remoção de produtos via superfície do solo) e está envolvida, direta e indiretamente, com os fatores de formação do solo (material de origem, relevo, clima, organismos e tempo); com processos de formação do solo (adição e perda); erosividade da chuva; uso do solo e manejo; com a textura do solo (proporção: argila, silte e areia); alterando então a constituição do solo ao longo do tempo; com a pendência dos relevos (modelando a paisagem topográfica, formando e dando forma aos diferentes tipos de bacias) e fertilidade do solo.

2.1 Conceito de Erosão

Erosão é o resultado da ação dos agentes naturais, chamados de chuvas, vento, rios, geleiras e mares (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005). A partir do conhecimento adquirido trabalhando-se com solo, pode-se afirmar que a erosão resulta em perda de solo. A origem da erosão pode ser geológica e, ou antrópica (acelerada), e quanto ao agente pode ser hídrica e, ou eólica. A erosão hídrica pode ser pluvial (por impacto: pedestal; por arrastamento: laminar, sulcos, voçoroca, massas de solo, pináculo e túnel), marinha, fluvial (ZACHAR, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005).

A palavra erosão tem sua origem no latim e é derivado do verbo *erodere* – comer fora (*rodere* – roer), escavar. O termo foi primeiramente utilizado em geologia para descrever a formação de buracos, causados pela retirada de materiais sólidos, pela ação da água do rio (PENK, 1924). No processo de erosão por precipitação, a lavagem da superfície, transporte dos sedimentos, é chamada de ablação (latim *ablatio* – transportar para longe). Os problemas de erosão por rios e sua contribuição para a modelagem da superfície da Terra foram bem estudados no final do século 19 (ZACHAR, 1982).

A erosão hídrica pluvial por arrastamento compreende três fases físicas distintas: desagregação, transporte e deposição (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010). A desagregação é o processo de quebra e individualização das partículas da massa de solo, causada, basicamente, pelo impacto direto das gotas de chuva contra a superfície do solo e pelo escoamento superficial. As partículas desagregadas salpicam, juntamente com as gotículas de água e retornam à superfície, podendo vir a selar os poros superficiais, reduzindo a infiltração de água e, em alguns casos, aumentando a sua resistência à erosão pelas forças coesivas. Na medida em que a intensidade da chuva passa a ser maior que a taxa de infiltração, dá-se escoamento superficial, dando início à segunda fase do processo, que é o transporte de sedimento. Quando a energia do escoamento superficial, que depende do volume e da velocidade da água, não é mais suficiente para transportar o material sólido em suspensão, este se deposita, caracterizando, assim, a terceira fase (REICHERT; CABEDA, 1992; BORDAS; SEMMELMANN, 1993).

Em condições naturais, as paisagens resultam de um longo e lento processo que envolve o intemperismo das rochas, a formação e erosão geológica do solo. Entretanto, por ocasião da erosão acelerada, principalmente pela ação antrópica, as perdas de solo processam-se em velocidade acima das perdas toleráveis de solo, que se refere às taxas aceitáveis de erosão frente ao intemperismo e à pedogênese, resultando na degradação do meio físico. Dentre as atividades que mais afetam o ciclo hidrossedimentológico, destacam-se o desmatamento, a agropecuária, a urbanização, a mineração, a construção de estradas, a retificação e o barramento dos cursos de água (BORDAS; SEMMELMANN, 1997).

Fatores como quantidade, intensidade, duração da chuva, tamanho da gota, e altura da queda; natureza do solo; cobertura vegetal; bem como declividade da superfície do terreno influenciam o movimento do solo. O entendimento desse processo é tido por muitos pesquisadores como complexo, sendo a interação desses fatores determinantes da erosão.

A cobertura vegetal também tem grande relevância no entendimento do processo erosivo. Isso porque a infiltração da água das chuvas é favorecida pela cobertura foliar, amortecendo parte da água que atingiria o solo, através da interceptação pelas folhas, liberando-a lentamente para a superfície do solo e as raízes que abrem caminho para a água a ele descendente. Segundo Tricart (1977), a vegetação contribui fortemente para o equilíbrio do ecossistema de quatro maneiras: com a realização da fotossíntese; quando a radiação é absorvida pelas plantas; com a interceptação das precipitações e; com o efeito de sua rugosidade.

2.2 Tipos de Erosão

Existem diferentes tipos de erosão, e sua denominação vai depender do agente que a provoca (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010). Os principais tipos de erosão são: hídrica é a forma mais importante para as regiões tropicais. É afetada por forças ativas como a chuva, a topografia e a infiltração, e, por forças passivas como a vegetação e a erodibilidade do solo. As gotas das chuvas são a causa primária da erosão; eólica é provocada pela ação direta do vento e das partículas por ele transportadas; fluvial é resultante da ação dos rios sobre a superfície da terra. Pode ser lateral (quando o desgaste é efetuado nas margens, provocando o alargamento dos rios e vales) ou vertical (quando a erosão atua no aprofundamento do leito dos rios e vales); glacial é provocada pela ação dos gelos das geleiras sobre os vales das montanhas enquanto deslizam lentamente em direção a regiões de menor altitude; marítima ocorre sobre a costa provocada pela ação das ondas e das marés e pelos materiais que estes transportam; e ainda pela ação química da água do mar.

2.3 Início do Processo Erosivo no Solo

Nas condições de clima tropicais, a erosão tida como mais significativa é a hídrica, pois os índices pluviométricos são mais elevados do que em outras regiões do planeta. O processo erosivo pode ser intensificado ainda mais nas regiões de clima tropicais, devido à concentração das chuvas em determinado período ou estações do ano (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010).

Com o crescimento populacional, a necessidade de produzir mais alimentos, fibras e biocombustíveis e a criação de novas infraestruturas rurais e urbanas fez com que novas áreas de matas, cerrados e outros tipos de vegetações fossem retiradas, dando lugar ao uso alternativo do solo. A retirada dessas coberturas vegetais promove a exposição do solo aos processos erosivos, acelerando ainda mais o fenômeno que ocorre naturalmente. A retirada da cobertura vegetal faz com que os solos fiquem desprotegidos, e, por conseguinte, as chuvas incidem diretamente sobre a superfície do terreno exposto (WISCHMEIER; SMITH, 1965; LAL, 2003).

As condições ideais para que erosão hídrica seja intensa é a máxima exposição do solo aos processos erosivos. Então, o processo de erosão hídrica se inicia no momento em que as gotas de chuva começam a se chocar contra o solo, Figura 1 (a). Nesse momento, começa o efeito *splash*, ou salpicamento (GUERRA; GUERRA, 1997), que pode causar ruptura dos agregados, selando o topo do solo. É o estágio mais inicial do processo erosivo, uma vez que, deixa as partículas que compõem o solo em suspensão, para serem transportadas pelo escoamento superficial. Além disso, os agregados vão preenchendo os poros da superfície do solo, provocando o selamento e a consequente diminuição da porosidade, o que aumenta o escoamento superficial das águas (MOUZAIA; BOUHADEFA, 2003).

Define-se salpicamento como o deslocamento e movimento de partículas do solo sob o impacto das gotas de chuva. O material, em geral a fração mais fina, é lançado para cima e para fora em movimentos radiais; a partir do ponto de impacto. O salpicamento varia não só com a resistência do solo ao impacto das gotas das chuvas, mas também com a própria energia cinética das gotas. Dependendo da energia impactante sobre o solo, vai ocorrer, com maior ou menor facilidade, a ruptura dos agregados, formando as crostas que provocam o semanento do solo (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990; MOUZAIA; BOUHADEFA, 2003).



Fonte: USGS/USGov, 2010.



Figura 1. Impacto de uma gota sobre o solo (a); efeito do salpicamento em muro (b).

O salpicamento ocorre principalmente em solos desprotegidos de cobertura vegetal. Na Figura 1 (b) observa-se que na área gramada, o efeito do salpicamento foi praticamente nulo, e onde não havia grama formou-se uma mancha avermelhada nos limites da área, devido ao efeito do salpicamento.

O uso de cobertura morta sobre o solo tem como função a redução da energia cinética da chuva, que determina a erosividade, sendo esta a habilidade da chuva em causar erosão

(BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010). Outros objetivos do uso da palhada sobre o solo visam ao aumento da fertilidade e redução da perda do solo; redução da queima da matéria orgânica; aumento da infiltração de água no solo; redução da contaminação do solo com diversos produtos químicos e assoreamentos dos canais de drenagem. O Sistema de plantio direto (PD), Sistema de Cultivo Mínimo (CM) e colheita mecanizada da cana-de-açúcar e outras culturas têm sido preconizadas com a função de manter o solo coberto por longo período, nas regiões tropicais.

2.3.1 Estabilidade dos agregados

A matéria orgânica tem grande importância na estabilidade dos agregados (EPSTEIN; GRANT, 1967). O teor de matéria orgânica, associada a outras propriedades do solo, afeta diretamente a ruptura dos agregados. Essas propriedades são a textura, a densidade aparente do solo, a porosidade, a estrutura, parâmetros relacionados às características das encostas, cobertura vegetal, erosividade da chuva, além do uso e manejo do solo. Embora todos esses fatores tenham influência sobre os agregados do solo, a maioria dos estudos sobre erodibilidade tem indicado que, à medida que o teor de matéria orgânica diminui, aumenta a instabilidade dos agregados.

Pesquisadores como De Ploey e Poesen (1985) encontraram que solos com valores menores que 2% de matéria orgânica possuem baixa estabilidade de agregados. Por outro lado, Greenland et al. (1975) constataram e afirmaram que solos com menos de 3,5% de matéria orgânica são instáveis. Por essas afirmações, observa-se que não há índice único considerado como padrão universal que determine a instabilidade do solo. De qualquer maneira, esses índices indicam sinais de preocupação ou de alerta, em relação à capacidade dos solos de resistirem ao impacto das gotas de chuva.

Por outro lado, as práticas agrícolas adotadas com preparo convencional (aração e gradagem), tendem a aumentar a ruptura dos agregados, paralelamente com redução do teor de matéria orgânica do solo (Figura 2). Essa ruptura pode ser considerada um dos primeiros fatores no processo de erosão dos solos, posto que é a partir dela que outros processos como a desagregação, transporte e deposição, passam a acontecer na superfície do solo, no sentido de torná-lo mais instável, e, como resultado, dão início ao processo erosivo (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010).



Figura 2. Solo após preparo convencional, exposto aos processos erosivos.

2.3.2 Formação de crostas e selagem do solo

O fato de o solo secar e receber chuvas em pouco intervalo de tempo, sem cobertura orgânica, faz com que se crie crosta impedindo a infiltração da água, deteriorando sua estrutura e resistência. Embora essa erosão ocorra mesmo antes da formação da crosta pelo destacamento e transporte dos sedimentos, esta fase é importante na evolução dos processos erosivos, principalmente porque impermeabiliza a parte superior do solo formando fluxos superficiais.

A formação da crosta depende da quantidade de argila presente no solo, que provoca cimentação; ou da selagem, processos nos quais o solo tem seus poros entupidos pelas partículas dispersas. Tais processos se diferenciam, embora sejam inter-relacionados. Enquanto o processo de selagem está ligado à fase em que o solo recebe intensa irrigação ou quantidade de chuva, a crosta relaciona-se com o processo de ressecamento do solo. Ambos os processos provocam aumento da massa de solo, alterando a sua densidade aparente.

A formação da crosta é responsável pela diminuição das taxas de infiltração, e, por conseguinte, aumenta as taxas de escoamento superficial, favorecendo o aumento da perda de solo. Segundo Farres (1978), a formação de crosta na superfície do solo é um dos mecanismos mais importantes que antecede ao escoamento superficial (*runoff*). Um único evento chuvoso pode ser o suficiente para formar a crosta sobre o solo. A partir de experimentos realizados em laboratório com simulador de chuva, alguns autores demonstraram que a densidade aparente, no solo avaliado, aumentou após o evento chuvoso, passando de $1,1 \text{ g.cm}^{-3}$ para $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$, depois que as crostas se formaram (FARRES, 1978; EPSTEIN; GRANT, 1967). Em seus estudos, os pesquisadores observaram que o aumento considerável da densidade aparente é responsável pelo início do processo erosivo, pois diminui a porosidade, dificultando a infiltração de água no solo, formando as poças, que se interligam e dão início ao processo de escoamento.

A grande importância para o processo de erosão é que, a partir do momento em que as crostas se formam na superfície do solo, a superfície do terreno se torna selada, dificultando a infiltração da água das chuvas. Isso faz com que haja uma mudança de processos: de grande destacamento (*detachment*) e baixo transporte, antes de se iniciar o runoff, para baixo destacamento e alto transporte, durante o escoamento superficial.

Em relação ao selamento, Valentin e Bresson (1992) o estabelecem como resultante de processos dinâmicos e complexos, que consiste no rearranjo e consolidação das partículas do solo em estrutura superficial coesa, cuja espessura pode variar de 0,1 mm até valores superiores a 50 mm. Segundo esses mesmos autores, os três principais tipos de crostas são estruturais, deposicionais e erosionais. As estruturais são formadas pelo rearranjo *in situ* das partículas e microagregados, derivadas do distúrbio estrutural provocado pelo impacto das gotas de chuva. As deposicionais estão relacionadas ao processo de sedimentação das partículas (grossas e finas) em microdepressões, cuja orientação depende das condições hidrodinâmicas do escoamento superficial (VALENTIN; BRESSON, 1992). As crostas erosionais compreendem uma camada superficial rígida e lisa, constituída por partículas finas e resultam da erosão das crostas estruturais (CHEN et al., 1980).

Embora a espessura da camada selada possa ser relativamente pequena, seu efeito sobre as propriedades físicas da camada superficial do solo, como a redução da macroporosidade, proporciona expressiva diminuição da infiltração (SILVA; KATO, 1998; MCINTYRE, 1958).

Solos que apresentam maiores agregados estáveis tendem a ter menores problemas com infiltração da água. Portanto, a estabilidade dos agregados possui papel fundamental na erodibilidade dos solos. A água infiltra mais rapidamente em solos que têm agregados maiores e mais estáveis, diminuindo, conseqüentemente, a produção de escoamento superficial (*runoff*) (THORNES, 1980). À medida que os agregados são destruídos e a

superfície do solo se torna selada, as crostas passam a oferecer maior resistência à ação do *splash*. Por outro lado, esse fato aumenta a ação do escoamento superficial, podendo atingir alta velocidade, suficiente para destacar sedimentos e transportá-los para outro local. A única situação em que a superfície selada pelas crostas não apresenta aumento da produção de escoamento superficial é a que o topo do solo se torna tão seco de modo a formar rachaduras na superfície; e dessa maneira, a infiltração manifesta-se maior que o escoamento. Contudo essa é uma situação relativamente rara no processo erosivo. Na maioria dos casos, há diminuição das taxas de infiltração, formando-se poças na superfície do terreno, e assim, o processo de escoamento superficial.

A água pode chegar ao solo por diversos caminhos, diretamente, pelo impacto das gotas das chuvas ou indiretamente, após ser interceptada pelas coberturas vegetais existentes no local, essa água é a que vai participar da erosão do solo. A água no solo pode tomar várias direções: primeiro causa o impacto direto das gotas das chuvas no solo (efeito *splash*), depois se infiltra, aumentando o teor de umidade, podendo saturar o solo e, finalmente, pode ser armazenada nas irregularidades do solo, formando as poças (*ponds*), que eventualmente poderão dar início ao escoamento superficial – dependendo da intensidade e duração da chuva (GUERRA et al., 1999).

2.3.3 Infiltração da água no solo

A importância prática do conhecimento do processo de infiltração da água no solo dá-se ao fato de que o balanço hídrico na zona das raízes e o deflúvio superficial responsável pelo fenômeno da erosão durante precipitações pluviais poderá ser governado pela infiltração. Assim, o conhecimento desse processo e das suas relações com as propriedades do solo é de fundamental importância para o eficiente manejo do solo e da água nos cultivos agrícolas (REICHARDT, 1996).

A água da chuva que chega ao solo pode ser armazenada em pequenas depressões, ou se infiltrar, contribuindo, dessa forma, para aumentar a capacidade de retenção de água nos solos e reposição de água nos lençóis freáticos. As propriedades do solo; as encostas e as chuvas com suas peculiaridades; o tipo de cobertura; o uso e manejo do solo e microtopografia da superfície do solo podem influenciar o processo de infiltração da água no solo (EVANS, 1980; THORNES, 1980; DE PLOEY; POESEN, 1985; GUERRA, 1996).

Pode-se dizer que, inicialmente, o processo de infiltração ocorre em função da umidade do solo e, no decorrer do processo, a infiltração passa a ser em função da estrutura e textura do solo. Para o mesmo tipo de solo a infiltração varia de acordo com a percentagem de umidade do solo (no momento da chuva ou irrigação), a porosidade e a ocorrência de camada de permeabilidade diferente ao longo do perfil do solo.

Essa variação pode ser ainda maior, dependendo do tipo do uso do solo, o que pode afetar a densidade, agindo diretamente sobre a porosidade. Isso ocorre especialmente em área onde o gado compacta a superfície do terreno (HEATHWAITE et al., 1990). Quando a umidade do solo aumenta, a resistência ao cisalhamento diminui e no decorrer do processo acaba atingindo o limite de liquidez e pode começar a fluir (MORGAN, 1984). Neste sentido, o conhecimento da taxa de infiltração da água no solo é de fundamental importância para definir técnicas de conservação do solo, planejar e delinear sistemas de irrigação e drenagem, bem como auxiliar na composição de uma imagem mais real da retenção da água e aeração no solo.

2.3.4 Formação de poças

A formação de poças (*ponds*) na superfície do solo é o estágio que antecede ao escoamento superficial. As poças têm sua formação favorecida pela concentração de águas nas irregularidades existentes na superfície do solo (chamado aqui de microtopografia),

variando em profundidade de 1 a 2 mm, até alguns centímetros, de acordo com o tipo de solo e do tipo de máquina agrícola utilizada no preparo, plantio e cultivo. Após os preenchimentos das irregularidades existentes em função da água, as poças começam a se ligar umas com as outras. Nesse momento inicia-se o escoamento superficial, que a princípio é difuso, com possibilidade de, à medida que o processo tem continuidade espacial e temporal, tornar-se concentrado (MORGAN, 1986).

No entanto, a distinção entre o tempo do início da formação da poça e o escoamento superficial não é uma tarefa fácil (DE PLOEY, 1983). Para este mesmo autor, quando as poças estão formadas, o escoamento superficial já está iniciado. Mas, na prática, as poças são formadas antes da geração do escoamento superficial. Apesar de esses dois processos serem quase concomitantes, existe um pequeno intervalo entre um e outro. Outros fatores a serem levados em conta quando se estuda a formação de poças são a porosidade e a densidade aparente do topo do solo. Quanto mais densa e menos porosa, a superfície poderá absorver menos água e formar poças mais rapidamente, alimentando assim o escoamento superficial.

Diversas variáveis podem atuar no escoamento superficial, dentre as quais se destacam erosividade das chuvas, propriedades do solo, características das encostas, uso e manejo do solo, que dão partida ao processo erosivo. Tudo isso torna altamente complexa a compreensão do início da geração desse tipo de escoamento.

2.3.5 Escoamento superficial

À proporção que se procede à precipitação da chuva ou irrigação, o solo inicia o recebimento de toda a carga hídrica. Parte da água se infiltra no solo e começa a saturá-lo, poças de água se formam na superfície, e estabelece a possibilidade do escoamento superficial. Este processo será governado pela intensidade, duração da chuva, conteúdo de água no solo, porosidade, textura e outros (SHARP et al., 1949; PRUSKI, 2010).

Segundo Horton (1945), a remoção inicial de partículas pelo fluxo na superfície é atribuída à força de cisalhamento exercida pelo escoamento superficial, uma vez que sua profundidade é aumentada pelo fluxo. A partir dessa percepção foi criado pelo autor o conceito de área sem erosão (*belt of no erosion*), que ocorreria, segundo ele, no topo das encostas.

Se a precipitação excede a capacidade de infiltração do solo, dá-se início o escoamento superficial, também chamado, por Horton (1945), de evolução de ravina. A água acumula-se em depressões (microtopografia) na superfície do solo, até que começa a descer a encosta, através de um lençol (*sheetflow*), que pode evoluir para ravina. Nesse processo, esse fluxo passa a ser linear (*flowline*), depois evolui para microrravinas (*micro-hills*), então para microrravinas com cabeceiras (*headcuts*). Ao mesmo tempo em que essa evolução vai se estabelecendo na superfície do terreno, pode ocorrer também o desenvolvimento de bifurcações, através dos pontos de ruptura (*knickpoints*) das ravinas (HORTON, 1945). A intensidade do fluxo e a força de cisalhamento realizadas pelo escoamento superficial são determinantes no transporte de sedimentos.

2.3.6 Transportes de sedimentos

A água oriunda da precipitação pluviométrica ou irrigação, que supera a taxa de infiltração básica estável (TIE) do solo e não foi infiltrada, evaporada, interceptada ou absorvida pelas plantas, escoam superficialmente arrastando consigo os sedimentos. Jenny (1941) aponta o transporte de sedimentos como processo natural que atua na formação do solo e alteração da paisagem. Em regiões de relevos acidentados, o fenômeno de transferência de massa age continuamente, ganhando importância durante eventos pluviométricos. O uso do solo determina a quantidade e a qualidade do sedimento transferido para o ecossistema aquático (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990).

A quantidade e a natureza dos sedimentos é que definem os tipos de implicações delas advindas. O problema gerado pelos sedimentos dependerá dos processos de produção, transporte e deposição (PAIVA; VILELLA, 1995), o que equivale dizer que os sedimentos causam três tipos de prejuízos: no local de origem, no trecho onde transitam e no local de sua deposição (MEYER; WISCHEMEIER, 1969). Uma das possibilidades em relação às partículas (sedimentos) em suspensão é a de serem transportadas dos pontos mais altos para os mais baixos, e até mesmo atingirem os cursos de água, dando origem, principalmente, à erosão superficial do solo; pois as gotas de chuva, em queda contínua, o desagregam e o removem.

A erosividade das chuvas, erodibilidade do solo, o comprimento da rampa, grau do declive das rampas ou vertentes, as características do solo, o uso e manejo do solo estão intimamente ligados à intensidade da erosão. Os sedimentos removidos de uma bacia durante chuva intensa podem ficar depositados em alvéolo fluvial e ali permanecerem até outra precipitação, quando são transportados para jusante (LOPES, 1980), e, ou até mesmo passando pelo seu exutório.

O escoamento superficial, no entendimento de Carvalho (2008), estabelece-se como o principal meio de contaminação dos mananciais de água superficial devido ao transporte de sedimentos e produtos químicos utilizados nos diversos níveis da cadeia produtiva agrícola e urbana. O transporte de produtos químicos por tal escoamento pode ter efeito direto e imediato na deterioração da qualidade da água, ao passo que o transporte de material sólido pode causar impacto, a longo prazo, sobre os recursos hídricos. No entanto, existe um efeito benéfico segundo o autor – os sedimentos carregam nutrientes, fertilizando terras já formadas e ainda, dependendo da concentração de sedimentos, permitem transporte de microrganismos ou matéria orgânica que melhora a fauna fluvial.

O transporte de sedimento é uma grave consequência da erosão hídrica, que, embora parte de um processo natural, acentua-se pela ação do homem, e curiosamente, a ele causa prejuízos.

2.4 Erosão Hídrica

O processo de erosão hídrica são constituídos de três fases distintas: desprendimento, transporte e deposição (REICHERT; CABEDA, 1992; BORDAS; SEMMELMANN, 1993; BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010). Nesse processo, o desprendimento das partículas de solo é definido como a liberação de partículas dos agregados presentes na superfície. O desprendimento dos sedimentos foi originalmente considerado como resultado exclusivamente do impacto das gotas da chuva (HUDSON, 1975), contudo, reconhece-se hoje a importância do escoamento superficial como agente erosivo. O desprendimento pela chuva é causado pela energia do impacto das gotas de chuva sobre a superfície do solo e pela tensão cisalhante do escoamento superficial, quando a mesma excede as forças coesivas do solo, comumente chamada de tensão de cisalhamento crítica do solo (LOCH; SILBURN, 1996).

Atualmente, quase todos os técnicos da área agrária estão conscientes dos problemas gerados pela erosão acelerada do solo. É pena que nem todos os produtores e trabalhadores da terra têm essa consciência, por isso não colocam em prática os meios de combatê-la e preservar o solo prevenindo a erosão. A busca desesperada pela alta produção, produtividade e o rendimento financeiro fez com que a preservação do solo ficasse em segundo plano, o que tem comprometido sua potencialidade produtiva ao longo dos anos.

A erosão acelerada do solo tem se tornado um sério problema em nível mundial, que dificulta avaliar precisamente a extensão, a magnitude e a taxa da erosão do solo, bem como os danos econômicos e ambientais por ela causada. De um modo geral, as informações disponíveis sobre erosão do solo são aquelas obtidas por meio de pesquisas que são extrapoladas para o campo.

No Brasil, há necessidade de investimentos em pesquisas nessa área, posto que os prejuízos causados devido à erosão hídrica têm alcançado alarmantes proporções. Segundo Bahia et al. (1992), por causa dela são perdidas, a cada ano, 600 milhões de toneladas de solo agrícola. Com base em parâmetros obtidos na literatura, a estas perdas de solo soma-se um prejuízo de nutrientes da ordem de 4 bilhões de dólares.

Segundo Correa (2003), a estimativa do carreamento de solo pela enxurrada é de cerca de 800 milhões de toneladas de solo por ano, levando em consideração uma produção de grãos no Brasil em torno de 80 milhões de toneladas e adotando uma perda média de 10 toneladas de solo para cada tonelada de grãos produzidos. Afirma ainda o referido autor que a perda de solo representou no ano de 2000, prejuízo de sete bilhões de reais por ano para o setor agrícola brasileiro.

Esses dados variam segundo os estados brasileiros. No Estado do Paraná, pesquisas evidenciam que de 15 a 20 t.ha⁻¹ de solo são perdidos anualmente, em áreas intensivamente mecanizadas (PARANÁ, 1989). E no Estado de São Paulo, a perda anual devido à erosão é de aproximadamente 194 milhões de toneladas de terras férteis, dos quais 48,5 milhões de toneladas chegam aos mananciais em forma de sedimentos transportados, causando assoreamento e poluição dos canais de drenagem (TAPIA-VARGAS et al., 2001). Consoante Bertoni e Lombardi Neto (1993), são perdidos em torno de 10 kg de solo para cada kg de soja produzido; e 12 kg de solo para cada kg de algodão produzido no Estado de São Paulo, em função do uso e manejo inadequados do solo.

Derpsch et al. (1990), afirmam que somente no Estado do Paraná, com seis milhões de hectares de área agrícola, o valor dos principais nutrientes perdidos por erosão é de 121 milhões de dólares por ano. A erosão em áreas agrícolas provoca danos econômicos em outros locais. No ano de 1982, aproximadamente 12,5 milhões de toneladas de sedimentos foram arrastados pelo sistema fluvial e depositados no reservatório de Itaipu. Destes, cerca de 4,8 milhões de toneladas são originários do próprio Estado. A análise da concentração de sedimentos, assim como de fósforo e nitrogênio na água de Itaipu mostrou claramente que os valores mais altos são encontrados durante o período de preparo do solo e plantio.

Muito trabalho tem sido feito visando reduzir a perda de solo, dentre eles destacam-se: plantio direto, cultivo mínimo, redução das queimadas dos restos culturais, a não aração após a retirada da cultura principal, confecção de curvas de nível, manejos de bacia em algumas regiões do Brasil e até mesmo os reflorestamentos de área que possuem altas propensões à erosão. Diante desses procedimentos, o mais importante é despertar as pessoas para a gravidade do problema tido como local, regional e mundial. Vários cursos, congressos, encontros e outros eventos têm sido criados com o objetivo de entender e divulgar os efeitos problemáticos da erosão no solo.

Analisadas as etapas que envolvem o processo erosivo, pode-se dizer que a erosão causada pela água pode ser entressulcos (laminar), em sulcos e voçorocas. As três formas de erosão podem ocorrer simultaneamente em uma mesma área.

2.4.1 Erosão entressulcos

A erosão entressulcos é, às vezes, referida como erosão laminar, consistindo no desprendimento e remoção de partículas da superfície do solo pelo escoamento superficial e, ou impacto das gotas da chuva. Caracteriza-se pela ocorrência de maneira uniforme, distribuída ao longo de uma encosta (HAIRSINE; ROSE, 1992).

Por ser uma forma menos notada e remover espessas camadas de solo, a erosão entressulcos torna-se a mais perigosa. Como exposto anteriormente, a água da chuva ao precipitar-se sobre o solo, arrasta primeiramente as partículas mais leves (argila e silte), onde ocorre a maioria dos processos químicos e físicos do solo. Esses processos repetidos por diversas vezes, por vários anos, reduzem a fertilidade do solo. Uma forma visual de constatar

o arrasto de sedimentos é avaliar a coloração da enxurrada que sai da área. Quanto mais barrenta a água, maior é o conteúdo de partículas finas suspensas, arrastadas por ela. O solo, por sua vez, apresenta, então, coloração mais clara, com predominância de textura mais arenosa na camada superficial.

O aumento da intensidade da chuva tem com consequência o aumento do volume de água. Dessa maneira, o volume acumulado na superfície do solo tende a aumentar e movê-lo da parte mais alta para a mais baixa do relevo topográfico (REICHERT; CABEDA, 1992; BORDAS; SEMMELMANN, 1993). O movimento da enxurrada no relevo dificilmente ocorre uniformemente. Isso aconteceria apenas se a superfície do solo fosse lisa e uniformemente inclinada, dado que, essas superfícies são quase sempre irregulares. Cada pequeno volume de água toma o caminho de menor resistência, concentrando-se em pequenas depressões e ganhando velocidade à medida que a lâmina de água e a declividade do terreno aumentam. Assim abrem-se os caminhos preferenciais na superfície do relevo (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990).

2.4.2 Erosão em sulcos

A erosão em sulcos resulta da concentração do escoamento superficial em caminhos preferenciais, quando se formam pequenos canais (Figura 3). Esses canais são geralmente característicos de erosão de pequena intensidade, facilmente desfeitos pelas práticas de cultivo (LOCH; SILBURN, 1996). Segundo Foster (1982), esse tipo de erosão caracteriza-se pela profundidade do sulco formado, quando esta não ultrapassa 300 mm. A formação do sulco é controlada pelas forças coesivas do solo e pelas forças cisalhantes do escoamento superficial exercidas sobre solo. O escoamento no sulco atua como agente de transporte dos sedimentos dele desprendidos e daqueles advindos das áreas entressulcos. Entretanto, se a tensão crítica de cisalhamento do escoamento no sulco for muito elevada, este pode também desprender quantidades expressivas de partículas de solo (NEARING et al., 1994).



Figura 3. Erosão em sulco.

Essa forma de erosão, à qual agricultores e técnicos voltam sua atenção, de maneira mais particular, é provocada por chuvas de grande intensidade em solos de elevada declividade e grande comprimento de rampa. Enquanto são desfeitos com as operações normais de preparo do solo, esses sulcos podem até não serem notados pelos profissionais da área. O problema resulta em sérios prejuízos para a produtividade da cultura.

2.4.3 Erosão em voçorocas

Erosão em voçorocas, ao contrário da erosão em sulcos, forma canais de escoamento concentrados que são muito profundos para serem desfeitos pelas práticas de cultivo (Figura 4). O escoamento em voçorocas difere dos demais pelo fato de que o impacto das gotas de chuva não são fator importante em termos de turbulência do escoamento ou no desprendimento de partículas de solo (LOCH; SILBURN, 1996; MERRITT et al., 2003).



Figura 4. Erosão em voçoroca

Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1993) a voçoroca é uma forma danosa de erosão, provocada por grandes concentrações de enxurrada, ano após ano, no mesmo sulco, ampliando-se gradativamente pelo deslocamento de grandes massas de solo, e formando grandes cavidades em extensão e em profundidade. Esse tipo de erosão não ocorre necessariamente de forma isolada. É influenciada por fatores relacionados com a encosta (uso e manejo do solo, cultura, etc.), bem como pelas características das precipitações.

A despeito das voçorocas distinguirem-se dos demais tipos de erosão hídrica, elas e a por sulcos ocorrem com a concentração do escoamento, e com a tensão crítica de cisalhamento do escoamento quando excede a tensão crítica do solo. Nesse sentido, o processo de erosão dá-se segundo uma ordem dominante de sucessão: salpico → erosão

entressulcos → erosão em sulco → erosão em voçoroca (LOCH; SILBURN, 1996). Esta última é o estágio mais avançado do processo erosivo. Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1993), a desagregação está associada às partículas de solo, a suas características e propriedades físico-químicas: granulometria, plasticidade, índice de vazios, teor de matéria orgânica, dentre outras. Já o transporte, está mais associado a características físicas: tamanho e forma das partículas.

Mediante o exposto, pode-se afirmar que os tipos de solo, topografia do terreno, cobertura vegetal, intensidade e duração da chuva, umidade do solo, práticas culturais e tipo de manejo estão diretamente correlacionados com a erosão. Numa bacia hidrográfica o desprendimento, dispersão e deposição das partículas do solo ocorrem concomitantemente e contribuem para a retirada, redução da fertilidade do solo e assoreamento das partes mais baixas do relevo: vales e canais de drenagem – grotas, córregos, rios, lagoas e lagos (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990; PRUSKI, 2010).

As partículas mais leves, como argila, silte e matéria orgânica, são facilmente transportadas pelas águas das enxurradas por se encontrarem em suspensão (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010). Nessa situação, esses materiais saem mais facilmente da área da bacia e podem causar sérios problemas ao meio ambiente, como perda de fertilidade da bacia de origem; redução da profundidade dos leitos dos rios; córregos; grotas; lagoas e lagos; redução da flora e fauna no leito do rio; eutrofização da água devido ao aumento de nutrientes na água pelo uso excessivo na agricultura; contaminação da água devido ao uso de agrotóxicos na agricultura e cidades. Dentre os efeitos deletérios da entrada de sedimentos nos mananciais de águas, o acúmulo de solo no leito dos canais assume fundamental importância, posto que pode promover o assoreamento dos canais e a extinção da vida aquática.

Partículas mais pesadas, como areia, pedras, cascalhos e outros sedimentos são mais facilmente arrastadas no fundo da calha e são chamados de sedimentos de fundo. Muitas vezes, são necessários vários anos para que esses sedimentos saiam de dentro da bacia e passem pelo exutório. O tempo gasto para a saída do sedimento pelo exutório depende, dentre outros fatores, de tamanho, formas, e declividade da bacia; precipitação, intensidade e duração da chuva; tipo de solo; topografia; cobertura vegetal; tipo de uso do solo (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010).

2.5 Bacia Hidrográfica

No final do século XX houve o aumento da preocupação com a exploração de áreas agricultáveis, principalmente em relação às compreendidas em uma bacia hidrográfica. Em vários estados brasileiros deu-se início a processos de conservação de solo dentro de bacias. Isso ocorreu a partir da compreensão de que a conservação em pequenas áreas não surtiria resultado eficiente, uma vez que o processo erosivo incide em toda extensão de uma bacia. Nascimento (1995) nomeia o processo de conservação de bacia de plano de manejo em bacia, minibacia e microbacia.

Bacia hidrográfica ou bacia de drenagem é uma área da superfície terrestre que, através de canais e tributários, drenam água de chuva, sedimentos e substâncias dissolvidas para um canal principal. A vazão ou deflúvio desses elementos converge para uma saída comum, num determinado ponto – foz do canal principal num outro rio, lago ou mar (LINSLEY; FRANZINI, 1978; TUCCI, 1997). A quantidade de água que atinge os cursos d'água depende do tamanho da bacia, da precipitação total e de seu regime de perdas mediante evaporação, transpiração e infiltração (CHRISTOFOLETTI, 1974).

Os limites de uma bacia hidrográfica são conhecidos como divisores de drenagem ou divisores de águas. Em tamanho pode variar desde dezenas de metros quadrados até alguns milhares de quilômetros quadrados. De maneira geral, as bacias de tamanhos diferentes articulam-se a partir dos divisores de água, integrando um sistema de drenagem organizado

hierarquicamente. Assim, dependendo da saída única que for escolhida, uma bacia pode ser subdividida em sub-bacias e microbacias de menor porte (COELHO NETO, 1994; GRANELL-PÉREZ, 2001). Um exemplo de variação de tamanho de bacia é a do Rio Amazonas, que possui milhões de km². A esta bacia, contrastam-se bacias menores que drenam para a cabeça de pequenos canais erosivos, ou ainda, para eixos de fundo de vales não canalizados. Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1990) é na bacia hidrográfica que atuam os diversos fatores climáticos referentes ao ciclo hidrológico, constituindo uma unidade ideal para o estudo e planejamento integrado do manejo dos recursos naturais no meio ambiente.

Em termos de unidade de estudo e operação, microbacia hidrográfica é a unidade espacial de planejamento mais apropriada por permitir controle mais objetivo dos recursos humanos e financeiros, favorecendo a integração de práticas de uso e manejo do solo e da água, assim como a organização comunitária. O trabalho em microbacia cria condições para compatibilizar as atividades produtivas e a preservação ambiental. Tal sincronia possibilita um desenvolvimento sustentável (PEREIRA; MOLINARI, 1995). Uma das primeiras etapas no estudo de bacias hidrográficas é o conhecimento de suas características morfométricas.

2.5.1 Características morfométricas da bacia hidrográfica

Segundo Tucci (1997), o papel hidrológico de uma bacia hidrográfica seria o de transformar uma entrada de volume concentrada no tempo (precipitação), em uma saída de água (escoamento) de forma mais distribuída no tempo. Esse papel hidrológico vai ser grandemente influenciado pelas características físicas das bacias que compreendem sua área de drenagem, forma, sistema de drenagem, características do relevo e os diferentes tipos de solo formados.

Segundo Christofolletti (1969) e, Vilella e Mattos (1975), existe correspondência entre as características físicas e o regime hidrológico. Através de relações e comparações entre esses dois elementos pode-se determinar indiretamente valores hidrológicos em regiões onde esses dados são escassos. Além disso, informações a respeito de características físicas, possibilitam inferir condições sobre formações geológicas e perdas de sedimentos, dentre outras características relacionadas ao solo da região em que se encontra a bacia. Para a pesquisa em erosão têm sido apresentados diversos métodos na literatura (ZACHAR, 1982).

O método morfológico compreende o estudo e investigação do processo erosivo por meio de fatores morfométricos. Alguns deles são inclinação, comprimento, aspecto e forma da encosta; forma do relevo; profundidade da base do solo erodido; forma, comprimento, atividade e densidade de voçorocas; proporção de terras aradas.

As análises morfométricas de uma bacia hidrográfica são realizadas com base em informações extraídas de mapas cartográficos, fotografias aéreas, imagens de satélite, radares e, se preciso, com informações levantadas *in locu*, utilizando-se nível, teodolito, estação total, GPS (*Global Positioning System* – Sistema Global de Posicionamento) de precisão. Pesquisadores como Linsley et al. (1949), Miller (1953), Schumm (1956), Wisler e Brater (1964), Strahler (1964), Christofolletti (1969), Garcez (1974), Vilella e Mattos (1975), Christofolletti et al. (1981), Tucci (1993), Tucci (1997), Alves e Castro (2003) descreveram alguns dos principais atributos morfométricos mais estudados: a área, o comprimento, a declividade e a cobertura do solo, medidos diretamente ou expressos por índices.

Na literatura são citados alguns itens morfométricos de bacias hidrográficas mais comumente utilizados nos estudos de um modo geral, ou seja, área da bacia (A), perímetro da bacia (P), ordenamento dos canais (Sistema de Strahler), números de canais, densidade hidrográfica (D_h) - também chamada frequência de canais (f), densidade de drenagem (D_d), extensão do percurso superficial (l), relação de bifurcação (R_b), relação dos comprimentos (R_L), relação de área (R_a), textura da topografia (T_t), coeficiente de manutenção (C_m), amplitude altimétrica máxima da bacia (H_m), rugosidade topográfica (G), declividade

predominante, declividade do álveo ou declividade do canal (D_c), curva hipsométrica, elevação média da microbacia (E), índice de forma (K_f), índice de conformação (I_c), índice de sinuosidade do curso d'água (Sin), índice de circularidade (IC), tempo de concentração (T_c), coeficiente de compacidade (K_c) e outros (ALVES; CASTRO, 2003; GUERRA; GUERRA, 2003; POLITANO; PISSARRA, 2003; POLITANO et al., 2004). Esses parâmetros podem revelar indicadores físicos específicos para determinado local, de forma a qualificar as alterações ambientais (ALVES; CASTRO, 2003).

Os parâmetros morfométricos de caracterização do relevo, bem como, da rede de drenagem têm grande influência sobre o escoamento superficial e, conseqüentemente, sobre a perda de solo, água, matéria orgânica, nutrientes e microfaunas, resultantes do processo de erosão. Em decorrência dá-se o assoreamento e eutrofização dos canais de drenagem e corpos d'água (CHRISTOFOLLETTI, 1970; TONELLO et al., 2006).

A determinação desses índices morfométricos serve de base para o projeto e planejamento dos recursos hídricos. Entretanto, faz-se necessário expressar, quantitativa e qualitativamente, todas as características de forma, de processos e as inter-relações de ambos. Esses índices, isoladamente, não são capazes de simplificar a complexa dinâmica de uma bacia hidrográfica. Há necessidade de estudá-los de forma detalhada e correlacioná-los para o entendimento da dinâmica ambiental de determinado local e região. Os cálculos dos valores dos índices morfométricos, também, permitem realizar comparações de comportamento entre diferentes bacias hidrográficas.

Nesse sentido, a análise morfométrica, constitui-se em estudo inicial e essencial para a compreensão do comportamento hídrico e da perda de solo dentro de uma microbacia. Assim sendo, destacam-se a seguir os índices e valores que fornecem as características relativas aos componentes da rede hidrográfica:

2.5.1.1 Coeficiente de compacidade (K_c)

O coeficiente de compacidade (K_c) compara a forma da bacia com a forma de um círculo. Constitui a relação entre perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual à da bacia. De acordo com Vilella e Mattos (1975), esse coeficiente é um número adimensional que varia com a forma da bacia, independentemente de seu tamanho. Quanto mais irregular a bacia, maior o coeficiente de compacidade. Um coeficiente mínimo igual à unidade corresponderia a uma bacia circular, com alta propensão a enchentes, enquanto que uma bacia alongada tem valor significativamente superior à unidade, o que indica menor propensão a enchentes, já que valores superiores a 1,47 caracterizam bacias não sujeitas à enchente. Assim, a faixa do coeficiente de compacidade obtida pode ser avaliada de acordo com os valores a seguir: bacia com alta propensão a enchente = 1,00 a 1,25; bacia com tendência mediana a grandes enchentes = 1,25 a 1,50; e bacia não sujeita a grandes enchentes > 1,50.

2.5.1.2 Índice de Gravelius (K_f)

O índice de Gravelius (K_f) é a relação entre a largura média da bacia e o seu comprimento axial, medido da foz até o ponto mais distante da bacia. Segundo Wisler e Brater (1964), para bacias com saídas laterais, com largura maior que o comprimento, o valor pode ser superior à unidade. Tendência à inundação da bacia pode ser detectada calculando-se o valor do fator forma, pois com fator de forma baixo, menor é a possibilidade de uma chuva intensa cobrir toda a sua extensão, em relação a uma com a mesma área e fator de forma maior. Essa diferença ocorre porque a contribuição dos afluentes atinge o rio principal em vários pontos, em tempos diferentes, afastando da condição ideal da bacia circular, onde o deflúvio concentra-se em um único ponto (VILELLA; MATTOS, 1975). Segundo o autor o

fator forma pode assumir os valores a seguir: bacia sujeito à enchente = 1,00 a 0,75; bacia com tendência mediana a enchente = 0,75 a 0,50; e bacia não sujeito a enchente.

2.5.1.3 Índice de conformação (Ic)

O índice de Conformação (Ic) é a relação entre a área da bacia e um quadrado de lado igual ao comprimento axial da bacia. A interpretação dos resultados obtidos dá-se da seguinte maneira: quanto mais próximo de 1 for a relação, maior a propensão a enchentes, já que a bacia fica cada vez mais próxima de um quadrado (VILELLA; MATTOS, 1975).

2.5.1.4 Índice de circularidade (IC)

O índice de circularidade (IC) é uma variável morfométrica que diz que quanto maior for o valor de IC, verificado fazendo-se as comparações entre as microbacias, mais se aproxima da forma circular, podendo aumentar o risco de enchente; e como consequência o aumento de água no canal tributário principal (MILLER, 1953). Os resultados obtidos pela equação são comparados com os valores a seguir: bacia tende a ter forma circulares – favoráveis ao processo de inundação (cheias rápidas), $IC > 0,5$; escoamento moderado, pouca probabilidade de cheia, $IC = 0,5$; e bacia possui forma mais alongada – favorece o escoamento, $IC < 0,5$ (SCHUMM, 1956; ALVES; CASTRO, 2003).

2.5.1.5 Densidade de drenagem

A densidade de drenagem é a relação entre o comprimento total dos cursos d'água (efêmeros, intermitentes e perenes) e a área de drenagem (LINSLEY et al., 1949). A densidade de drenagem reflete as condições topográficas, pedológicas, hidrológicas e de vegetação de uma bacia. Segundo Vilella e Mattos (1975), a densidade de drenagem varia inversamente com a extensão do escoamento superficial, uma vez que baixa densidade de drenagem significa uma maior superfície de contribuição, e, por conseguinte, com tempo maior para que o deflúvio atinja os rios (GARCEZ, 1974).

A densidade de drenagem pode ser entendida como uma expressão da proximidade dos canais (STRAHLER, 1964). De acordo com o resultado obtido, ela é classificada como: baixa densidade = $0,5 \text{ km.km}^{-2}$; média densidade = $0,5 - 3,5 \text{ km.km}^{-2}$; e alta densidade $> 3,5 \text{ km.km}^{-2}$.

Os resultados dos cálculos de densidade de drenagem, quando a apresentam como alta, indicam uma bacia altamente dissecada ou drenada, que responde rapidamente a uma determinada quantidade de chuva (LINSLEY et al., 1975); quando baixa, refletem comportamento de uma bacia de drenagem pobre com respostas hidrológicas lentas. Segundo esses mesmos autores, solos mais resistentes à erosão, ou muito permeáveis, nos quais o relevo é suave tendem a apresentar densidades de drenagem baixa. Em solos facilmente erosíveis ou relativamente impermeáveis, cujas declividades se apresentam altas e com tendência a rala cobertura de vegetação, são encontrados valores altos para a densidade de drenagem.

2.5.1.6 Coeficiente de manutenção (C_m)

O coeficiente de manutenção (C_m) dos canais é o inverso da densidade de drenagem. Essa fórmula foi proposta por Schumm (1956). O resultado dessa expressão tem dimensão de comprimento e aumenta em tamanho de acordo com o aumento da área de contribuição. Em resumo, esse coeficiente mostra o tamanho da área de drenagem necessária em quilômetros quadrados, para manter um quilômetro linear de canal.

2.5.1.7 Sinuosidade do curso d'água (Sin)

A sinuosidade do curso d'água (Sin) é a relação do comprimento do rio principal e o comprimento de um talvegue, que seria o reto comprimento deste, medido a partir do fundo de seu leito. É um fator controlador da velocidade de fluxo, pois que quanto maior a sinuosidade, maior a dificuldade encontrada pelo canal no seu caminho à foz e, portanto, menor a velocidade do fluxo (VILELLA; MATTOS, 1975), conforme se pode observar nos índices de sinuosidade a seguir: o canal de drenagem tende a ser retilíneo = 1; indica presença de canais tortuosos > 2; e indicam formas transacionais 1 e 2 (ALVES; CASTRO, 2003).

O declive dos canais, a estruturação geológica, a compartimentação litológica e a carga de sedimentos influencia diretamente a sinuosidade dos canais dentro de uma bacia.

2.5.1.8 Tempo de concentração (T_c)

Segundo Tucci (1993), o tempo de concentração (T_c) de uma bacia hidrográfica pode ser definido como o tempo necessário para a água, precipitada através das chuvas no ponto mais distante da bacia, deslocar-se até a seção principal.

2.5.1.9 Extensão média do escoamento superficial

A extensão média do escoamento superficial é definida como a distância média em que a água da chuva teria de escoar sobre os terrenos de uma bacia, caso o escoamento se desse em linha reta. Ou seja, desde onde a chuva caiu até o ponto mais próximo no leito de um curso d'água qualquer da bacia (VILELLA; MATTOS, 1975). Sendo assim, o valor da extensão seria igual a aproximadamente a metade da distância média entre os canais de drenagem e, por essa razão, aproximadamente igual à metade do recíproco da densidade de drenagem (STRAHLER, 1964).

2.5.2 Relevô

O tempo de concentração de uma bacia, o escoamento da água em sua calha são influenciados diretamente pela declividade de álveo, e isso reflete diretamente no manejo de bacias. As bacias que possuem maiores declividades do curso principal d'água são mais indicadas para processos de preservação ou exploração racional das espécies nativas existentes ou até mesmo recomposição das espécies naturais, visando à cobertura do solo. Existem vários métodos descritos para a determinação da declividade do curso d'água. Alguns deles são: o que se baseia no cálculo direto com base na diferença entre as cotas da nascente e o da seção de controle; o que se utiliza a altura do triângulo de área igual à área sob o perfil do curso d'água principal; e o que se utiliza da média harmônica ponderada da raiz quadrada das declividades dos diversos trechos retilíneos.

2.5.2.1 Declividade de uma bacia

A declividade dos terrenos de uma bacia controla em boa parte a velocidade com que se dá o escoamento superficial, afetando, portanto, o tempo que leva a água da chuva para concentrar-se nos leitos fluviais que constituem a rede de drenagem das bacias. Desse modo, a declividade da bacia controla em boa parte a velocidade com que se dá o escoamento superficial. A declividade influencia também nos processos de erosão e infiltração da água no solo (BORSATO; MARTONI, 2004) – quanto mais íngreme o terreno, mais rápido o escoamento superficial, o tempo de concentração menor e os picos de enchentes maiores.

Devido à ocorrência de variações nos valores de declividades para uma bacia típica, faz-se necessário a definição de valor médio a fim de comparação com outras bacias localizadas na mesma região geológica, visto que há similaridade de valores e variância para essas bacias (LINSLEY et al., 1975; STRAHLER, 1964).

2.5.2.2 Curva hipsométrica

Segundo Linsley et al. (1949), a curva hipsométrica é a representação gráfica do relevo médio de uma bacia e representa o estudo da variação da elevação dos vários terrenos da bacia com referência ao nível médio do mar. O valor das variações das áreas de uma bacia hidrográfica qualquer, poderá ser obtida quando se acumula as áreas que estão acima ou abaixo de determinada altitude, quando plotado em um gráfico, onde a área da bacia (%) encontra-se no eixo X, e no eixo Y é plotado a altitude (m). O uso de porcentagem da área é conveniente para se comparar a distribuição da elevação em bacias de tamanhos diferentes. A variação de temperatura e precipitação está intimamente correlacionada com a variação de altitude dentro da bacia, posto que, grandes altitudes dentro da bacia podem proporcionar diferenças significativas de temperaturas, pressão e de precipitação.

O cálculo da metade da área de uma bacia que se encontra localizada acima de uma determinada altitude mediana pode ser feita com a utilização da curva hipsométrica. Segundo Linsley et al. (1975), bacias geologicamente maduras tendem a apresentar curvas semelhantes, com distribuição equilibrada de área para as diferentes altitudes, cujo equilíbrio, depois de alcançado, propende a pouca variação, apesar da diminuição das altitudes provocadas pela erosão. Por outro lado, bacias muito pequenas podem apresentar curvas com características muito diferentes. De acordo com Strahler (1964), bacias em estados iniciais de desenvolvimento geológico apresentam maior porcentagem de terras elevadas, com curva caindo abruptamente próxima à seção de exutório. Em bacias onde há presença de corpos isolados de rochas resistentes pode ocorrer formação de colinas sobre uma superfície mais baixa, resultando em uma curva hipsométrica distorcida com o formato oposto ao anterior.

2.5.2.3 Declividade de álveo ou declividade do canal

Segundo Christofolletti (1974), a declividade do canal é a relação entre a diferença máxima de altitude entre o ponto de origem e o término, com o comprimento do respectivo trecho fluvial. A velocidade de escoamento de um rio é afetada pela declividade, e, por essa razão tem papel importante na forma do hidrograma (LINSLEY et al., 1975). Então, quanto maior a declividade, maior a velocidade de fluxo, e mais estreitos e pronunciados serão os hidrogramas de enchente (VILELLA; MATTOS, 1975). A declividade dos canais está intimamente ligada com a declividade dos terrenos de uma bacia. Vertentes com declividades altas contribuem com grande quantidade de detritos maiores em direção aos canais que, por sua vez, devem ter declividade alta para efetuar o transporte; ao passo que vertentes com relevo mais suave geram detritos menores, em menor quantidade, facilitando o transporte de sedimentos pelos rios, que necessitam declividade menor (STRAHLER, 1964).

Para se obter a declividade de um canal, em qualquer ponto, basta calcular a tangente do seu perfil longitudinal no ponto desejado. O perfil longitudinal, segundo Christofolletti et al. (1981), é a representação visual da relação entre a altimetria e o comprimento de determinado curso d'água; entre a nascente e a sua foz. Canais típicos apresentam um perfil longitudinal côncavo para o céu (LINSLEY et al., 1975), com os valores de declividade aumentando em direção à nascente do rio. Conforme Strahler (1964), o perfil longitudinal de quase todos os canais, sob as mais variadas condições climáticas e geológicas, apresenta essa condição.

2.5.2.4 Elevação média de uma bacia

A elevação média de uma bacia é utilizada para poder comparar bacias que estão situadas em diferentes regiões, com o objetivo de avaliar se há semelhanças climáticas entre diferentes bacias.

2.5.2.5 Amplitude altimétrica máxima de uma bacia (H_m)

A diferença entre a altitude da foz e a altitude do ponto mais alto do divisor topográfico foi chamada de Amplitude Altimétrica Máxima da bacia. Quanto maior é o valor da amplitude altimétrica, maior será sua declividade e como resultado, maior será sua propensão à perda de solo.

2.5.3 Número de rugosidade (G)

É a diferença entre a altitude mais elevada de uma bacia (divisor de águas) e a altitude no seu exutório dividido pela sua densidade de drenagem (STRAHLER, 1964). Nestes casos, se a diferença de altitude permanecer constante, significa que a distância horizontal média entre os divisores e os canais adjacentes é reduzida, acompanhada de aumento na declividade das vertentes. Se a altura aumenta e a densidade de drenagem permanece constante, a diferença de elevação entre os divisores e canais adjacentes também será maior, acarretando aumento nos valores de declividade. Valores extremamente altos do número de rugosidade indicam que tanto a densidade de drenagem quanto a variação de altitude são altas em uma bacia, o que significa dizer que as vertentes, além de possuírem declividade alta, são longas.

2.5.4 Textura da topografia (T_t)

Este parâmetro representa, numericamente, o grau de entalhamento topográfico realizado pelos rios, sendo de importância fundamental no estudo da dissecação do relevo. A interpretação do resultado obtido pode ser feita de acordo com os índices de classificação sugeridos por Freitas (1952), citado por Garbosa (2003), em que: textura grosseira < 4,0; textura média de 4,0 a 10; e textura fina > 10,0.

2.5.5 Índice de rugosidade (I_r)

Esse índice relaciona a declividade e o comprimento da vertente com a densidade de drenagem (CHRISTOFOLETTI, 1980), quanto maior o valor de rugosidade, mais íngreme são as vertentes.

2.6 Transporte de Sedimento Dentro da Bacia

Inicialmente o transporte de sedimento quase sempre ocorria de forma natural, ou seja, os sedimentos carregados pelas águas eram aqueles que por algum processo natural ficavam expostos e tinham sua remoção facilitada pelos processos erosivos naturais. Com o crescimento populacional houve necessidade de ocupar mais espaço geográfico, advindo-se então alguns problemas derivados dos sedimentos.

Pode-se verificar que os estudos hidrossedimentológicos têm relativa importância no Brasil, visto que sua matriz energética está baseada na energia extraída da água, oriunda dos rios, formando assim, grandes reservatórios artificiais. Essa dinâmica dos sedimentos dentro de uma bacia hidrográfica faz com que as regiões de acúmulo fiquem assoreadas com o passar dos anos, fato que reduz a vida útil dos rios e reservatórios (CARVALHO, 1998). Esse mesmo estudo também é importante para as populações das cidades, pois estas utilizam desses recursos hídricos para satisfazer suas necessidades de água, e conseqüentemente, quanto mais sedimentos estiverem contidos na água, mais caro será o serviço de distribuição de água potável.

O estímulo à ocupação da região de cerrado, assim como da região amazônica e de outras regiões do país, promoveu intensas aberturas de áreas para atividades agropecuárias na região. Obviamente, a intensa exposição do solo, sem técnica conservacionista gerou rápida perda de solo e de nutrientes; assoreamento dos canais de drenagem (grotas, córregos, riachos e rios); redução da vida aquática, e logo, redução do potencial pesqueiro desses canais de

drenagem. Em alguns casos o assoreamento pode causar a morte do leito do canal, passível de transitar do regime perene para o temporário ou semiperene.

No mundo, milhares de toneladas de solo são perdidos anualmente, devido ao manuseio inadequado das áreas agricultáveis, conforme dados mostrados na Tabela 1.

Tabela 1 – Extensão do Globo terrestre afetado pela erosão hídrica.

Região	Áreas afetadas (10^4 km ²)
África	227
Ásia	441
América do Sul	123
América Central	46
América do Norte	60
Europa	114
Oceania	83
Mundial	1.094

Fonte: Oldeman (1992), citado por Amorim (2004).

Embora a erosão do solo seja um fenômeno natural, o homem tem contribuído e muito para seu aceleramento, a partir do momento que passou a interferir na natureza de todas as maneiras possíveis. Dessa forma predominou-se outro tipo de erosão, a antrópica. Esta, por sua vez se torna mais grave e mais prejudicial ao solo, devido à degradação, que afeta a produção, produtividade e até mesmo a sobrevivência do ser humano. Sendo assim, o homem passou a ser diretamente influenciado pelo processo de perda e empobrecimento do solo, pois ele depende deste ambiente comprometido para sua sobrevivência.

Para Paiva e Vilella (1995), a quantidade e a natureza dos sedimentos definem os prováveis problemas a serem gerados, tais fatores são dependentes dos processos de produção, transporte e deposição. Pode-se dizer que os sedimentos causam três tipos de prejuízos: no local de origem, no trecho onde transitam e no local de sua deposição (MEYER, 1971).

Assim sendo, esses fatores desencadeiam várias formas de erosão, resultantes das condições de clima tropical. Em regiões onde a precipitação tem maior importância, a erosão que merece maior destaque é a provocada pela ação da água. Ela está presente também nas bacias hidrográficas, e é responsável pela redução da capacidade produtiva do solo e pela produção de sedimentos.

O material destacado das partículas do solo (agregado) é transportado por fluxo de massa, na forma de rolamento, deslizamento ou arraste da partícula, por suspensão ou por ambas as maneiras. Quando o efeito do impacto da gota da chuva sobre o solo move suas partículas desagregadas a certas distâncias e/ou todas as direções, é denominado de transporte de salpicamento ou salpico (MUTCHLER; YOUNG, 1975).

2.6.1 Distribuição granulométrica

Avaliando a distribuição granulométrica existente nos cursos d'água de uma bacia hidrográfica, é possível inferir que as cabeceiras dos rios são compostas por sedimentos de tamanhos maiores, como pedras, pedregulhos e seixos, predominando nessa região os processos de remoção de material. Portanto, quando os sedimentos são transportados, partes dos mesmos são continuamente depositadas no leito do canal de drenagem e parte se fraciona, sendo transformado em sedimentos de menor granulometria. Por ordem granulometria, observa-se que as areias grossa, média e fina vão sendo gradativamente carregadas para jusante, ponto mais baixo da bacia (TUCCI, 1993; CARVALHO, 2008).

Como as nascentes dos canais de drenagem encontram-se nas partes mais altas das bacias hidrográficas, há maior tendência de ter erosão e transporte de sedimentos nesses

locais. No terço médio da bacia, a erosão tende a diminuir à medida que as declividades decrescem e as chuvas se tornam menos intensas, fora das regiões montanhosas. E no terço inferior da bacia são formados os colúvios, lugar em que a maior parte dos sedimentos oriundos da erosão se distribui na superfície dos terrenos. Pode-se afirmar que a degradação dos solos predomina no terço superior da bacia, enquanto o acúmulo ocorre na parte mais baixa.

2.6.2 Tipos de transporte de sedimentos

De maneira geral pode-se afirmar que quando o aporte de sedimentos excede a capacidade de transporte, há a deposição deste material em locais relativamente mais baixos, que podem ser depressões naturais do terreno ou reservatórios de água como rios, lagos, mares, açudes ou represas, finalizando assim o processo erosivo. Alguns sedimentos são depositados apenas temporariamente, pois eventos subseqüentes podem recolocá-los em suspensão novamente, e movê-los através do sistema de transporte (FOSTER, 1982; GOLDENFUN, 1991).

Segundo Carvalho (2000), o sedimento presente no curso d'água é originado da erosão bruta na bacia hidrográfica e da erosão no próprio leito e nas margens. Em ocasiões de chuva, o escoamento superficial decorrente, transporta muitas partículas para o rio onde esse sedimento se move em suspensão ou no leito, rolando, deslizando ou em saltos.

Segundo Umezawa (1979) nem todo o sedimento que passa por uma seção transversal de um curso d'água é governado pela mesma lei. É de se imaginar que os sedimentos que chegam ao curso d'água têm diversas granulometrias e podem sofrer processos de transporte diferenciados, de acordo com as condições do local e do escoamento (CARVALHO, 2008). As formas de transporte de sedimentos podem ser classificadas de três maneiras (SHEN, 1976): arraste é o rolamento ou deslizamento sobre a superfície do leito, sendo que as partículas estão em contato com o leito praticamente todo o tempo; saltação consiste na elevação para dentro do escoamento e posterior retorno à superfície do leito; e suspensão, onde ocorre a elevação e suporte do sedimento pelo fluído envolvido durante todo o transporte.

Segundo Carvalho (2000), nos escoamentos em canais, é natural a formação de perfis de velocidades nas seções transversais do escoamento, decorrente dos efeitos viscosos e de rugosidade que retardam o movimento junto ao leito. O escoamento é geralmente mais lento nas regiões próximas ao leito e mais rápido no núcleo central do canal, variando de acordo com sua geometria. Os sedimentos em suspensão, também produzem perfis que dependem de fatores vinculados ao escoamento e ao próprio sedimento, dependendo da sua granulometria. Já os perfis de velocidade e de concentração de sedimentos são diferentes para uma mesma seção de um canal. Pode-se afirmar que o ponto que corresponde à maior velocidade, geralmente não é o ponto que corresponde à maior concentração de sedimentos na massa d'água.

No fundo do leito de um curso d'água existem forças que atuam sobre as partículas, as quais são mantidas em suspensão ou no fundo, saltando do leito para o escoamento, com possibilidade de sofrer deslizamento ou rolamento ao longo do leito. Esse transporte poderá variar em função do tamanho, peso e forma da partícula, do regime de escoamento, da velocidade da corrente, de obstáculos existentes no leito, da declividade e forma do canal, dentre outros fatores como a temperatura e a viscosidade da água (CHRISTOFOLETTI et al., 1981).

O leito do curso d'água é constituído por material de arraste e saltação, tendo o seu movimento governado pela capacidade de transporte do escoamento. Entretanto, o material em suspensão é mantido nessa condição por ação de forças de sustentação da turbulência e se move, aproximadamente, na mesma velocidade do fluxo do curso d'água (NORDIN;

MCQUIVEY, 1971; UMEZAWA, 1979). As chuvas que desagregam os solos e as enxurradas que realizam os transportes desses solos para os cursos d'água são os maiores responsáveis pelo transporte de sedimentos dentro de uma bacia hidrográfica (CARVALHO, 2008).

Se o material transportado pelo curso d'água provém da superfície de uma bacia contribuinte, esse material é caracterizado como *deplúvio* (*Washload*) e o seu transporte ocorre predominantemente em suspensão, podendo atingir cerca de 90 a 95% do total de sedimentos transportados (SHEN, 1971; EINSTEIN, 1964; UMEZAWA, 1979; FIGUEIREDO, 1989; CARVALHO, 2008). Entretanto, segundo Yang (1996), a taxa de transporte de carga de fundo (*Bed-load*) de um rio é cerca de 5 a 25% da carga de sedimento em suspensão.

Nesse processo, a carga de fundo tende a crescer à medida que a erosão da bacia diminui, assim como a declividade do leito do curso d'água. Nesta situação, pode-se afirmar que entre 65% e 90% de sedimento encontra-se em suspensão. A granulometria do sedimento transportado é que irá influenciar na percentagem de sedimento que se encontra em suspensão e no leito. Se em uma determinada região de uma bacia encontra-se maior quantidade de areia, a porcentagem de sedimento transportado no leito tende a ser maior que o sedimento em suspensão.

2.7 Formas de Quantificação de Sedimentos em Exutórios

O fluxo de água é uma das forças mais potentes que opera na superfície da Terra, tanto em termos de energia cinética como no total de fragmentos transportados (CHRISTOFOLETTI et al., 1981).

Entretanto, a ação do homem acelera a erosão natural, e as agressões às calhas dos rios aumentam a quantidade de depósitos e a instabilidade dos leitos fluviais. As práticas que mais afetam o ciclo hidrossedimentológico são o desmatamento, a agricultura, a urbanização, a mineração, a construção de estradas, a retificação e o barramento dos cursos d'água. Tudo isso altera a dinâmica e regime fluvial das águas (BORDAS; SEMMELMANN, 2004). Silva et al. (2006), estudando a dinâmica fluvial de uma bacia hidrográfica de um córrego, afirmaram que a erosão nas cabeceiras provoca a destruição das nascentes, os desmoronamentos modificam a calha e provocam depósitos no leito dos canais.

Os sedimentos transportados aumentam o custo de tratamento da água e contribuem para o assoreamento dos rios. A composição química das águas fluviais varia conforme a litologia, a vegetação e a utilização do solo de uma bacia hidrográfica. Sabe-se que a proporção existente entre sólidos dissolvidos e sólidos particulados varia entre os diferentes cursos d'água. Para os rios brasileiros, a carga particulada é propensa a ser maior que a carga dissolvida e, de forma geral, a carga em suspensão é considerada pequena, quase sempre inferior a 100 mg.L⁻¹ (CHRISTOFOLETTI et al., 1981).

A fim de facilitar a interpretação de dados referentes à perda de alguns minerais, Leinz e Amaral (1989) apresentaram valores que demonstram a relação média dos principais constituintes das substâncias dissolvidas nas águas de rios e lagos do planeta (Tabela 2).

Existem duas maneiras de se avaliar o transporte sólido dos leitos fluviais: através do uso de fórmulas empíricas de transporte sólido, onde se relaciona a carga sólida com parâmetros do fluido, do escoamento e do material transportado; através de medições diretas de vazão líquida e concentração de sedimentos numa seção de medida no curso d'água.

Quando se pensa em todos os tipos de solos, grau de declive e tipo de clima verifica-se como o tipo de uso do solo e as práticas de manejo de cada um deles podem diferir. Assim, as técnicas de sistemas de informações geográficas (SIG) e modelagem matemática são ferramentas que possibilitam coletar e analisar informações temáticas, simular a atuação de peritos na área, predizer cenários e impactos dos usos agrícola. Tais técnicas oferecem os subsídios necessários aos planos de manejo do solo e da água (FERNANDES et al., 2002).

Tabela 2 – Quantidade média de substâncias dissolvidas nas águas de lagos e rios de todo planeta terra.

Substância	Concentração (mg.L ⁻¹)
CO ₂	51,2
Ca ⁺⁺	29,8
SO ₄ ⁻⁻	17,7
SiO ₂	17,1
Cl ⁻	8,3
Na ⁺	8,4
Mg ²⁺⁺	5,0
(Al,Fe) ₂ O ₃	4,0
K ⁺	3,1
NO ₃ ⁻	1,3
Total	145,9

Fonte: Poldevaart (1955) in Leinz e Amaral (1989)

A partir da década de 90, têm-se utilizado também modelos com base em processos hidrológicos, como o Projeto de Predição da Erosão Hídrica (WEPP – Water Erosion Prediction Project), proposto por Elliot et al. (1989). Neste, os parâmetros de erodibilidade entressulcos e em sulcos são atribuídos como propriedades dinâmicas, alteráveis diante das modificações das superfícies geomorfológicas e demais condicionantes pedológicas.

2.8 Modelo de Predição de Perda de Solo

Até a metade do século XX, o tema erosão se limitava ao entendimento e à descrição qualitativa dos principais fatores que afetavam o processo erosivo. Após o acúmulo de inúmeros conhecimentos acerca do comportamento do solo (difundidos em livros, trabalhos científicos, folhetos, comunicados técnicos), é que no início do século XX se deu a elaboração da primeira equação idealizada com a finalidade de correlacionar os fatores envolvidos na perda de solo. Uns dos fatores que contribuíram para a confecção de modelo matemático foram os avanços tecnológicos e científicos conquistados na época.

A equação de perda de solo foi obtida a partir de experimentos desenvolvidos no Meio-Oeste dos Estados Unidos da América, no período de 1940 a 1954. Nessa equação de perda do solo foram incluídos os seguintes efeitos: comprimento e declividade da rampa; características do solo; práticas conservacionistas; e condições de uso e manejo do solo.

Com os avanços tecnológicos, pela disponibilidade de dados existentes, somados à necessidade e a melhoria da equação de perda de solo que ocorria naquela época, fez com que este fator fosse mais estudado. Assim, em 1946, reuniu-se o comitê de pesquisadores dos EUA com a finalidade de revisar os fatores da última equação gerada. Nessa revisão foi incluído o fator chuva (fora até então), que permitiu a criação de uma nova equação de perda de solo, conhecida na época e até hoje, como equação de Musgrave (1947).

2.8.1 Equação universal de perda de solo – USLE

É um dos modelos de predição mais conhecidos e aplicados no mundo. Foi desenvolvido e proposto entre o período de 1954 a 1965, com base no modelo de Musgrave, denominado *Universal Soil Loss Equation* – USLE (em português, Equação Universal de Perda de Solo) por W. H. Wischmeier, D. D. Smith e outros pesquisadores do Departamento de Agricultura dos Estados Unidos (USDA), do Serviço de Pesquisa Agrícola (ARS), do Serviço de Conservação do Solo (SCS) e da Universidade de Purdue (EUA). Sua aplicação em nível de campo teve início por volta de 1960. Em 1965 foi publicado o “Agriculture

Handbook 282”, o qual serviu como manual de referência da USLE até a revisão feita em 1978, resultando na publicação do “Agriculture Handbook 537” (ELLIOT et al., 1989).

A equação universal de perda de solo (USLE) proposta por Wischmeier e Smith (1965), foi o primeiro modelo matemático empírico concebido com o intuito de prever a magnitude das perdas de solo por erosão. Levando-se em conta que os modelos matemáticos tendem a representar melhor os fenômenos que ocorrem na natureza, os modelos de simulação, como os modelos matemáticos de predição de erosão, são ferramentas poderosas na pesquisa e nas práticas agrícolas. Quando aplicados às situações de campo, auxiliam na determinação das práticas conservacionistas e de manejos mais indicados para os diferentes cenários de aplicação (CHAVES, 1996).

Essa equação não leva em conta, de forma individualizada, os processos físicos envolvidos na erosão do solo, como o desprendimento e transporte das partículas do solo. A USLE é uma equação empírica utilizada para estimar a erosão entressulcos e no sulco em função de fatores que representam o clima, o solo, a topografia e o uso e manejo do solo (NEARING et al., 1990; LANE et al., 1992). Na USLE são discriminadas apenas as significâncias dos diferentes fatores que regem o processo erosivo. Estão incluídos nesses diferentes fatores: precipitação; comprimento da rampa (encosta); declividade da rampa (encosta); erodibilidade do solo; cultivo (uso do solo); e as práticas agrícolas.

A USLE foi projetada para servir como ferramenta de trabalho para conservacionistas americanos. Seus fatores possuíam como filosofia a representação por um número apenas; o cálculo a partir de dados meteorológicos, pedológicos e de parcelas de erosão em níveis regional e local; ser livre de qualquer base geográfica.

Após anos de estudos e de evolução, Wischmeier e Smith (1978) desenvolveram o modelo USLE para a estimativa da perda média anual de solo. Este modelo foi obtido a partir de observações de perda de solo em mais de 11.000 parcelas padrão com 0,008 ha (3,5 m de largura e 22,13 m de comprimento) para 47 locais em 24 estados dos EUA e 9% de declividade, distribuídas em todas as regiões desse país. A referida equação apresenta-se descrita da seguinte forma:

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P$$

- A = Perda de solo média anual, calculada por unidade de área, em $\text{Mg.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$;
- R = Fator erosividade da chuva: índice de erosão causado pela chuva, em $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$;
- K = Fator erodibilidade do solo; intensidade de erosão por unidade de índice de erosão da chuva, para um solo específico, mantido continuamente sem cobertura, mas sofrendo as operações culturais normais, em um declive de 9% e comprimento de rampa de 22,13 m, em $\text{Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$;
- L = Fator comprimento de declive: relação de perdas de solo entre um comprimento de declive qualquer e um comprimento de rampa de 22,13 m para o mesmo solo e grau de declive, adimensional;
- S = Fator grau de declive: relação de perdas de solo entre um declive qualquer e um declive de 9% para o mesmo comprimento de rampa, adimensional;
- C = Fator de manejo da cobertura do solo: relação entre perdas de solo de um terreno cultivado em dadas condições e as perdas correspondentes de um terreno mantido continuamente descoberto, isto é, nas mesmas condições em que o fator K é avaliado, adimensional;
- P = Fator de práticas conservacionistas: relação entre as perdas de solo de um terreno cultivado com determinada prática e as perdas quando se planta morro abaixo.

Cada fator foi introduzido ao modelo para representar os processos críticos que podem afetar a perda de solo numa determinada encosta. Os fatores R, K, L e S são dependentes das

condições naturais e os fatores C e P estão relacionados às formas de ocupação e uso dos solos (são aqueles que sofrem influência antrópica).

2.8.1.1 Fator erosividade da chuva (R)

Entre os fatores da USLE, apenas o R é calculado diretamente, a partir de registros pluviográficos, enquanto os demais são relativos à parcela-padrão de perda de solo. Avaliando a estrutura da equação $A = R \times K \times L \times S \times C \times P$, pode-se chegar à conclusão de que quando se atribui valor 1 para os cinco fatores, essa equação torna-se função apenas da variável que está sendo analisada.

Wischmeier e Smith (1958), pesquisando a relação entre as diferentes características físicas da chuva e as perdas de solo evidenciadas nos Estados Unidos, com o objetivo de estabelecer um índice de erosividade que melhor estimasse a capacidade da chuva em provocar erosão, obtiveram resultados importantes. Verificaram que a perda de solo provocada pelas chuvas em áreas cultivadas apresentou elevada correlação com o produto entre duas características, das chuvas, ou seja, energia cinética total; e intensidade máxima em 30 minutos. Esse produto foi denominado índice EI_{30} , o qual foi capaz de explicar de 72 a 97% das perdas de solo causadas pelas chuvas. Segundos os autores, o EI_{30} é o índice que melhor expressa o potencial da chuva em causar erosão, considerando as fases de impacto das gotas da chuva, a desagregação do solo, a turbulência do escoamento e o transporte das partículas de solo.

Entretanto, segundo Lal (1976), o EI_{30} subestima a erosividade das chuvas nas regiões tropicais, o que tem contribuído para o desenvolvimento de outros índices de erosão.

De maneira geral, para calcular o índice de erosividade da chuva pode-se utilizar a metodologia apresentada por Wischmeier e Smith (1958), com a equação sugerida por Foster et al. (1981), que converte os dados para o Sistema Internacional de Unidades; e a equação proposta por Wagner e Massambani (1988), que determinaram a relação entre a energia cinética e a taxa de precipitação proveniente de precipitações predominantemente convectivas, ambas equações apresentadas a seguir:

$$E = 0,119 + 0,0873 \log I$$

$$E = 0,153 + 0,0645 \log I$$

em que:

E = Energia cinética por mm de chuva, em $MJ \cdot ha^{-1} \cdot mm^{-1}$;

I = Intensidade de chuva, em $mm \cdot h^{-1}$.

Para uma mesma chuva, normalmente existem vários segmentos com intensidades diferentes. Por isso, as referidas equações precisam ser aplicadas para cada um desses segmentos. Os resultados obtidos por essas equações devem ser multiplicados pela lâmina precipitada em cada segmento, e em seguida realizada a soma de todos os valores de energia cinética para um mesmo evento de precipitação. Com isso, obter-se-á para cada chuva, a energia cinética total (Ect).

Já para chegar ao índice EI_{30} , expresso em $MJ \cdot mm \cdot ha^{-1} \cdot h^{-1}$, deve-se identificar a máxima lâmina precipitada em 30 min, possibilitando, assim, o cálculo da intensidade máxima de chuva observada na mesma duração (I_{30}).

Desse modo, o índice EI_{30} é obtido para cada precipitação pela equação a seguir:

$$EI_{30} = Ect \cdot I_{30}$$

Devido à escassez de dados de precipitação pluviométrica e a dificuldade de obtenção de registros pluviográficos em diversos países, inclusive no Brasil, que atendessem ao cálculo do EI_{30} , foram propostas várias equações para o cálculo do “fator R”.

Segundo Oliveira et al. (2012), os estudos de erosividade da chuva (fator R) no Brasil estão concentrados nas cidades das regiões Sul e Sudeste (aproximadamente 60%) com poucos estudos para as outras regiões, principalmente na região Norte. Relataram também que existe 73 equações de regressão propostas para o cálculo de erosividade da chuva para o Brasil. Dentre as diversas equações indicadas para o cálculo do fator “R” destacam-se as equações proposta por Bertoni e Lombardi Neto (1990); e por Lombardi Neto e Moldenhauer (1992) para a região sudeste do Brasil (Estado de São Paulo), que utilizam como dados de entrada a precipitação média mensal e a média anual, respectivamente.

Silva (2004), estudando a erosividade das chuvas no Brasil, propôs a divisão do território brasileiro em oito macrorregiões homogêneas, em termos de precipitação (Figura 5). Apresentou, também, as equações que permitem estimar a erosividade das chuvas para cada mês em cada uma das regiões.



Figura 5. Divisão do Brasil em regiões homogêneas, em termos de características da precipitação.

Fonte: Silva (2004)

Os resultados obtidos para o fator R podem ser comparados com as classes de interpretação para índices de erosividade (Tabela 3), proposto por Carvalho (2008).

Tabela 3 – Classes de interpretação para o índice de erosividade.

Intervalo (MJ.mm.h ⁻¹ .ha ⁻¹)	Interpretação da Erosividade
R < 2.452	Baixa
2.452 > R < 4.905	Média
4.905 > R < 7.357	Média a Forte
7.357 > R < 9.810	Forte
R > 9.810	Muito Forte

Fonte: Carvalho (2008)

Embora as equações tenham sido propostas a fim de serem aplicadas no Brasil, nas macrorregiões homogêneas. Há necessidade de estudos para o entendimento e comparação de suas respostas nas microrregiões homogêneas, em termos de características da precipitação.

Contudo, existem também carência e deficiência de rede de monitoramento, coletas de dados pluviométricos, além de investimentos por parte dos órgãos governamentais, de maneira que sejam permitidos maiores detalhamentos no comportamento da precipitação de um único evento de chuva, com registro de chuvas em intervalo menor que 10 minutos.

2.8.1.2 Fator erodibilidade do solo (K)

A erodibilidade expressa a resistência do solo à erosão hídrica, dependente, dentre outros fatores, dos atributos mineralógicos, químicos, morfológicos e físicos do solo. O fator K na USLE é um valor quantitativo determinado em parcelas experimentais de perdas de solo padronizadas, nas quais os demais fatores são mantidos iguais a 1, sendo o fator K dado pela inclinação da curva ajustada entre o índice de erosão e a perda de solo.

Embora seja fácil de aplicar na equação de perda de solo (USLE), a erodibilidade do solo constitui-se no fator de maior custo e morosidade para determinação, notadamente no Brasil, pela extensão territorial e da diversidade edáfica existente. Alia-se a esse problema, a falta de incentivos a pesquisas nessa área. Outro aspecto está relacionado ao método empregado para a determinação da erodibilidade, pois a determinação direta, mediante instalação de parcelas de perdas de solo no campo, seja sob chuva natural ou simulada, envolve altos custos, além de demandar vários anos de coleta de dados. Por esses motivos, vários autores têm desenvolvido modelos para estimar a erodibilidade de maneira indireta.

Procurando contornar esse problema Wischmeier et al. (1971) desenvolveram o primeiro método que estima a erodibilidade do solo. Tal método consiste de representação gráfica (nomograma) a partir da combinação das propriedades físicas dos solos (percentagem de silte e areia muito fina; percentagem de areia, compreendida entre 2 e 0,1 mm; estrutura e classe de permeabilidade), bem como na percentagem de matéria orgânica. A equação desenvolvida para calcular a erodibilidade na USLE, originalmente, foi aplicada para os solos que contivesse teores de silte menor que 70%, nos EUA.

A obtenção indireta da erodibilidade, a partir do nomograma e de modelos matemáticos que empregam atributos do solo, tem sido usada com sucesso nos EUA. Entretanto, os métodos existentes para a determinação indireta da erodibilidade desenvolvidos por Wischmeier e Mannering (1969), Wischmeier et al. (1971) e Römken et al. (1977) não têm apresentado bons resultados quando aplicados aos solos tropicais. Essa inadequação tem sido atribuída às diferenças texturais, particularmente em relação aos latossolos brasileiros. Isto também tem ocorrido, até mesmo, para os métodos desenvolvidos ou adaptados para as regiões tropicais. Uma das causas dessa inadequação é a grande heterogeneidade de comportamento dos solos tropicais em face do processo erosivo.

Marques et al. (1997), em análise sobre a adequação de treze diferentes métodos indiretos para estimativa da erodibilidade de solos com horizonte B textural (B_t) de várias regiões geográficas do Brasil, verificou que nenhum dos métodos estudados e testados foram adequados para a estimativa do fator K para o grupo de solos B_t envolvidos no estudo. Os resultados sugeriram também, a necessidade de desenvolvimento de métodos de avaliação do fator K especificamente para solos brasileiros.

Araújo et al. (2011) estudando a estimativa da erodibilidade de LATOSSOLO do Piauí, pelo método indireto, utilizando quatro equações empíricas propostas por Lombardi Neto e Bertoni (1975); Lombardi Neto e Bertoni (1975), modificada por Lima et al. (1990); equação de Bouyoucos, descrita por Bertoni e Lombardi Neto (1990); equação proposta por Wischmeier et al. (1971), modificada por Lima (1990) encontraram dois grupos distintos de respostas dos valores de erodibilidade. Segundo o autor, para o grupo de LATOSSOLO estudado, as equações que apresentaram mais eficiente na predição da erodibilidade do solo foram as equações propostas por Bouyoucos, descrita por Bertoni e Lombardi Neto (1990) e equação proposta por Wischmeier et al. (1971), modificada por Lima et al. (1990), com

valores variando, respectivamente, entre 0,157 a 0,007 e 0,03 e 0,002 $\text{Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$. Houve predomínio de valores extremamente altos nas equações propostas por Lombardi Neto e Bertoni (1975) e, Lombardi Neto e Bertoni (1975), modificada por Lima et al. (1990), variando, respectivamente, entre 0,071 e 0,130 a 0,484 e 0,508 $\text{Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$.

Segundo Bertoni e Lombardi Neto (1985), em seus estudos, a erodibilidade do solo foi influenciada diretamente pela taxa de infiltração, permeabilidade e capacidade total de armazenamento de água, resistência às forças de dispersão, salpico, abrasão e transporte pela chuva e escoamento. Já na análise de Araújo Junior (1997), o fator erodibilidade do solo estava associado ao tipo de solo. Outra possibilidade de se calcular o valor do fator “K” é a equação citada por Larios (2011), que leva em consideração os resultados das análises físicas e químicas do solo da bacia em estudo.

Após vários anos estudando a erodibilidade de solo nos solos brasileiros, os diversos pesquisadores determinaram diversos valores de K para alguns tipos de solos. Alguns valores do fator K encontrados para as diferentes regiões do Brasil foram listados, conforme Tabela 4:

Tabela 4 – Alguns valores de erodibilidade de solos ($\text{Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$), estimados por diferentes métodos e autores.

Nº	Classe de Solo	Localização	K	Método	Dado	Autores
1	LATOSSOLO AMARELO, textura média, fase floresta equatorial úmida, relevo plano.	Manaus-AM	0,011	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Fernandez Medina e Oliveira Júnior (1987)
2	LATOSSOLO AMARELO Álico, textura argilosa, fase floresta equatorial subperenifólia, relevo plano a suave ondulado.	Tomé Açu-PA	0,009	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Silva (1997)
3	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico, textura argilosa, fase floresta tropical perenifólia, relevo suave ondulado	Ponta Grossa-PR	0,022	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Ângulo (1983)
4	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico, textura média, fase floresta tropical subperenifólia, relevo suave ondulado.	Paraíso-PR	0,026	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Ângulo (1983)
5	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, textura muito argilosa, fase floresta tropical subcaducifólia, relevo suave ondulado.	Campinas-SP	0,012	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Bertoni e Lombardi Neto (1985)
6	LATOSSOLO VERMELHO Álico, textura argilosa, fase cerrado subcaducifólio, relevo plano.	Planaltina-DF	0,013	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Dedecek et al. (1986)
7	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico, textura argilosa, fase floresta subtropical, relevo ondulado.	Passo Fundo-RS	0,021	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Denardin (1990)
8	LATOSSOLO VERMELHO Álico, textura muito argilosa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo suave ondulado.	Sete Lagoas-MG	0,002	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Marques et al. (1997)
9	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico, textura argilosa, fase cerrado tropical subcaducifólio, relevo suave ondulado.	Goiânia-GO	0,009	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Silva et al. (1997)
10	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, textura argilosa, fase floresta subtropical, relevo ondulado.	Ijuí-RS	0,009	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Denardin (1990)
11	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, textura argilosa, fase floresta subtropical alta, mista, com araucárias, relevo ondulado e suave ondulado.	Chapecó-SC	0,016	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Denardin (1990)
12	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico, textura muito argilosa, fase floresta subperenifólia.	Dourados-MS	0,0045	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Hernani et al. (1997)
13	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico textura muito argilosa.	Guanhães-MG	0,0001	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Da Silva et al. (2011)
14	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico típico textura muito argilosa.	Belo Oriente-MG	0,0002	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Da Silva et al. (2011)
15	CAMBISSOLO HÁPLIC Tb distrófico típico, textura argilosa.	Lavras-MG	0,0355	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Silva et al. (2009)
16	LATOSSOLO VERMELHO Distroférico típico, textura muito argilosa.	Lavras-MG	0,0032	Chuva natural	Parcela de perda de solo	Silva et al. (2009)
17	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Eutrófico, textura argilosa, fase floresta tropical subperenifólia.	Londrina-PR	0,025	Chuva simulada	Parcela de perda de solo	Mondardo et al. (1978)

Tabela 4 – Alguns valores de erodibilidade de solos ($\text{Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$), estimados por diferentes métodos e autores.

Nº	Classe de Solo	Localização	K	Método	Dado	Autores
18	LATOSSOLO VERMELHO Álico, textura média, fase floresta tropical subperenifólia, relevo plano a suave ondulado.	Paraná-PR	0,008	Chuva simulada	Parcela de perda de solo	Ângulo (1983)
19	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico, textura argilosa, fase floresta latifoliada tropical, relevo ondulado.	Jaboticabal-SP	0,009	Chuva simulada	Parcela de perda de solo	Martins Filho e Pereira (1993)
20	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico, textura muito argilosa, fase cerrado, relevo suave ondulado.	Lavras-MG	0,004	Chuva simulada	Parcela de perda de solo	Silva et al. (1994a)
21	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, textura muito argilosa, fase cerrado, relevo suave ondulado.	Lavras-MG	0,010	Chuva simulada	Parcela de perda de solo	Silva et al. (1994a)
22	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico, textura média, fase floresta subperenifólia, relevo plano.	Ubará-CE	0,034	Chuva simulada	Parcela de perda de solo	Távora et al. (1985)
23	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Álico, textura média, fase floresta subperenifólia, relevo plano.	Areia-PB	0,002	Chuva simulada	Parcela de perda de solo.	Silva et al. (1986)
24	LATOSSOLO VERMELHO acriférrico	Jatá-GO	0,0042	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Castro et al. (2011)
25	LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico típico A moderado textura muito argilosa.	SP	0,0071	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
26	LATOSSOLO VERMELHO Ácrico típico A moderado textura muito argilosa.	SP	0,0263	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
27	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico A moderado textura muito argilosa.	SP	0,0061	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
28	LATOSSOLO AMARELO Distrófico típico A proeminente textura média.	SP	0,0570	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
29	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO Distrófico A moderado textura argilosa.	SP	0,0112	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
30	LATOSSOLO VERMELHO Acriférrico típico.	SP	0,0085	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
31	LATOSSOLO AMARELO.	Macaé-RJ	0,0166	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Fernandes (2009)
32	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico argissólico.	Estado do Piauí	0,020	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Araújo et al. (2011)
33	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico.	Estado do Piauí	0,009	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Araújo et al. (2011)
34	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico argissólico.	Estado do Piauí	0,023	Wischmeier e Smith (1978)	Indireto-nomograma	Araújo et al. (2011)
35	LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico.	Estado do Piauí	0,019	Wischmeier e Smith (1978)	Indireto-nomograma	Araújo et al. (2011)

Tabela 4 – Alguns valores de erodibilidade de solos ($\text{Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$), estimados por diferentes métodos e autores.

Nº	Classe de Solo	Localização	K	Método	Dado	Autores
36	LATOSSOLO VERMELHO Escuro fase arenosa.	SP	0,018	Wischmeier e Smith (1978)	Indireto-nomograma	Berntoni e Lombardi Neto (2005)
37	LATOSSOLO VERMELHO Escuro fase argilosa.	SP	0,015	Wischmeier e Smith (1978)	Indireto-nomograma	Berntoni e Lombardi Neto (2005)
38	LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO álico.	SP	0,013	Wischmeier e Smith (1978)	Indireto-nomograma	Berntoni e Lombardi Neto (2005)
39	LATOSSO VERMELHO.	Brasília-DF	0,012	Chaves (1996)	Indireto	Chaves e Piau (2008)
40	LATOSSOLO VERMELHOR-AMARELO.	Brasília-DF	0,014	Chaves (1996)	Indireto	Chaves e Piau (2008)
41	NITOSSOLO HÁPLICO Distrófico típico A moderado textura média/argilosa.	SP	0,0355	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
42	NITOSSOLO VERMELHO Distrófico latossólico A moderado textura argilosa/muito argilosa.	SP	0,0130	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
43	NITOSSOLO HÁPLICO Eutrófico chernossólico.	SP	0,0104	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
44	NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico A moderado textura muito argilosa.	SP	0,0081	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
45	NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico.	Ouro Verde-GO	0,0027	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Castro et al. (2011)
46	NITOSSOLO VERMELHO.	SP	0,017	Wischmeier e Smith (1978)	Indireto-nomograma	Berntoni e Lombardi Neto (2005)
47	NITOSSOLO VERMELHO.	Brasília-DF	0,027	Chaves (1996)	Indireto	Chaves e Piau (2008)
48	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico típico.	SP	0,0254	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
49	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Distrófico latossólico.	SP	0,0347	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
50	CAMBISSOLO HÚMICO Distrófico latossólico.	SP	0,0433	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
51	CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico A moderado textura média.	SP	0,0441	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
52	CAMBISSOLO	Brasília-DF	0,028	Chaves (1996)	Indireto	Chaves e Piau (2008)
53	CAMBISSOLO HÁPLICO.	Macaé-RJ	0,0343	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Fernandes (2009)

Tabela 4 – Alguns valores de erodibilidade de solos ($\text{Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$), estimados por diferentes métodos e autores.

N°	Classe de Solo	Localização	K	Método	Dado	Autores
54	CAMBISSOLO HÁPLICO	Macaé-RJ	0,0300	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Fernandes (2009)
55	GLEISSOLO HÁPLICO Ta Distrófico típico A moderado textura errática.	SP	0,0044	Expressão de Bouyoucos	Indireto	Mannigel et al. (2002)
56	GLEISSOLO HÁPLICO.	SP	0,011	Wischmeier e Smith (1978)	Indireto-nomograma	Berntoni e Lombardi Neto (2005)
57	GLEISSOLO HÁPLICO.	Brasília-DF	0,041	Chaves (1996)	Indireto	Chaves e Piau (2008)

Para classificar o fator erodibilidade do solo (K) calculado pelo método indireto podem ser utilizadas as classes de K de Mannigel et al. (2002), descritas na Tabela 5.

Tabela 5 – Classes de erodibilidade do solo.

Classificação	Classe definida
	Mg.ha.h.ha ⁻¹ .MJ ⁻¹ .mm ⁻¹
Extremamente alto	>0,0600
Muito alto	0,0450 a 0,0600
Alto	0,0300 a 0,0450
Médio	0,0150 a 0,0300
Baixo	0,0090 a 0,0150
Muito baixo	<0,009

Fonte: Adaptada de Mannigel et al. (2002).

Nas regiões tropicais são encontradas as maiores diversidades de clima e solo. Era de se esperar que essa equação, desenvolvida em uma região totalmente diferente, principalmente para o clima temperado, não se ajustasse completamente às condições de clima tropical. Por isso são necessários investimentos em pesquisas de fatores que levem em conta a realidade brasileira.

Para que isto ocorra, faz-se necessária a formação de grupos de pesquisa nas mais variadas regiões do país, os quais deveriam trocar informações e experiências entre si.

2.8.1.3 Fator topográfico (LS) - comprimento de rampa e declividade do terreno

A intensidade da erosão hídrica é afetada tanto pela distância ao longo da qual se processa o escoamento superficial quanto pela declividade do terreno, representadas na USLE pelos fatores L e S, respectivamente, a qual considera esses dois efeitos juntos, denominados fator topográfico LS por (WISCHMEIER; SMITH, 1978). Os referidos autores representam a relação entre as perdas de solo em uma área com um declive e comprimento de rampa qualquer; e as perdas que ocorrem em uma parcela unitária padrão, com 22,13 m de comprimento e 9% de declividade (WISCHMEIER; SMITH, 1978). Esse fator pode ser determinado experimentalmente ou estimado por meio de equações propostas no “Agriculture Handbook 537”.

Sabe-se que para uma mesma classe de solo e de uso, mantendo C e P constantes, o fator topográfico (LS) pode proporcionar maior influência na variação da perda de solo (WEILL; SPAROVEK, 2008) o aumento ou não da velocidade de escoamento superficial. Pesquisadores, como Wischmeier e Smith (1965), McCool et al. (1987), Van Remortel et al. (2004) e Oliveira et al. (2011), afirmaram que a perda de solo é mais sensível às mudanças de declividade do que às mudanças no comprimento de rampa.

Na literatura encontram-se diversas propostas de equações para calcular o fator topográfico LS para as várias regiões do mundo. Pela própria concepção e desenvolvimento do modelo de predição de perda de solo (USLE), os fatores que a compõem devem ser estudados de forma separada e localmente, para depois se fazer aplicação correta do modelo na área de estudos.

No Brasil, para cálculo do fator topográfico LS, Bertoni e Lombardi Neto (1990) ajustaram uma equação utilizando dados de perdas de solo por erosão obtidos nos principais tipos de solo do Estado de São Paulo, com base numa média de 10 anos de observações em talhões de diferentes comprimentos de rampa e graus de declividade.

Para o cálculo dos valores de LS têm sido desenvolvidas séries de equações ou modelos matemáticos que procuram descrever o comportamento desses fatores em condições diferenciadas de campo. Dentre as equações mais citadas na literatura podemos relacionar: Equação de Zingg (1940), de Musgrave (1947), de Wischmeier e Smith (1965), de

Wischmeier e Smith (1972), de Wischmeier e Smith (1978), de Moore e Burch (1986), de McCool et al. (1987, 1989), de Bertoni e Lombardi Neto (1990), de Govers (1991), de Liu et al (1994), de Nearing (1997), e a de Renard et al. (1997).

O uso indiscriminado desses modelos, sem o conhecimento e a análise prévia da aplicabilidade de cada um, poderá levar a resultados não condizentes com a realidade de campo, o que requer mais estudos para identificar a aplicabilidade do modelo escolhido para a área específica a ser estudada.

2.8.1.4 Fator de manejo da cobertura do solo (C)

O fator C é considerado como uma função do potencial de proteção do solo devido a uma determinada cobertura vegetal e seu manejo.

Segundo a definição do “Agriculture Handbook 537”, o fator C na equação de perda de solo representa a taxa de perda de solo para terras cultivadas sob condições especificadas e comparadas com área sempre limpa e exposta ao pousio (WISCHMEIER; SMITH, 1965). Os efeitos das variáveis uso e manejo não podem ser avaliados separadamente, por causa das interações que ocorrem entre elas e as variadas práticas de uso e manejo do solo.

Segundo Chaves (1994), o fator uso e manejo do solo na equação USLE, podem ser obtidos em parcelas experimentais e representam o grau de proteção média à erosão fornecida pelo uso (lavoura, pastagem, bosque, etc) e manejo do solo (preparo convencional, cultivo mínimo, etc). Os valores do fator C variam de zero (cobertura florestal) a um (solo exposto).

De acordo com Wischmeier e Smith (1965) e Lane et al. (1992), o fator C advém da taxa de perda de solo durante um determinado estágio de desenvolvimento da cultura, comparada à perda de solo na parcela padrão (terreno mantido continuamente descoberto e preparado para cultivo).

A proteção da cobertura vegetal não só depende do tipo de vegetação, do estande e de seu desenvolvimento, como também, varia grandemente nos diferentes meses ou estação do ano. A eficácia de reduzir a erosão, portanto, depende da quantidade de chuvas erosivas que ocorrem durante esse período, quando a cultura e as práticas de manejo apresentam uma proteção mínima.

A proteção proporcionada pela cobertura vegetal, durante o ciclo vegetativo, é gradual. Para fins práticos, Bertoni e Lombardi Neto (1993), dividiram o ano agrícola em cinco períodos ou estágios da cultura, definidos de tal modo que os efeitos de cobertura e manejo puderam ser considerados, praticamente, uniformes dentro de cada período.

Para a determinação deste fator, foram considerados os estádios definidos de desenvolvimento das culturas e suas influências na erosão do solo. Os principais estádios considerados são: período D – preparo do solo: desde o preparo até o plantio; período 1 – plantio: do plantio a um mês após plantio; período 2 – estabelecimento: do fim do período 1 até dois meses após o plantio; período 3 – crescimento e maturação: de dois meses após o plantio até a colheita; e período 4 – resíduo: da colheita até o preparo do solo.

Em cada estágio e cultura definidos são determinadas as intensidades de perda de solo, sob várias condições – sequência de culturas, níveis de fertilidade, produção, quantidade de restos culturais.

A obtenção dos dados para compor o fator C, em um campo, não é um processo nada fácil e nem rápido. Ocorre uma grande dificuldade em compor esses dados, devido à distância do local das parcelas experimentais, a indisponibilidade de recursos humanos, a ausência de informações de intensidade pluviométrica para cada espécie cultivada. Devido a tais dificuldades, diversos pesquisadores, citados por Mendes (2006), utilizaram dados pré-estabelecidos experimentalmente e amplamente divulgados na literatura. No “Agriculture Handbook 537” os valores do fator C são apresentados em várias tabelas para diferentes cultivos e períodos de crescimento das culturas.

Por esse motivo, foram utilizados valores tabelados do fator (C) e do fator (P), citado por Pruski (2010). Os valores do fator C para diferentes culturas e tipo de manejo, são apresentados na Tabela 6:

Tabela 6 – Valores do fator C em relação à cobertura vegetal.

Uso	C	Fonte
Solo exposto	1,0000	
Capoeira	0,1000	Stein et al. (1987)
Café	0,0150	
Mata	0,0010	
Pastagem	0,0100	
Vegetação natural	0,00004	
Reflorestamento	0,00010	
Culturas perenes	0,13500	Donzelli et al. (1992)
Cana-de-açúcar	0,10000	
Área urbana	1,00000	
Culturas temporárias	0,10000	
Milho	de 0,0250 a 0,1560	De-Maria e Lombardi Neto (1997).
Cultura anual	0,2000	Brito et al. (1998)
Cultura perene	0,0200	
Soja	de 0,0455 a 0,1437	Bertol et al. (2001)
Trigo	de 0,0588 a 0,2158	
Aveia	de 0,0372 a 0,0671	Bertol et al. (2002)
Área úmida	0,00001	Paranhos Filho et al. (2003)
Área queimada	0,0100	
Mata ciliar, várzea e capoeira	0,0004	
Reflorestamento	0,0489	
Pastagem	0,0075	Donzelli et al. (1992)
Cobertura residual	0,0100	
Cana	0,0500	
Fruticultura	0,0100	Tomazoni et al. (2005)
Mata ciliar	0,0120	
Cerrado	0,0420	Farinasso et al. (2006)
Agricultura irrigada	0,0180	
Capoeira	0,0100	
Afloramento de rocha	0,0001	
Cobertura arenosa	0,0001	Ribeiro e Alves (2007)
Área inundável	0,0001	
Cana-de-açúcar	0,3066	
Vegetação de restinga	0,0004	
Café	0,0201	Silva (2007)
Reflorestamento	0,03241	
Eucalipto	0,0080	Fernandes (2009)
Pinus	0,0080	

2.8.1.5 Práticas conservacionistas (P)

Embora, o fator de prática conservacionista (P) não seja de fácil determinação, o fator (P) representa o efeito de práticas conservacionistas como plantio em nível, terraceamento e plantio em faixas, na erosão do solo. Assim, o fator (P) Expressando a relação entre a perda de solo com determinada prática conservacionista e a correspondente perda quando a cultura está implantada no sentido do declive (BERTONI; LOMBARDI NETO, 2005). O fator P igual a 1 (valor máximo para P), indica que não existem práticas conservacionistas, apontando assim, a condição mais crítica no processo erosivo.

Veja a seguir, alguns valores de P determinados para algum tipo de presença ou não de práticas conservacionistas para cada área ocupada (Tabela 7).

Tabela 7 – Valores do fator P da equação de perda do solo, resultantes de algumas práticas conservacionistas.

Prática conservacionista	P	Fonte
Afloramento de rocha	1,0	
Área inundável	1,0	
Café	0,050	
Capoeira	0,0100	
Mata	0,0010	Stein et al. (1987).
Pastagem	0,0200	
Solo exposto	1,0	
Plantio morro abaixo	1,0	
Plantio de contorno	0,5	
Alternância de capinas + plantio em contorno	0,4	
Cordões de vegetação permanente	0,2	Bertoni e Lombardi Neto (1990).
Cana-de-açúcar	0,5	
Cobertura arenosa	1,0	
Vegetação de restinga	1,0	

Área urbana e corpos da água não contribuem diretamente na perda de solo, por isso não foram apresentadas na tabela acima, uma vez que, havendo incipiente perda de solo o valor é nulo.

A seguir serão listadas algumas vantagens e desvantagens da aplicação da equação de perda de solo denominada USLE (Tabela 8). Antes de utilizar esse modelo para estimar perdas de solo é recomendável conhecer as principais vantagens e desvantagem de sua aplicação.

Tabela 8 – Principais vantagens e desvantagens da aplicação do modelo USLE.

USLE	
Vantagens	Desvantagens
<ul style="list-style-type: none">• Utiliza-se de poucos recursos e tempo requeridos para a obtenção e compilação de dados e parâmetros, necessários para a aplicação adequada nas versões de modelos para predição e avaliação da erosão superficial do solo.• É de fácil aplicabilidade.• Pode ser utilizado no planejamento do uso agrícola do solo.• Pode estimar taxas médias de perdas de solo por erosão hídrica laminar (entressulcos) e pequenos canais (sulcos).• Estima bem a erosão para o período de tempo pré-estabelecido.• É uma equação conhecida mundialmente e estuda.	<ul style="list-style-type: none">• Por não levar em conta a variação espacial e temporal dos fatores estudados e por não levar em conta a deposição de sedimentos, a sua aplicação ao nível de bacia hidrográfica ficou muito limitada. Inicialmente, essa equação não foi modelada para ser aplicada em bacia hidrográfica.• Não foi gerada para as condições brasileiras.• Usa os valores médios de todos os fatores envolvidos nos cálculos. Portanto, a estimativa feita é a perda média anual de solo.• É um modelo derivado a partir de dados empíricos e foi desenvolvido para predizer valores médios de perdas de solo por arraste em áreas específicas e sob condições de uso e práticas definidas.• Não predizem a perda de solo por erosão em sulco e voçoroca (WILLIAMS, 1975), as fases de erosão mais avançada.• Não é capaz de satisfazer os crescentes desafios impostos pelos problemas de erosão (WILLIAMS, 1975; FOSTER, 1982).• Não produz informações das variabilidades temporais e espaciais da erosão durante uma chuva (FOSTER, 1982).• Não pode ser aplicado a eventos isolados de precipitação. Portanto, não permite identificar aqueles eventos prováveis de causar grandes erosões ou perdas de solo.• O modelo foi gerado apenas para as regiões cujas inclinações variem de 1 a 20%.• O modelo para ser aplicada precisa de série histórica de precipitação muito longa, com média de 20 anos. Não se aplica a uma única chuva considerada erosiva.• Não leva em consideração a forma do relevo (Côncavo ou convexo).• A declividade média pode subestimar as perdas de solo em declives convexos e superestimar em declives côncavos.• O cálculo do fator LS pode ser um dos principais problemas para o uso da USLE para bacia hidrográfica, pois o conceito inicial foi que quanto maior o comprimento da encosta (rampa), maior será a perda de solo. No entanto, quando se considera comprimento de encosta (rampa) não uniforme poderá ocorrer o inverso, ou seja, quanto maior o comprimento da encosta, maior a probabilidade de ocorrer deposição de sedimentos ao longo da mesma (CASTRO, 1992; RANIERI, 2000).

Mesmo sabendo que a equação da USLE foi desenvolvida para determinada região dos EUA, e que apresenta várias desvantagens na sua aplicação, diversos pesquisadores (CHUQUIPIONDO, 2007; WEILL; SPARAVEK, 2008; BESKOW et al., 2009; UHDE, 2009; FERNANDES, 2009; AMORIM et al., 2010; CABRAL et al., 2010 e outros) utilizam essa equação com o objetivo de estimar a perda de solo no Brasil.

O modelo USLE foi adotado por importante órgão do governo federal brasileiro, que é a Agência Nacional de Águas (ANA), para a quantificação dos benefícios ambientais e compensações financeiras do “Programa do Produtor de Água” (CHAVES et al., 2004). Os autores partiram do pressuposto de que a melhoria ambiental auferida fora da propriedade pelo produtor participante seria proporcional ao abatimento da erosão e, conseqüentemente da

sedimentação, em função das mudanças das práticas conservacionistas (uso e manejo do solo) e dos custos de sua implantação por parte do participante.

Segundo a metodologia proposta, a estimativa do abatimento da erosão e sedimentação deveria ser feita em duas etapas. A primeira etapa antes da implantação do projeto, quando o nível de erosão seria estimado na gleba ou propriedade; e a segunda seria feita para as condições após a implantação do projeto conservacionista. Sendo que para essa estimativa deveria ser aplicado o modelo USLE, no qual, os parâmetros R, K, L e S deveriam ser considerados constantes antes e depois da implantação do projeto, por se tratar da mesma área ou gleba de interesse. Nesse caso, a variação da perda de solo seria calculada apenas em função do produto C e P nas condições atuais e nas condições ideais, após serem executadas todas as práticas conservacionistas recomendadas. Uma tabela, contendo os valores para os parâmetros C e P, para o uso convencional e conservacionistas foi apresentado por Chaves et al. (2004).

Esse autor, após ter aplicado e avaliado a metodologia, afirmou que a simplicidade e robustez da metodologia proposta, bem como a facilidade da certificação da implementação das práticas e manejos em nível de campo, permitiu que o programa fosse aplicado de forma descentralizada, por comitês de bacia, usuários de água ou associações de produtores rurais.

Nesse sentido, Fernandes (2009) estudou a valoração dos serviços ambientais hidrológicos da Mata Atlântica na Área de Proteção Ambiental (APA) do Sana e concluiu que esses serviços em microbacia necessitavam ser mais estudados, em especial a relação entre quantidade e tipo de cobertura florestal e indicadores para a valoração dos serviços ambientais.

Embora a proposta de Chaves et al. (2004) de estimativa de erosão fosse teórica, a mesma merece ser testada, provada, validada com outros dados teóricos e confirmada em campo em diversas regiões do Brasil. Essa validação teria por objetivo, dentre outros, confirmar a suposição do percentual de abatimento da sedimentação (benefício fora da propriedade), proporcionado por um certo manejo ou prática conservacionista; conferir se o abatimento da poluição difusa na bacia foi proporcional ao abatimento da sedimentação e, conseqüentemente da erosão; avaliar se a metodologia proposta está subestimando ou superestimando a produção de sedimentos dentro da área de estudo.

Várias metodologias para estimativa de diferentes características que influenciam na perda de solo podem ser testadas a partir de chuva natural ou simulador de chuva.

2.9 Simulador de Chuva

Na determinação de índices de erosividade são fundamentais o conhecimento e a quantificação das características físicas associadas ao potencial erosivo das precipitações de uma região. No Brasil, são poucos os estudos sobre características físicas das precipitações. De acordo com Debarba e Amado (1997) há poucos registros de dados de perda de solo em experimentos de chuva natural e essa carência tem dificultado o teste ou o desenvolvimento de índices de erosividade adaptados às nossas condições (ELTZ et al., 2001).

Nesse sentido, o simulador de chuva permite novos estudos e a difusão de conhecimento e tecnologias em relação ao problema. A partir de estudos com simulador de chuva também é possível medir o fator K (erodibilidade do solo), um dos componentes oriundos da metodologia USLE.

Segundo Silva et al. (2000), a erosão hídrica pode ser estudada, a partir da determinação da erodibilidade do solo, mediante três diferentes métodos. O primeiro envolve essa determinação em condições de campo, sob chuva natural, embora oneroso e demorado. O segundo método é semelhante ao primeiro, porém baseia-se na quantificação da erodibilidade do solo em função da perda de solo e do fator erosividade, sob condições de chuva simulada, por meio da correlação entre as características da chuva e a perda de solo (WISCHMEIER;

SMITH, 1978). O terceiro método baseia-se em equações de regressão que contêm como variáveis independentes propriedades mineralógicas, físicas e químicas ou relações destas, com a erodibilidade do solo; como pode-se constatar nos trabalhos de Lombardi Neto e Bertoni (1975), Denardin (1990), Marques et al. (1997), Silva et al. (2000).

O simulador de chuva portátil surgiu com o propósito de reduzir tempo e custos na determinação da perda de solo (ALVES SOBRINHO et al., 2002; 2008). Entretanto, pouco tem sido utilizado no Brasil, em estudos para quantificação da perda de solo em microbacias.

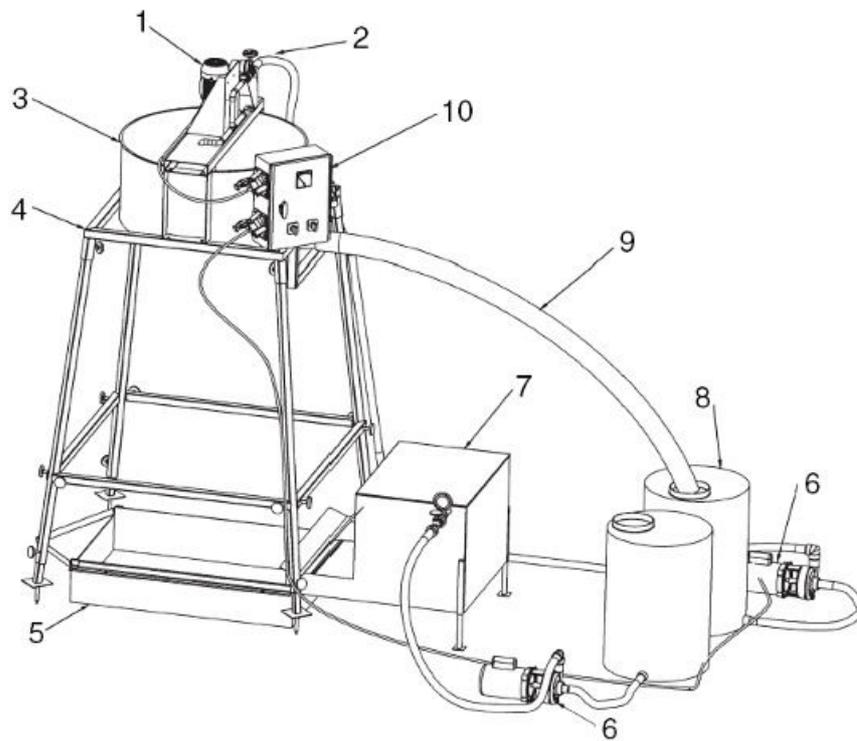
O infiltrômetro de aspersão é uma ferramenta de pesquisa projetada para aplicar precipitações de água semelhantes às chuvas naturais. Contudo, é importante que as características da chuva sejam simuladas adequadamente; que os dados de escoamento superficial e erosão sejam analisados com critérios; e os resultados interpretados de maneira sensata, a fim de que as chuvas simuladas sejam fidedignas às condições das chuvas naturais (SILVEIRA; SALVADOR, 2000).

Uma vez que a estimativa da taxa de infiltração estável, por meio de chuva natural, é onerosa e demorada, a pesquisa na área agrícola enfatiza o uso do simulador portátil, o qual permite controlar as características relativas à intensidade, duração e frequência da precipitação para medida da infiltração, no campo, e ajustar modelos matemáticos de forma a descreverem a infiltração de água em diferentes condições de solo e, ou sistemas de cultivo.

Bubbenzer e Meyer (1965) foram pioneiros no desenvolvimento de simuladores de chuva para estudos de erosão em laboratórios. Tais autores consideram o uso destes equipamentos necessários para obtenção de dados de escoamento superficial e de erosão em períodos curtos. Moore et al. (1983), afirma que o simulador de chuvas deve permitir o ajuste das características da precipitação, ou seja, intensidade e duração. Para tal, a ferramenta deve permitir o ajuste de uma ampla faixa de intensidade de precipitação de forma a reproduzir as características da chuva da região geográfica em estudo.

O simulador é considerado satisfatório, quando ele preenche as seguintes condições: apresentar relação entre a energia cinética da precipitação simulada e aquela da chuva natural acima de 75% (MEYER; MCCUNE, 1958); aplicar água de modo contínuo na parcela experimental ou, no mínimo, executar duas aplicações por segundo, compondo assim uma aplicação não intermitente (MORIN et al., 1967); e permitir o uso de parcela experimental com área superior a 0,50 m², caracterizada como parcela alvo de precipitação, pois experimentos cuja área útil é inferior a 0,50 m² estão sujeitos a resultados tendenciosos (SMITH, 1976).

Alves Sobrinho (2002, 2008) desenvolveu um infiltrômetro de aspersão (Figura 6), de construção simples, e de fácil operação no campo, cujas características de precipitação relativas ao diâmetro de gotas, velocidade e energia cinética de impacto das gotas, são semelhantes às da chuva natural. O simulador desenvolvido denominado InfiAsper/UFMS, possibilita a determinação da infiltração em parcela experimental de 0,70 m² e foi caracterizado quanto ao diâmetro volumétrico médio de gotas produzidas, uniformidade de distribuição de água na parcela experimental, intensidade de precipitação, velocidade e energia cinética de impacto no solo da chuva produzida.



a



b

Figura 6. Esquema e foto do Simulador de chuvas portátil.

Figura a – Visão geral do InfiAsper2, onde: (1) motor; (2) aplicador de água; (3) parede bloqueadora; (4) armação para sustentação do simulador; (5) coletor de água; (6) bomba hidráulica; (7) Fluxo de água sobre o solo; (8) tanque; (9) cano para coleta do excesso de água; (10) painel de controle elétrico. Figura b – Simulador de chuva instalado no campo. Fonte: Alves Sobrinho (2002, 2008)

As avaliações de perda de solo e infiltração de água, no campo, podem ser feitas em sistemas de cultivo anual, perene, em pastagens, em micro bacias localizadas no campo ou em áreas urbanas.

Quando as avaliações forem feitas em áreas de pastagens ou em microbacias, as mesmas deverão ser estratificadas segundo o tempo de uso ou pastejo, declividade do terreno, composição vegetal, etc. Cada estrato, que comporá as parcelas a serem avaliadas, deverá ter dimensões mínimas que permitam pelo menos quatro a cinco testes com o simulador de chuva, compondo assim quatro e cinco repetições. Deverão ser realizadas, em cada estrato, determinações para avaliação de perda de solo e infiltração de água, seguindo o delineamento aplicável. Para avaliar o efeito de tratamento e obter uma estimativa da variância residual, é necessária análise de variância dos dados obtidos por meio de programa estatístico (ALVES SOBRINHO, 2002 e 2008).

Quando se utiliza simulador de chuva para determinar a perda de solo, conhecendo a intensidade da chuva aplicada, obtém-se a erodibilidade e perda média de solo, posto que a erosividade da chuva é calculada em função da chuva simulada. A resistência dos solos à erosão hídrica apresenta grande amplitude. Isso ocorre devido à variabilidade climática que influi na erosividade das chuvas e à variedade de solos com características diferenciadas, que resultam na erodibilidade. Por essa razão, torna-se arriscado estimar seu valor com base apenas na classificação do solo. Nesse sentido, têm sido desenvolvidos diversos estudos com simulador de chuva, a fim de avaliar perda de solo, taxa de infiltração estável (TIE), em correlação com diferentes tipos de cobertura e manejo do solo.

Para solo Podzólico Vermelho-Amarelo, Sales et al. (1999) encontraram valor de $12,1 \text{ mm.h}^{-1}$ para a TIE, enquanto que para o LATOSSOLO ROXO, a TIE atingiu valor de $56,6 \text{ mm.h}^{-1}$. Por outro lado, Silva e Kato (1998), encontraram valores da TIE em LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, sem cobertura vegetal, de 51 a 78 mm.h^{-1} .

Alves Sobrinho et al. (2003), estudando a infiltração de água no solo em sistemas de plantio direto e convencional, em solo classificado como LATOSSOLO VERMELHO Distroférico, concluíram que a TIE variou de 14,5 a $45,10 \text{ mm.h}^{-1}$, obtendo valor da TIE menor, de $14,5 \text{ mm.h}^{-1}$, deixando evidente o efeito positivo da cobertura vegetal na infiltração de água no solo.

Panachuki et al. (2011), ao avaliar perdas de solo e de água e infiltração de água em LATOSSOLO VERMELHO sob sistemas de manejo, e sob chuva simulada, determinaram que as perdas de solo variaram de 1,40 a $116,30 \times 10^{-3} \text{ Mg.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$, para precipitações de 60 mm.h^{-1} . A maior perda de solo, determinada com o manejo de solo utilizando grade aradora, sem cobertura do solo, foi encontrada na sétima chuva de $48,80 \times 10^{-3} \text{ Mg.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$. No mesmo experimento, os valores da taxa de infiltração estável variaram de 23 e 52 mm.h^{-1} . O resultado da TIE para o solo sem cobertura com preparo convencional foi de $29,60 \text{ mm.h}^{-1}$.

3 MATERIAL E MÉTODOS

3.1 Localização da Área de Estudo

Tomou-se como estudo de caso a microbacia Córrego Água Azul localizada na região Centro-Oeste do Brasil, na mesorregião Centro Goiano, microrregião de Ceres, Goiás (Figura 7).

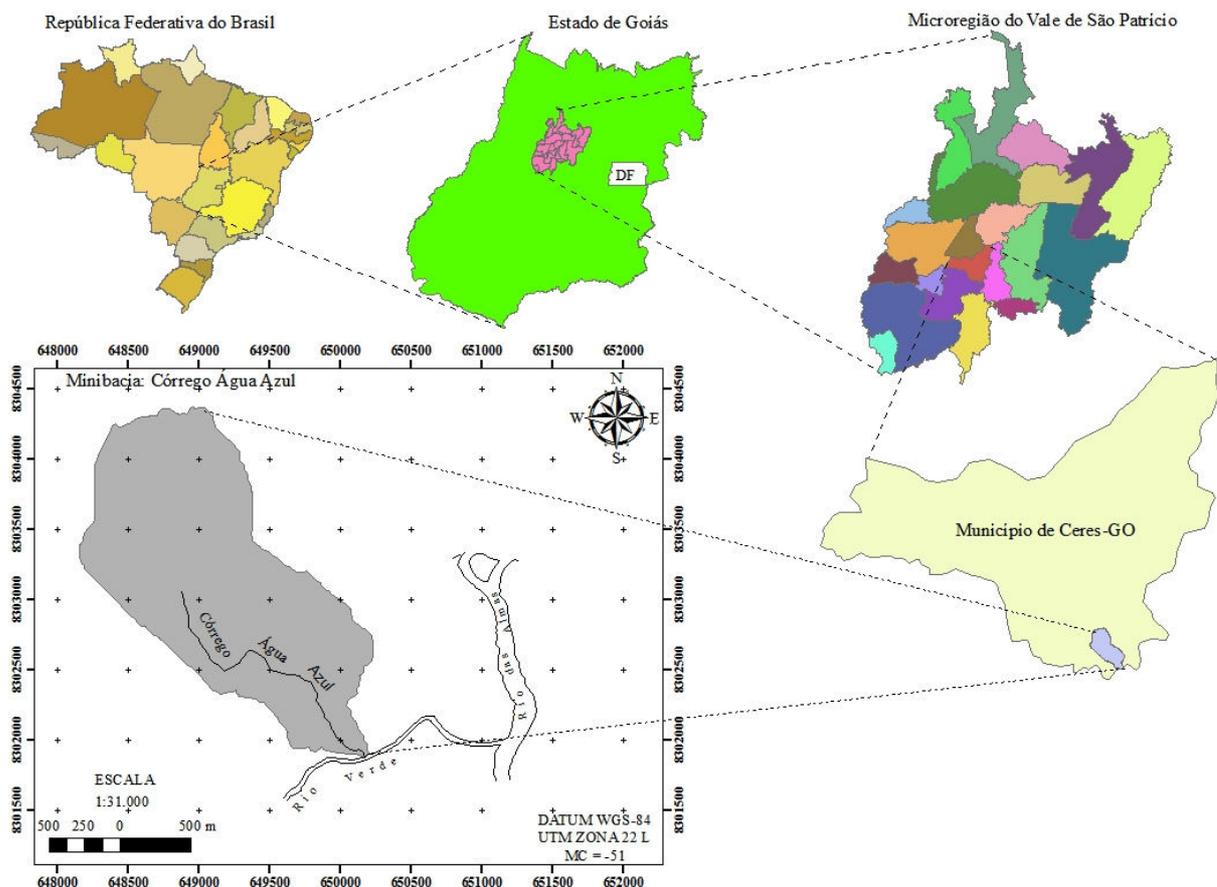


Figura 7. Mapa de localização da área de estudo.

A microbacia faz parte da bacia do Rio das Almas, que por sua vez é parte integrante da Bacia Hidrográfica Tocantins-Araguaia. A microbacia tem o quadrante envolvido pelas coordenadas de 648.153 m e 650.236 m Oeste e 8.304.381 m e 8.301.875 m sul ou longitudes de 49°37,2' E e 49°36' W; e latitude de 15°19,98' e 15°21,30' S, respectivamente (DATUM WGS, 1984); fuso 22 L e Meridiano Central (MC) de -51° WGr.

3.2 Características da Microbacia

3.2.1 Dados meteorológicos

Os dados para caracterização da microbacia foram adquiridos na estação meteorológica do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), localizada no município de Ceres, Goiás (Estação 13, código 32359), a partir de série histórica do levantamento de 12 anos, compreendendo o período 2000 a 2011.

Considerando que a série histórica estudada na microbacia é inferior a 20 anos, período mínimo considerado adequado para estimativa de perda média anual de solo pela USLE, importa ressaltar que, no Brasil, ainda são raras as séries históricas existentes de

pluviógrafos com período superior a 10 anos (PRUSKI, 1996). Valores considerados com base em uma série histórica curta podem não ser consistentes em relação à perda de solo, uma vez que é natural que haja variação nos períodos de chuvas e secas ao longo dos anos.

3.2.2 Clima

A microbacia caracteriza-se pelas seguintes condições climáticas: precipitação média anual com valor de 1.300 mm; temperatura média anual de 25° C, com possibilidade de máximas de até 40° C na primavera. O valor mínimo de temperatura poderá atingir valores de até 10° C, nos meses de maio, junho e julho.

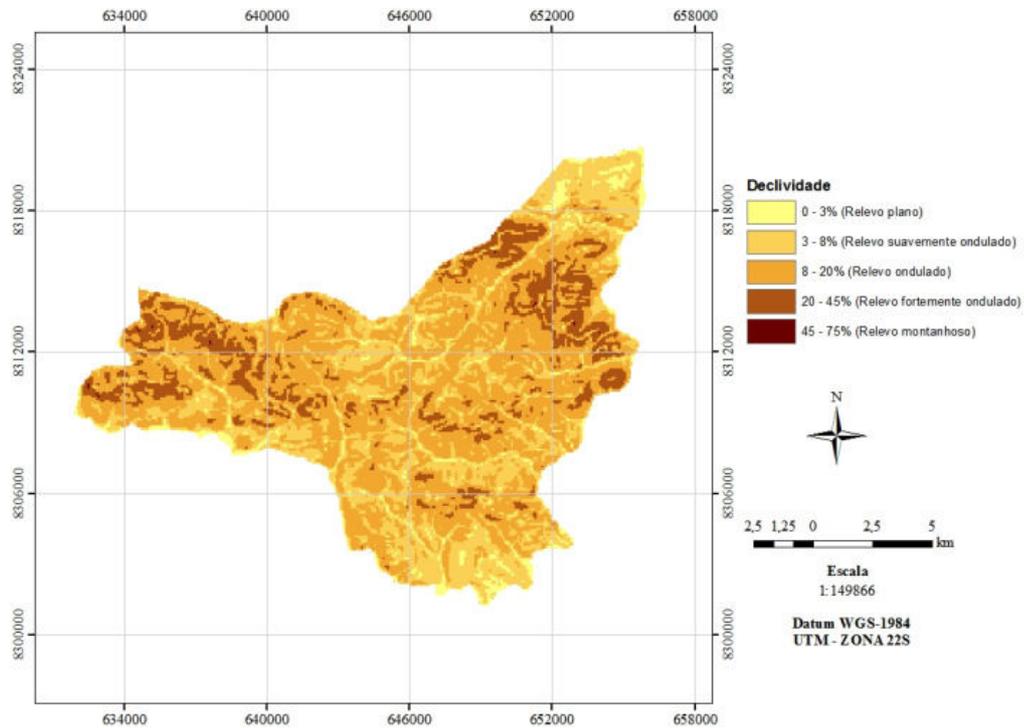
O clima conforme classificação de Köppen é A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), com duas estações bem definidas – a estação das chuvas que vai de novembro a abril, caracterizada por ser verão quente e chuvoso; e a estação seca de maio a outubro. No inverno ocorrem as temperaturas mais baixas nos meses de junho e julho.

3.2.3 Relevo

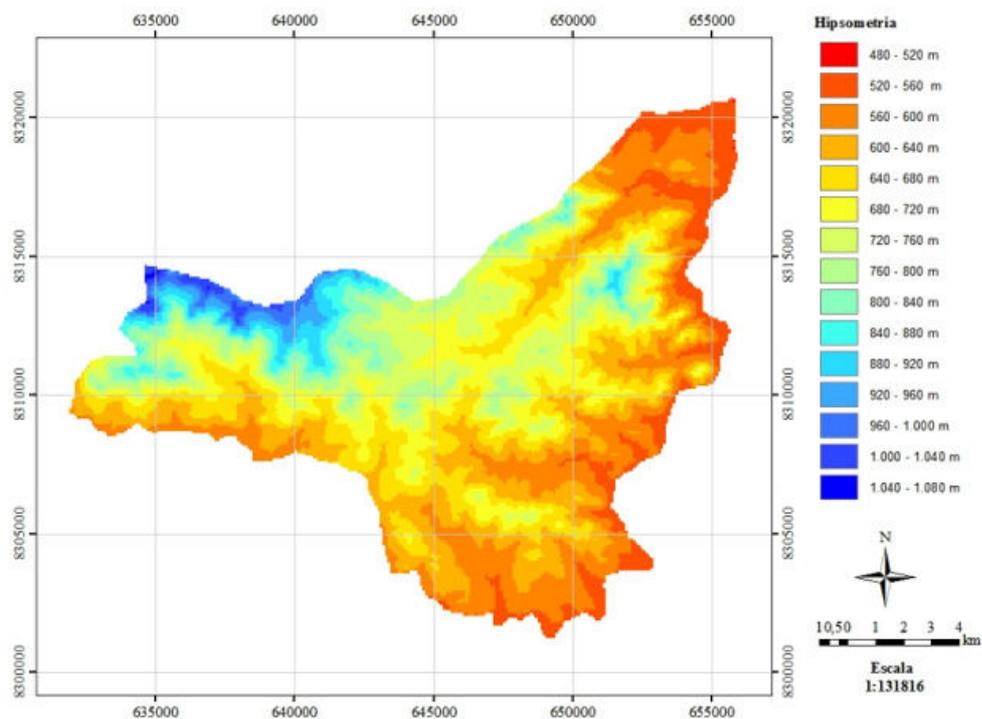
A maior parte do território de Goiás apresenta relevo suave das chapadas e chapadões, com altitude variante de 300 a 1.000 m.

Para a classificação da declividade no município de Ceres foi feita com imagem de radar do sensor *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), disponibilizado pela EMBRAPA (MIRANDA, 2005), com resolução espacial de 90 m. A partir desses dados geraram-se mapas de declividade e de hipsometria, de acordo com as características do relevo do município. Assim, observou-se que, do total da área, 51% é de relevo ondulado (Figura 8-a). A hipsometria varia de 480 a 1.080 m, e a média encontrada foi de 557 metros para a altitude (Figura 8-b).

Na microbacia especificamente, obteve-se a classificação de relevo como plano a suavemente ondulado, e a declividade média de aproximadamente 0,065 m.m⁻¹ e altitude média de 578,3 m.



a



b

Figura 8. Mapa de declividade (a) e Hipsométrico do município de Ceres-GO (b).

3.2.4 Vegetação

A vegetação da área em questão compõe-se dos biomas: campos, cerrados e matas. Os campos são formados por vegetação rasteira com predominância de gramíneas autóctones e arbustos de pequeno porte, esparsos pela área. No cerrado, prevalecem árvores retorcidas e baixas, típicas de solo pobre e baixa precipitação. Grande parte do cerrado foi substituída pela atividade agropecuária. Ainda existe, cerca de 6,87% e 15% de matas nativas na área da microbacia e do município – respectivamente, e são encontradas em área de relevo plano ou ondulado, nas margens dos canais de drenagem, onde predominam solos férteis.

3.2.5 Geologia

O total da área do município localiza-se em uma unidade de formação geológica do complexo Barro Alto, tendo como material originário produto de decomposição de rochas básicas com grande contribuição de material retrabalhado (Projeto RADAMBRASIL - IBGE, 1986; EMBRAPA, 1999).

3.2.6 Uso do solo

As atividades econômicas agrícolas desenvolvidas no município de Ceres baseiam-se na cultura da cana-de-açúcar; produção de culturas anuais (milho, arroz, feijão, mandioca, melancia, e outros); perenes (citrus, manga, banana, e outros) e olericultura (tomate, repolho, pimentão, pimenta, pepino, alface, couve e outros). O desenvolvimento desta última deve-se à proximidade com o mercado consumidor e a estrutura fundiária, com pequenas propriedades de agricultura familiar – forte herança da antiga CANG. Ceres, assim como os demais municípios do Vale de São Patrício, também se caracteriza por atividades relacionadas à pecuária.

3.2.7 Hidrografia da microbacia

O conjunto do território estudado é rico em cursos d'água e é hidrograficamente formado por dois rios (Rio Verde e Rio das Almas) e vários córregos, como o Água Azul que desemboca no Rio Verde, que por sua vez deságua no Rio das Almas (Figura 9).

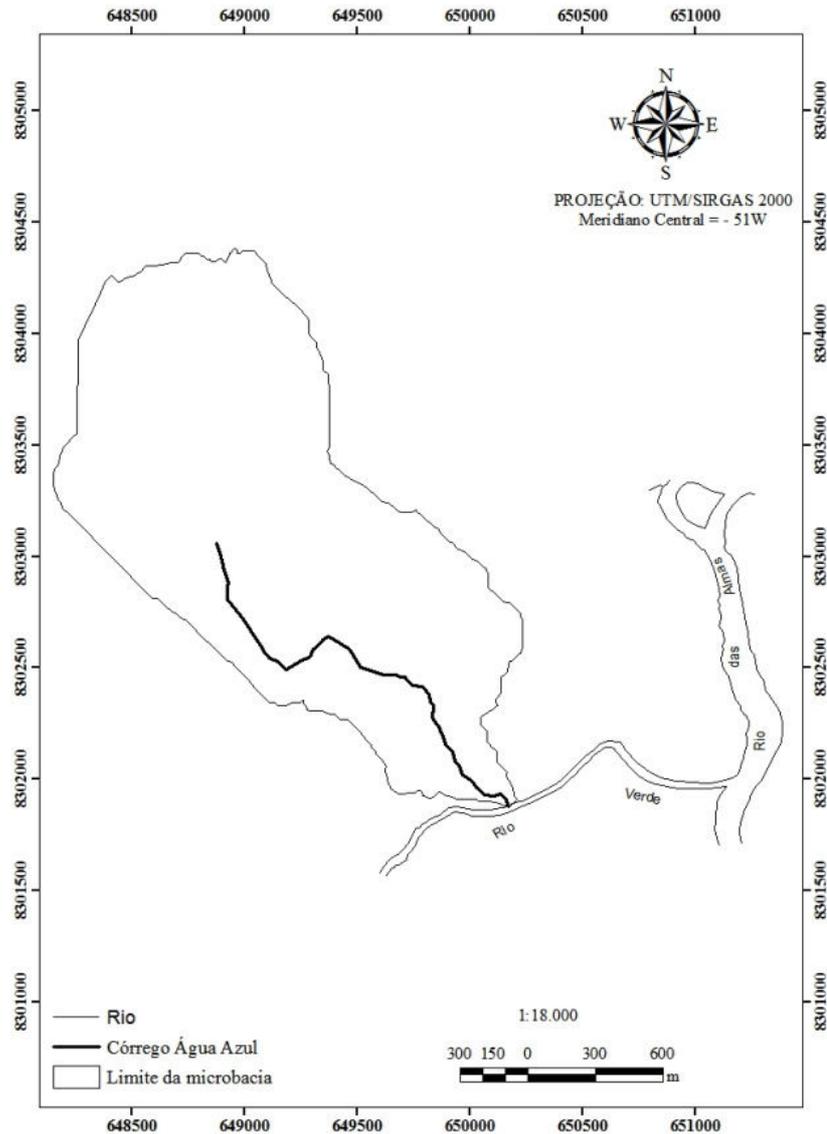


Figura 9. Localização hidrográfica da microbacia.

3.3 Levantamento de Campo

3.3.1 Levantamento planialtimétrico da microbacia

Dentro da área da microbacia, encontra-se localizada a estação Geodésica SAT 92752 do IBGE, com coordenadas: E = 650.123,697 m e N = 8.302.754,127 m; Altitude Ortométrica (m) = 578,55 m; Altitude Geométrica (m) = 567,66 m, com base no Datum SIRGAS 2000 (Sistema de Referência Geocêntrico para as Américas 2000), anexo A.

Para a execução desta tarefa foram utilizados os seguintes equipamentos: uma estação total (Figura 10), precisão angular de 5", precisão linear de 3 mm + 5 ppm para levantamento das matas ciliares do Rio Verde, do Córrego Água Azul e das reservas legais existentes no meio da microbacia. O levantamento do canal de drenagem do córrego Água Azul deu-se mediante três leituras. Uma no leito e duas no barranco, destas últimas uma de cada lado do barranco do Córrego. Esses dados possibilitaram a identificação de todas as curvas do Córrego em estudo.



Figura 10. Estação Total utilizada no levantamento planialtimétrico.

Para o levantamento com GPS (Figura 11) adotou-se o critério de no mínimo 12 pontos de coleta por hectare, com espaçamentos de 30 x 30 m, aproximadamente. Um dos fatores que levou a considerar o uso desse intervalo foi a uniformidade do relevo dentro da microbacia. Em áreas uniformes foi utilizado o referido espaçamento e, naquelas com declividade acentuada, aumentou-se a intensidade dos pontos de coleta, a fim de melhor representar as variações do relevo.



Figura 11. Coleta de dados por GPS.

O tempo de ocupação de cada ponto, pelo GPS de precisão, foi de 2 minutos. A taxa de gravação foi sincronizada de 2" em 2", tanto para a base quanto para o GPS móvel. O GPS geodésico na base do IBGE (SAT 92752) esteve continuamente ajustado no modo estático; os outros, no modo *stop-and-go*. Para obter boa sincronia entre os sinais de satélite, os GPSs foram ligados, ao mesmo tempo para sincronia das ondas de satélite, por 15 minutos, antes de cada coleta.

Os dados coletados com o uso de GPS foram pós-processados no programa Ashtech Solutions versão 2.6 do fabricante Magellan, e então transportados para o programa ArcGis

9.3 com objetivo de gerar o Modelo Digital de Terreno – Hidrologicamente Consistido (MDT-HC). Esse procedimento possibilita a representação matemática computacional da distribuição de fenômeno espacial que ocorre dentro de uma região da superfície terrestre.

3.3.2 Modelo digital de terreno – hidrologicamente consistido (MDT-HC)

Para a determinação do MDT-HC utilizou-se a proposta do programa ANUDEM desenvolvido por Hutschinson, no qual a função *topo-to-raster* é um método de interpolação, que foi especificamente feito para a criação de Modelos Digitais do Terreno (MDT) hidrologicamente consistidos. Este foi gerado na resolução espacial de 1 m, com interpolação do plano de informação (PI) de cotas planialtimétricas com equidistância vertical de 1 m.

O MDT-HC gerado possibilitou a delimitação das principais características morfométricas da microbacia, e, material para geração de mapas: hipsométrico; de curva de nível; declividade; de aspecto (exposição do terreno); de sombreamento (iluminação do terreno); bem como a demarcação dos perfis modais para confecção do mapa de solo. Os mapas de MDT-HC; limite da microbacia do Córrego Águas Azuis; curva de nível; classe de declividade da microbacia; mapa hipsométrico da microbacia e do município de Ceres, Goiás; mapa de iluminação, orientação do terreno estão apresentados no apêndice A.

3.4 Mapa de Solo

A região do município de Ceres está situada sobre solos classificados, de acordo com a EMBRAPA – CNPS (2006), como NITOSSOLOS e LATOSSOLO VERMELHO na escala de 1:1.000.000. Embora a distribuição geográfica do fator erodibilidade do solo (K) esteja intimamente correlacionada às classes de solos existentes, uma vez que, expressa a resistência de cada solo em relação à erosão; para realizar essa avaliação foi necessário o levantamento de solo detalhado de toda área da microbacia.

A escolha dos pontos dos perfis e tradagem basearam-se nos mapas de curva de nível e MDT-HC. Isso visando percorrer os diferentes padrões de paisagem (topossequências) que determinam as variações dos tipos de solos. Assim, foram estabelecidos os pontos de amostragens e aberturas de perfis. As recomendações dos Procedimentos Normativos de Levantamentos Pedológicos (EMBRAPA, 1995) foram utilizadas como referência para a determinação da frequência de amostragem.

A fim de obter-se levantamento detalhado do solo da microbacia, observou-se o trabalho da instituição oficial realizado pela EMBRAPA (1995). Após a leitura, iniciaram-se as análises e estudos de características de amostragem de vários levantamentos de solos elaborados no Brasil, especificamente na região Centro-Oeste.

3.4.1 Etapa de campo

Nesse momento realizou-se levantamento bibliográfico, de material básico – mapas de solo em menor escala, planejamento e seleção de pontos a serem levantados. Com relação ao levantamento bibliográfico, poucas informações foram encontradas. O mapa de solo da região foi publicado em escala 1:1.000.000, assim como os mapas exploratórios de solos feitos na escala de 1:1.000.000 pelo projeto RADAMBRASIL (1976).

Na campanha de campo, foi realizada a descrição morfológica e coleta de amostras de perfis para análises físicas e químicas. Com auxílio de mapa de curvas de nível da microbacia (1 x 1 m) foram escolhidos e demarcados os locais dos perfis de solo modais a serem abertos na área da microbacia. Ao todo foram abertas 11 trincheiras para descrição de perfis modais, 6 perfis incompletos e 15 tradagem, totalizando 32 observações.

Os critérios adotados para a descrição dos perfis foram baseados no Manual de Descrição e Coleta de Solo no Campo (SANTOS et al., 2005). Esse material também foi usado para identificar as classes de terreno como: profundidade, relevo, pedregosidade,

rochividade, drenagem interna e erosão (EMBRAPA, 2006). Os dados referentes as descrições morfológicas, análises físicas e químicas dos perfis do solo estão apresentados nos apêndices B – L.

3.4.2 Análises físicas e químicas das amostras

As análises granulométricas para quantificação dos componentes: areia, silte e argila; foram feitas seguindo a metodologia descrita no Manual de Métodos de Análises de Solo da EMBRAPA (1979). Nas análises químicas do solo foram avaliados os seguintes atributos: pH em água, Al, Ca, Mg, K, P, Na e matéria orgânica, seguindo a metodologia descrita pela EMBRAPA (1997).

3.4.3 Classificação e mapa de solo

Após a conclusão das análises dos perfis completos, complementares e amostras extras coletadas durante todo o trabalho de campo, foram feitas as classificações definitivas dos perfis seguindo o sistema taxonômico vigente: O manual do Sistema Brasileiro de Classificação de Solo – EMBRAPA-SOLOS (2006). A identificação das classes de solos da microbacia foi feita seguindo os procedimentos normativos de levantamentos pedológicos (EMBRAPA, 1995), tendo como ferramenta de apoio para geração de mapa de solo o software ArcGIS 9.3

O levantamento de solo feito na microbacia foi classificado como detalhado – com escala 1:5.000, um perfil completo para cada 25 ha, ou um perfil completo e um ponto de amostra extra para cada 9 ha.

3.5 Determinação das Características Morfométricas da Microbacia

3.5.1 Coeficiente de compacidade (K_c)

É a relação entre perímetro da bacia e a circunferência de um círculo de área igual a da bacia. É calculado pela seguinte fórmula (VILELLA; MATTOS, 1975):

$$K_c = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (1)$$

em que:

K_c = coeficiente de compacidade da microbacia, adimensional;

P = perímetro médio da área da microbacia (km) ao longo do divisor de águas; e

A = área de drenagem da microbacia (km²) constitui a área plana delimitada pelo divisor da microbacia.

3.5.2 Fator forma – K_f (índice de Gravelius)

É a relação entre a largura média da bacia e o seu comprimento axial. O fator de forma é calculado pela seguinte fórmula (VILELLA; MATTOS, 1975):

$$K_f = \frac{\bar{L}}{L_{AX}} \quad (2)$$

em que:

K_f = fator de forma;

\bar{L} = largura média da microbacia; e

L_{AX} = comprimento do eixo axial da microbacia em m.

3.5.3 Índice de conformação (I_c)

É a relação entre a área da microbacia e um quadrado de lado igual ao comprimento axial da microbacia, e é calculado utilizando a seguinte fórmula:

$$I_c = \frac{A}{L_{AX}^2} \quad (3)$$

em que:

I_c = índice de Conformação;

A = área da microbacia em m^2 ; e

L_{AX} = comprimento axial da microbacia em m.

3.5.4 Índice de circularidade (IC)

É calculado pela relação área de drenagem dividida pelo perímetro, de acordo com a fórmula (ALVES; CASTRO, 2003):

$$IC = 12,57 \frac{A}{P^2} \quad (4)$$

em que:

IC = índice de circularidade;

A = área de drenagem expressa em m^2 ; e

P = perímetro da área expresso em m.

3.5.5 Densidade de drenagem

É a relação entre o comprimento total dos cursos d'água (efêmeros, intermitentes e perenes) e a área de drenagem (LINSLEY et al., 1949). É calculada utilizando a seguinte fórmula (VILELLA; MATTOS, 1975):

$$D_d = \frac{L}{A} \quad (5)$$

em que:

D_d = densidade de drenagem em $km.km^{-2}$;

L = comprimento total dos cursos d'água em km; e

A = área de drenagem em km^2 .

3.5.6 Coeficiente de manutenção dos canais (C_m)

O coeficiente de manutenção dos canais é o inverso da densidade de drenagem. É calculado pela fórmula proposto por Schumm (1956):

$$C_m = \frac{1}{D_d} \quad (6)$$

em que:

C_m = coeficiente de manutenção, expresso em $km^2.km^{-1}$; e

D_d = valor da densidade de drenagem, expresso em $km.km^{-2}$.

3.5.7 Índice de sinuosidade do curso d'água (Sin)

A sinuosidade do curso d'água (Sin) é a relação do comprimento do rio principal e o comprimento de um talvegue. É calculado pela fórmula (VILELLA; MATTOS, 1975).

$$Sin = \frac{\text{Comprimentado do rio (m)}}{\text{Comprimento do talvege (m)}} \quad (7)$$

3.5.8 Tempo de concentração (T_c)

O tempo de concentração de uma microbacia hidrográfica pode ser definido como o tempo necessário para água precipitada através das chuvas no ponto mais distante da microbacia deslocar-se até a seção principal. É calculado pela equação de Kirpich (KIRPICH, 1940; TUCCI, 1993):

$$T_c = 57 \left(\frac{L}{H} \right)^{0,385} \quad (8)$$

em que:

T_c = tempo de concentração em minutos;

L = extensão do curso principal; e

H = desnível.

3.5.9 Extensão média do escoamento superficial

A extensão média do escoamento superficial é a relação entre a área da microbacia dividido pela extensão do curso d'água multiplicado por 4. É calculada pela fórmula (VILELLA; MATTOS, 1975):

$$l = \frac{A}{4L} \quad (9)$$

em que:

l = extensão média do escoamento superficial;

A = área da bacia em m²; e

L = extensão do curso d'água em m.

3.5.10 Declividade de uma microbacia

A declividade de uma microbacia é definida como sendo a relação equidistância entre as curvas de níveis e a área da microbacia, multiplicada pela somatória do comprimento total das curvas de níveis. É calculada pela fórmula (LINSLEY et al., 1975; STRAHLER, 1964):

$$I(\%) = \frac{D}{A} \times \left(\sum CN_i \right) \times 100 \quad (10)$$

em que:

I - declividade média da microbacia (%);

D - equidistância entre as curvas de nível (m);

CN - comprimento total das curvas de nível (m); e

A - área da microbacia (m²).

3.5.11 Curva hipsométrica

É a representação gráfica do relevo médio de uma microbacia e representa o estudo da variação da elevação dos vários terrenos da microbacia com referência ao nível médio do mar.

3.5.12 Declividade de álveo ou declividade do canal

É a relação entre a diferença máxima de altitude entre o ponto de origem e o término com o comprimento do respectivo trecho fluvial (CHRISTOFOLETTI, 1974), e é calculada pela fórmula:

$$D_c = \left(\frac{H_{\text{Origem Canal d'água}} - H_{\text{exutório}}}{L} \right) \times 100 \quad (11)$$

em que:

- D_c = declividade do canal (%);
 $H_{\text{origem canal d'água}}$ = altitude do ponto de origem do canal fluvial (m); e
 $H_{\text{exutório}}$ = altitude do ponto no exutório, término do canal (m).

3.5.13 Elevação média de uma microbacia

$$E = \frac{\sum_{i=1}^n (e_i \cdot a_i)}{A} \quad (12)$$

em que:

- E - elevação média da microbacia (m);
 e_i - elevação média entre duas curvas de nível consecutivas (m);
 a_i - área entre as curvas de nível (km²); e
 A - área da microbacia (km²).

3.5.14 Amplitude altimétrica máxima de uma microbacia (H_m)

A diferença entre a altitude da foz e a altitude do ponto mais alto do divisor topográfico é chamada de amplitude altimétrica máxima da microbacia.

$$H_m = H_{\text{divisor topográfico d'água}} - H_{\text{exutório}} \quad (13)$$

- H_m = amplitude altimétrica máxima da microbacia (m);
 $H_{\text{divisor topográfico d'água}}$ = altitude superior do divisor d'água (m); e
 $H_{\text{exutório}}$ = altitude do exutório (m).

3.5.15 Número de rugosidade (G)

Número de rugosidade é a diferença entre a altitude mais elevada de uma microbacia (divisor de águas) e a altitude no seu exutório dividido pela sua densidade de drenagem (STRAHLER, 1964). É calculado pela fórmula:

$$G = \frac{H_{\text{divisor d'água}} - H_{\text{exutório}}}{D_d} \quad (14)$$

em que:

- G = número de rugosidade;
 $H_{\text{divisor d'água}}$ = altitude superior do divisor d'água (m);
 $H_{\text{exutório}}$ = altitude do exutório (m); e
 D_d = densidade de drenagem (km.km⁻²).

3.5.16 Textura da topografia (T_t)

A textura da topografia é o grau de entalhamento topográfico realizado pelos rios, sendo de importância fundamental no estudo da dissecação do relevo. É calculada utilizando-se da fórmula (GARBOSSA, 2003):

$$\text{Log } T_t = 0,219649 + 1,115 \log D_d \quad (15)$$

em que:

- T_t = textura da topografia; e
 D_d = densidade de drenagem (km.km⁻²).

3.5.17 Índice de rugosidade (I_r)

Indica a declividade e o comprimento das vertentes com a densidade de drenagem. É calculado pela fórmula (CHRISTOFOLETTI, 1980):

$$I_r = H_m \times D_d \quad (16)$$

em que:

- I_r = índice de rugosidade;
- H_m = amplitude altimétrica (m); e
- D_d = densidade de drenagem (km.km^{-2}).

3.6 Monitoramento de Vazão e Sedimentos

Para quantificar o escoamento superficial no exutório da microbacia foi instalado vertedor retangular no período de maior vazão (de outubro a março) e triangular para o período de menor vazão (de abril a setembro). Esse procedimento objetivou minimizar os erros oriundos da leitura da lâmina d'água. A vazão e os sedimentos foram monitorados por período de dois anos, de 08/2010 a 7/2012.

3.6.1 Montagem do vertedor para determinação de vazão

A área escolhida para instalação do vertedor atendeu a algumas exigências, tais como o fácil acesso, largura do córrego menor que 10 m; baixo risco de inundação pelo Rio Verde, em seu exutório; e a localização no ponto mais baixo da microbacia. O tamanho da área de vazão do vertedor foi determinado em função do volume d'água do córrego a fim de correlacionar o nível da água medido na régua com a vazão da mesma.

A próxima etapa consistiu no cálculo da abertura na chapa de aço a ser fixado no vertedor. Para o período de baixa vazão, de maio a setembro, optou-se por utilizar chapa triangular com parede delgada. O vertedor triangular foi utilizado para pequenas vazões abaixo de 30 L.s^{-1} (PORTO, 1999, p. 389), com cargas entre 0,06 a 0,50 m. Visando maior praticidade foi feita a abertura angular de 90° na chapa de aço. A equação utilizada para a determinação da vazão foi a de Thompson:

$$Q = 1,40 \times h^{2,5} \quad (17)$$

em que:

- Q = vazão ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$); e
- h = altura da superfície até o vértice do triângulo (m), limitada a: $0,05 < h < 0,38 \text{ m}$, $P > 3h$, $b > 6h$.

A fórmula de cálculo de vazão para a chapa retangular utilizada foi a de Francis, descrita em Azevedo Neto (1973), para vertedores com contrações laterais:

$$Q = 1,838 \times (L - 0,2 \times H) \times H^{\frac{3}{2}} \quad (18)$$

em que:

- Q = vazão, em $\text{m}^3.\text{s}^{-1}$;
- L = largura do vertedor (m); e
- H = altura ou cota da régua de leitura do vertedor (m).

Sendo assim, para colocar o vertedor em plena atividade, foi usada a chapa de aço no formato retangular para o período de maior vazão e formato triangular para o período de menor vazão, como demonstrado na Figura 12.



Figura 12. Vertedor em operação nas diferentes épocas do ano. Vertedor triangular – mês de agosto de 2010 (a) e retangular – mês de fevereiro de 2011 (b) de parede fina instalado no exutório da microbacia.

3.6.2 Coleta de dados e cálculo de vazão

No exutório da microbacia foram coletadas diariamente, nos horários de 6 horas e 30 minutos e 18 horas e 30 minutos, amostras de água para o cálculo de sedimentos. Nesses mesmos horários foram feitas leituras das alturas da lâmina d'água para determinação da vazão, de acordo com metodologia descrita em *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater* (APHA. AWWA. WPCF, 1998).

O fluxo de sedimentos foi calculado de acordo com a fórmula descrita em Ranzinni e Lima (2002):

$$Fn = D \times S \times 0,01/t \quad (19)$$

em que: Fn é o fluxo de sedimentos em $\text{kg} \cdot \text{ha}^{-1} \cdot \text{t}^{-1}$; D é o valor de deflúvio em mm; S é a concentração de sedimentos na água do deflúvio em $\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$; e t é o tempo decorrido (diário, mensal, anual).

3.6.3 Cálculo do sedimento

Para realizar esse procedimento, primeiro secaram-se os cadinhos e, ou Becker de vidro em estufa a 105°C . Os mesmos foram resfriados em dessecador e pesados com o auxílio de balança analítica, com precisão de quatro casas decimais, obtendo o peso do cadinho (P_c). Ao cadinho previamente seco, foi adicionado 50 mL de água coletada do córrego e medida com pipeta volumétrica. Depois de evaporada a água em estufa a 105°C por 12 horas, o recipiente era resfriado em dessecador e posteriormente pesado, obtendo assim o peso do cadinho com sedimento (P_{cs}) em gramas.

Em seguida, para calcular o sedimento foi utilizada a seguinte fórmula:

$$S = (P_{cs} - P_c) \times 20 \quad (20)$$

em que: S é a concentração de sedimento na água de deflúvio ($\text{mg} \cdot \text{L}^{-1}$); P_{cs} é o peso do cadinho com sedimento seco em estufa; P_c é o peso do cadinho; e 20 é o fator que converte o resultado obtido em mL para litro (L).

3.7 Testes com Simulador de Chuvas

A determinação do fator erodibilidade do solo (K) foi feita a partir de simulador de chuva, denominado Infiasper/UFMS, desenvolvido por Alves Sobrinho (1997, 2002 e 2008).

3.7.1 Calibração e instalação do simulador

O simulador de chuva foi calibrado para aplicações simuladas tomando como referência as lâminas diárias que provocaram maiores perdas de solos medidos no exutório. Durante esse processo o equipamento era diariamente regulado conforme especificação de

Alves Sobrinho et al. (2002 e 2008). O valor de intensidade de precipitação (I_p) média aplicada pelo simulador de chuva na área da microbacia foi de 45 mm.h^{-1} , tomando como base a intensidade as maiores precipitações ocorridas na microbacia.

3.7.2 Caracterização da área experimental

A área da parcela experimental, ou unidade experimental de $0,70 \text{ m}^2$, que recebeu a precipitação foi individualizada por dispositivo de formato retangular, construído com chapas de aço galvanizadas ($0,70 \text{ m}$ de largura, $1,0 \text{ m}$ de comprimento e $0,20 \text{ m}$ de altura). Tal dispositivo foi colocado no campo com o comprimento maior a favor do declive e cravado na parte central da área de ação do simulador de chuvas, com a profundidade de $0,12 \text{ m}$. Como pode ser observado na Figura 13.



Figura 13. Demonstração do procedimento com o simulador de chuva no campo.

Centralização da parcela sob bloco (a); Chapa de aço galvanizado cravada no solo previamente umedecido (b); Simulador em operação (c), na microbacia.

Os tratamentos para quantificar a perda de solo pelo simulador de chuvas foram obtidos por combinações de diferentes classes de solo e ocupação (pastagem e agricultura). Para cada solo, no mínimo 03 repetições. Os pontos amostrados foram georreferenciados para posteriormente servir de base de entrada em ambiente de Sistema de Informação Geográfica.

Antes do início dos testes para avaliar a infiltração de água no solo, as parcelas receberam pré-molhamento com o objetivo de oferecer condições de umidade uniforme a todas as parcelas, 03 horas antes do início do teste. Para isso, o simulador foi calibrado para aplicar intensidade de chuva de 45 mm.h^{-1} , durante tempo suficiente para saturar o solo, sem que houvesse escoamento superficial.

Na área experimental foram retiradas amostras de solo para as análises de: densidade, macro e microporosidade, porosidade total, matéria orgânica e textura. Em cada parcela foi avaliada a umidade inicial do solo, pouco antes dos testes, e a energia cinética da precipitação.

O simulador utiliza bicos Veejet 80.150, que operam posicionados a $2,30 \text{ m}$ de altura em relação ao solo e, pressão de $35,6 \text{ kPa}$ (5 PSI), produzindo gotas com diâmetro médio volumétrico correspondente a $2,0 \text{ mm}$.

Com os dados de intensidade da chuva simulada (45 mm.h^{-1}), como tempo de precipitação (60 minutos), diâmetro médio da gota (2 mm), pressão de serviço (5 Psi), e altura do bico ($2,3 \text{ m}$), foi calculada a energia cinética da chuva utilizando-se do programa computacional EnerChuva (ALVES SOBRINHO et al., 2001). A magnitude média da energia cinética simulada causada por cada chuva foi de $1,12 \text{ kJ.m}^{-2}$, representando $96,3\%$ da energia cinética natural.

3.7.3 Procedimentos de campo

Foram feitas as instalações, montagens e acionamento do simulador iniciando-se as coletas das amostras dos volumes escoados nas parcelas testes. Nesse processo, utilizaram-se frascos com capacidade para dois litros, em intervalos de 5 (cinco) minutos entre cada

amostra. A coleta da primeira amostra ocorreu quando foi verificado o início do escoamento de água na calha coletora, e finalizada após 1 hora de chuva simulada (Figura 14).

O intervalo de tempo compreendido entre o início da aplicação da chuva e o início do escoamento superficial foi identificado para cada parcela experimental. Ao iniciar o escoamento superficial, foram coletados e medidos os volumes de água escoada superficialmente, a intervalos de 1 minuto, durante uma hora, mesmo que o volume escoado superficialmente se tornasse constante. Destas amostras, a cada 5 minutos separava-se recipientes com o volume coletado para a determinação em laboratório da massa de solo, volume de água e a concentração de sedimento escoado.



Figura 14. Simulador de chuva em operação (a) em um dos perfis – Área de pastagem (b) na microbacia.

Após as coletas dos dados em cada unidade experimental, verificou-se a intensidade de precipitação aplicada durante o teste, segundo recomendações de Alves Sobrinho et al. (2002 e 2008).

3.7.4 Quantificação da lâmina escoada e perda de solo

A lâmina de escoamento superficial (mm) foi calculada pela relação entre o volume de água escoada, que foi medida em cada intervalo de tempo (t), e a área da parcela teste ($0,70 \text{ m}^2$) que recebe a precipitação. A lâmina de água infiltrada é calculada pela diferença entre a lâmina de água aplicada e a lâmina de escoamento superficial, em cada intervalo de tempo. A taxa de infiltração foi obtida pela relação entre a lâmina infiltrada e o tempo de infiltração considerado, a cada intervalo.

A massa de solo foi obtida pela pesagem direta de cada recipiente após evaporação da água em estufa a $60 \text{ }^\circ\text{C}$, por um período de tempo necessário para completar a evaporação da água. Os valores obtidos foram extrapolados para o volume total da água (enxurrada) coletada em cada parcela. Dessa forma, foram quantificadas as massas de solo e de água contidos no volume de escoamento superficial, em cada evento de chuva. Estes valores correspondem a um minuto de coleta, e foram utilizados no cálculo das taxas de perda de solo ($\text{g}\cdot\text{m}^{-2}\cdot\text{h}^{-1}$) e das taxas de perda de água ($\text{mm}\cdot\text{h}^{-1}$). As perdas acumuladas foram calculadas multiplicando os valores das taxas de perda de solo e água, pelo tempo de duração do intervalo de influência de cada amostragem (em horas).

De posse desses resultados foi feita a determinação da erodibilidade (K) utilizando-se dos seguintes parâmetros: valor da perda de solo (A) e o valor do fator de erosividade.

Para o cálculo do escoamento superficial, infiltração, perda de solo e concentração de sedimento foi utilizada planilha eletrônica de cálculo (anexo B).

3.7.5 Erodibilidade do solo (K)

A equação 21 foi utilizada o cálculo do fator K, a partir dos dados do simulador de chuva, adotando-se a parcela padrão, considerando os demais parâmetros da USLE (L, S, C e P) (WISCHMEIER; SMITH, 1978) constantes e iguais a 1, na parcela mantida sem cobertura:

$$K_{\text{Simulador de chuva}} = \frac{A}{R} \quad (21)$$

em que: A é a perda de solo medido pelo simulador de chuva em Mg.ha^{-1} ; e R é a erosividade da chuva utilizada no teste, em $\text{MJ.mm.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$.

Os coeficientes da equação foram corrigidos para que recebessem os valores das variáveis e fornecessem o do fator K em unidades do Sistema Internacional de unidades - S.I. ($\text{Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$).

3.8 Estimativa da Perda de Solo pela Equação da USLE

A estimativa da perda anual de solo por erosão laminar utilizada para a área de estudo seguiu método de Wischmeier e Smith (1978). Cada fator da USLE foi determinado separadamente, e posteriormente se calculou o valor anual de perda de solo, obtido pela multiplicação dos valores dos fatores da USLE utilizando-se o aplicativo computacional.

3.8.1 Perda de solo

A USLE é representada pela seguinte equação (WISCHMEIER; SMITH, 1978):

$$A = R \times K \times L \times S \times C \times P \quad (22)$$

em que:

- A = perda de solo calculada por unidade de área e por tempo ($\text{Mg.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$);
- R = fator erosividade da chuva: índice de erosão pela chuva, ($\text{MJ.mm.h}^{-1}.\text{ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$);
- K = fator erodibilidade do solo ($\text{Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$);
- L = fator comprimento de declive ou rampa (adimensional);
- S = fator grau de declive da rampa (adimensional);
- C = fator uso e manejo do solo (adimensional); e
- P = fator prática conservacionista (adimensional).

Após os cálculos, os valores da USLE foram comparados com os valores da Tabela 9:

Tabela 9 – Perda anual de solo.

Classes	Perda de solo (Mg.ano^{-1})
Muito baixa	< 1
Baixa	1 – 10
Baixa a moderada	10 – 50
Moderada	50 – 100
Moderada a forte	100 – 500
Forte	500 – 1.000
Muito forte	1.000 – 5.000
Extrema	> 5.000

Fonte: Ribeiro e Alves (2007)

3.8.2 Erosividade da chuva (R)

Os valores dos fatores de erosividade da chuva (R) para a área foram calculados utilizando oito equações apresentadas por Silva (2004) para as oito regiões homogêneas (Figura 5) em termos de precipitação, e mais duas equações citadas (9 e 10) na literatura (Tabela 10), a partir de dados pluviométricos obtidos na estação meteorológica automatizada do INPE, dentro da microbacia. O valor do fator R obtido foi extrapolado para a microbacia.

Tabela 10 – Equações para o cálculo da erosividade da chuva.

Região	Equação	Referência
1	$R = 3,76 * \left(\frac{r^2}{P}\right) + 42,77$	Oliveira Jr. e Medina (1990)
2	$R = 36,849 * \left(\frac{r^2}{P}\right)^{1,0852}$	Morais et al. (1991)
3	$R = (0,66 * r) + 8,88$	Oliveira Jr. (1988)
4	$R = 42,307 * \left(\frac{r^2}{P}\right) + 69,763$	Silva (2001)
5	$R = 0,13 * (r^{1,24})$	Leprun (1981)
6	$R = 12,592 * \left(\frac{r^2}{P}\right)^{0,6030}$	Val et al. (1986)
7	$R = 68,73 * \left(\frac{r^2}{P}\right)^{0,841}$	Lombardi Neto e Moldenhauer (1992)
8	$R = 19,55 + (4,2 * r)$	Rufino et al. (1993)
9	$R = 67,355 * \left(\frac{r^2}{P}\right)^{0,85}$	Lombardi Neto e Moldenhauer (1980) – Região de campinas – SP.
10	$R = 89,823 * \left(\frac{r^2}{P}\right)^{0,759}$	Nascimento (1998) – Adaptada para Goiás.

em que: R é fator erosividade da chuva (MJ.mm.ha⁻¹.h⁻¹.ano⁻¹); r é a precipitação média mensal em mm; e P é a precipitação média anual (mm.ano⁻¹).

3.8.3 Erodibilidade do solo (K)

A erodibilidade do solo (fator K) da bacia foi calculada pelas médias ponderadas da erodibilidade, obtida a partir do mapa pedológico, considerando dados do horizonte A. Foram utilizadas quatro equações empíricas. A equação proposta por Renard et al. (1997) utiliza diâmetro médio geométrico (DMG) da partícula do solo da classe argila, silte e areia (Equação 23):

$$K = 7,594 \left[(0,0034 + 0,0405 e^{\left[-0,5(\log(Dg)) + \frac{1,659}{0,7101} \right]^2}) \right] \quad (23)$$

$$Dg = e^{(0,01 \sum fi \cdot \ln mi)} \quad (24)$$

em que: Dg é o diâmetro médio geométrico da partícula (mm); fi é a quantidade da fração da partícula primária em percentagem; e mi é a média aritmética do extremo da partícula daquele limite (mm).

A equação proposta por Wischmeier e Smith (1978) foi usada na construção do nomograma (Equação 25):

$$K = \frac{[2,1 \cdot 10^{-4}(12 - MO)M^{1,14} + 3,25(s - 2) + 2,5(p - 3)]}{100} \times 0,1318 \quad (25)$$

$$M = (\% \text{ silte} + \% \text{ areia fina}) \cdot (100 - \% \text{ argila}) \quad (26)$$

em que: K é valor do fator erodibilidade do solo expresso em Mg.ha.h.ha⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹; MO é o conteúdo de matéria orgânica, dag.kg⁻¹; e M é o parâmetro que representa a textura do solo, adimensional (equação 13). As classes de estrutura (s) e permeabilidade (p), adimensionais, foram codificadas de acordo com Wischmeier et al. (1971), com base na descrição geral dos perfis dos solos e na descrição morfológica do horizonte A. A estrutura foi codificada em: a) muito pequena granular = 1; b) pequena granular = 2; c) média a grande granular = 3; d) blocos, laminar ou maciça = 4. A permeabilidade foi codificada em: a) rápida = 1; b) moderada a rápida = 2; c) moderada = 3; d) moderada a lenta = 4; e) lenta = 5.

A equação 27 foi proposta por Chaves (1996):

$$K = -0,00043 \frac{(AF + SIL)}{CO} + 0,000437 \times AR + 0,000862 \times SIL \quad (27)$$

em que: AF (%) é a percentagem de areia fina do solo; SIL (%) é a percentagem de silte do solo; AR (%) é a percentagem de areia do solo; e CO (%) é a percentagem de C orgânico do solo.

E a equação 28 de Bouyoucos (HUDSON, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990) calcula o fator K:

$$Fator k = \left(\frac{\% \text{ areia} + \% \text{ silte}}{\% \text{ argila}} \right) \times \frac{1}{100} \quad (28)$$

em que: % de areia, % de silte e % de argila são as porcentagens das respectivas frações para cada horizonte analisado.

Para o cálculo da erosividade do solo (fator K), aplicando os métodos indiretos, utilizaram-se os atributos mineralógicos e químicos do horizonte A de cada classe de solo (Tabela 11).

Tabela 11 – Média da textura e de matéria orgânica do horizonte A dos solos da microbacia.

Classe de solo	Textura do solo				Matéria orgânica		Infiltração mm.h ⁻¹
	Areia		Silte	Argila	CO	MO ¹	
	Grossa	Fina					
	Dag.kg ⁻¹						
NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico chernossólico	9,65	14,80	11,30	64,25	1,14	1,96	5,80
NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico	12,30	14,65	21,50	51,55	3,84	6,62	-
NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico	19,15	19,90	11,45	39,05	0,56	0,97	-
LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico muito profundo	14,20	13,05	21,10	51,65	2,85	4,92	29,45 ²
LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico muito profundo	11,20	19,70	14,10	55,00	2,00	3,45	-
CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico	11,30	28,95	18,40	41,35	0,42	0,73	-
GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico	12,10	21,00	20,50	46,40	1,91	3,30	-

¹ A conversão de CO para MO é feita pela seguinte relação: Matéria Orgânica (MO) = Carbono Orgânico (CO) x 1,724, em que o fator 1,724 é utilizado em virtude de se admitir que, na matéria orgânica do solo, o carbono participa com 58%.

² Valor médio de infiltração para os valores de 24,40 e 34,50 mm.h⁻¹.

3.8.4 Fator topográfico (LS)

Para a determinação do fator L foi utilizado o MDT-HC (Modelos Digital do Terreno-Hidrologicamente Consistido) da microbacia gerado a partir do programa ANUDEM (*topo-to-raster*) desenvolvido por Hutchinson (1988, 1989), com resolução espacial de 1 metro, na escala 1:5.000, e o software aplicado foi ArcGis 9.3. A equação utilizada foi a proposta por Wischmeier e Smith (1978):

$$L = \left(\frac{\lambda}{22,13} \right)^m \quad (29)$$

em que: L é o fator comprimento da rampa ou encosta; λ é o comprimento da rampa (no caso, de 1 m); m é o coeficiente da equação de Foster et al. (1977); e 22,13 m é o comprimento da rampa (parcela padrão conforme WISCHMEIER; SMITH, 1978).

A equação utilizada para determinar o valor do fator S foi indicada por McCool et al. (1987), sendo dada por:

$$S = 3,0 \times (\text{sen } \theta)^{0,8} + 0,56 \quad (30)$$

em que: S é o fator de inclinação da encosta ou rampa; e $\text{sen } \theta$ é o seno do ângulo de inclinação da rampa em graus. O valor médio do fator topográfico (LS) encontrado para a microbacia, após os cálculos foi de 0,263.

3.8.5 Fator de manejo da cobertura do solo (C) e práticas conservacionistas (P)

O mapa de uso do solo da microbacia foi gerado a partir de imagens do satélite do sensor Ikonos II, que foram tratadas e georreferenciadas utilizando-se o sistema de coordenadas UTM e o Datum SIRGAS 2000. A transformação que melhor apresentou resposta para a imagem georreferenciada foi a polinomial de primeira ordem com o valor total de erro RMS de 0,54841 (Figura 15).

A vetorização da área foi feita e cada classe foi separada em camadas, representadas por diferentes cores.

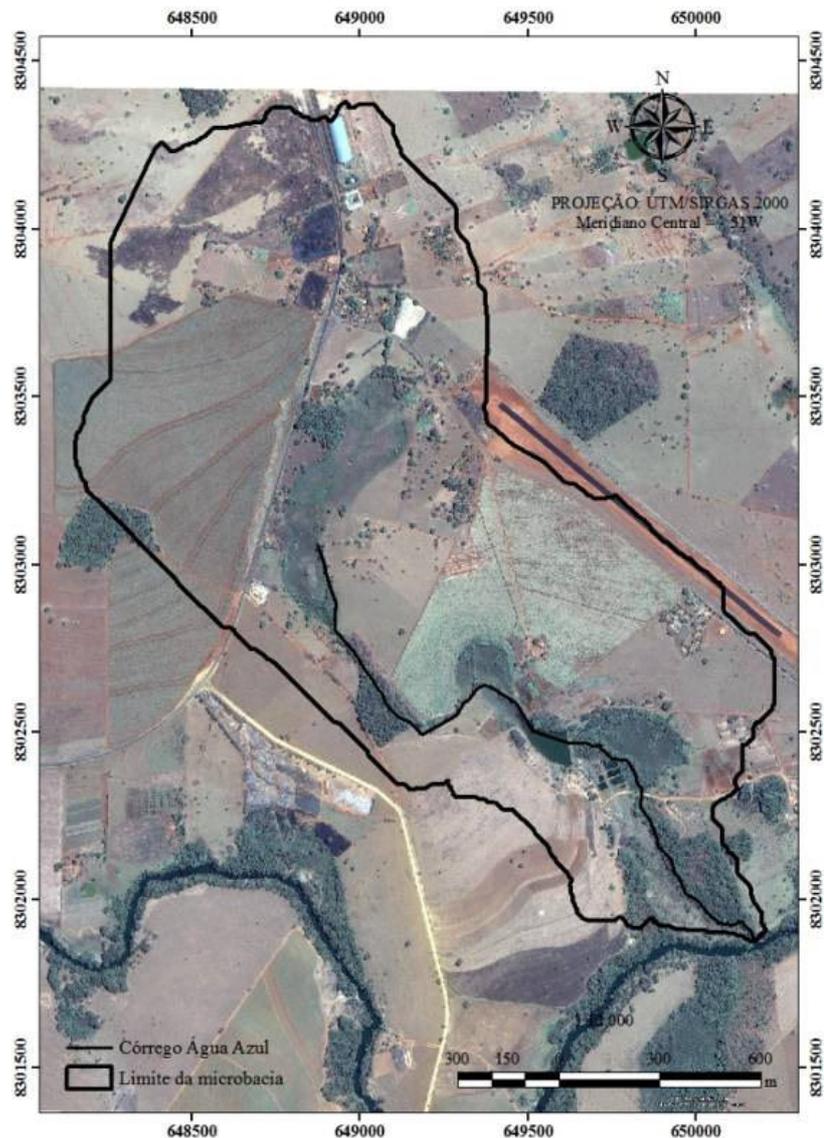


Figura 15. Imagem georreferenciada da microbacia.

Após a vetorização de todas as áreas, levando-se em conta o uso do solo, foram acrescentados os valores do fator C (Tabela 6) para cada polígono, gerando assim, o mapa de fator C.

O fator prática conservacionista (P) foi definido conforme o mapa de fator C e a declividade, Tabela 12 (BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990). Para se obter a grade do fator P foi realizada a conversão dos valores do plano de informação de declividade e atribuídos os valores de P para cada classe de declividade.

Tabela 12 – Valores do fator práticas conservacionistas (P).

DECLIVIDADE	VALORES DE P
$S < 3 \%$	0,60
$3 \% < S < 6 \%$	0,50
$6 \% < S < 12 \%$	0,80
$S > 12 \%$	1,00

Devido à estreita relação existente entre os fatores CP, estes podem ser trabalhados conjuntamente, os índices utilizados foram definidos por Stein et al. (1987) e Bertoni e Lombardi Neto (2005) (Tabela 13).

Tabela 13 – Valores dos fatores CP para as classes de uso do solo.

Grupo	Categoria	CP
1. Vegetação de porte alto a médio, cobertura total do terreno.	a) Floresta	0,00004
	b) Vegetação secundária	0,00004
	c) Cerradão	0,00004
	d) Reflorestamento	0,0001
		0,01035
2. Vegetação de porte médio a baixo, cobertura total do terreno.	a) Cobertura residual	0,0007
	b) Cerrado	0,0007
	c) Cultura permanente	0,02
	d) Cana-de-açúcar	0,05
3. Vegetação de porte médio a baixo, cobertura parcial do terreno.	a) Cobertura residual	0,25
	b) Cultura perene	0,25
		0,01
4. Vegetação de porte baixo a rasteiro, cobertura total do terreno.	a) Cobertura residual	0,01
	b) Pastagem	0,01
	c) Cultura temporária	0,20
	d) Campo cerrado	0,01
	e) Campo natural	0,01
		0,10
5. Vegetação de porte baixo a rasteiro, cobertura parcial do terreno.	a) Cobertura residual	0,10
	b) Pastagem	0,10
	c) Cultura temporária	0,20
		0,0000001
6. Ocupações naturais diversas	a) Várzea	0,0000001
	b) Espelho d'água	0,0000001
		0,0000001
7. Ocupações antrópicas diversas.	a) Área urbana	0,0000001
	b) Estrada	0,0000001

4 RESULTADO E DISCUSSÃO

Os primeiros resultados apresentados dizem respeito aos dados da estação meteorológica instalada dentro da área da microbacia Córrego Agua Azul; em seguida ao processo de delimitação e caracterização morfológicas da microbacia; e por fim faz-se a comparação dos dados coletados no exutório da microbacia com as informações obtidas pela equação de perda de solo.

4.1 Dados da Estação Meteorológica

4.1.1 Temperatura

Os valores de médias anuais (a) e mensal (b) da temperatura máxima, mínima e médias para o período de 12 anos e variação média mensal (c) de 2011 das temperaturas máximas, mínimas e médias são apresentadas na Figura 16. As médias de temperaturas máximas, mínimas e médias foram de 32,7 °C; 18,1 °C e 25,4 °C, respectivamente, e a variação média entre a máxima e mínima para o período foi de 14,6 °C (Figura 16-a).

As maiores variações de temperatura, ao longo dos 12 anos avaliados, ocorreram nas temperaturas mínimas e entres os meses de maio e agosto. Isso pode ser comprovado pelos valores dos coeficientes de variação 4,0%, 17,5% e 5,9%; para as temperaturas máximas, mínima e média, respectivamente. O coeficiente de variação da amostra foi maior para os dados relacionados com a temperatura mínima – indicando assim, que a temperatura máxima tende a ser mais estável que a temperatura mínima. Observou-se, também, tendência de aumento de temperatura máxima para os meses agosto a outubro. Mesmo assim, a temperatura máxima teve distribuição mais uniforme durante o período, Figura 16–b e c.

Para o período de janeiro a dezembro de 2011 avaliado, as temperaturas: máxima, mínima e média foi de 32,5; 17,9; 25,4 °C e coeficientes de variação de 6,5%; 17,6% e 5,6%, respectivamente (Figura 16 – c). Os valores médios de temperaturas encontrados para o período de 2011 tiveram os mesmo comportamentos quando comparado com as médias de temperaturas referentes a 12 anos de avaliação. O maior valor do coeficiente de variação foi observado para as temperaturas mínimas, evidenciando que as maiores variações de temperatura na região estão relacionadas com os valores das temperaturas mínimas (Figura 16–b e c).

A redução da temperatura máxima para o período avaliado se deve, provavelmente, ao início do período chuvoso na região da microbacia. O inverso poderá ser verdadeiro para a temperatura mínima, que no período chuvoso permanece estável, variando mais no período da seca na região, que coincide com o período de maio a setembro.

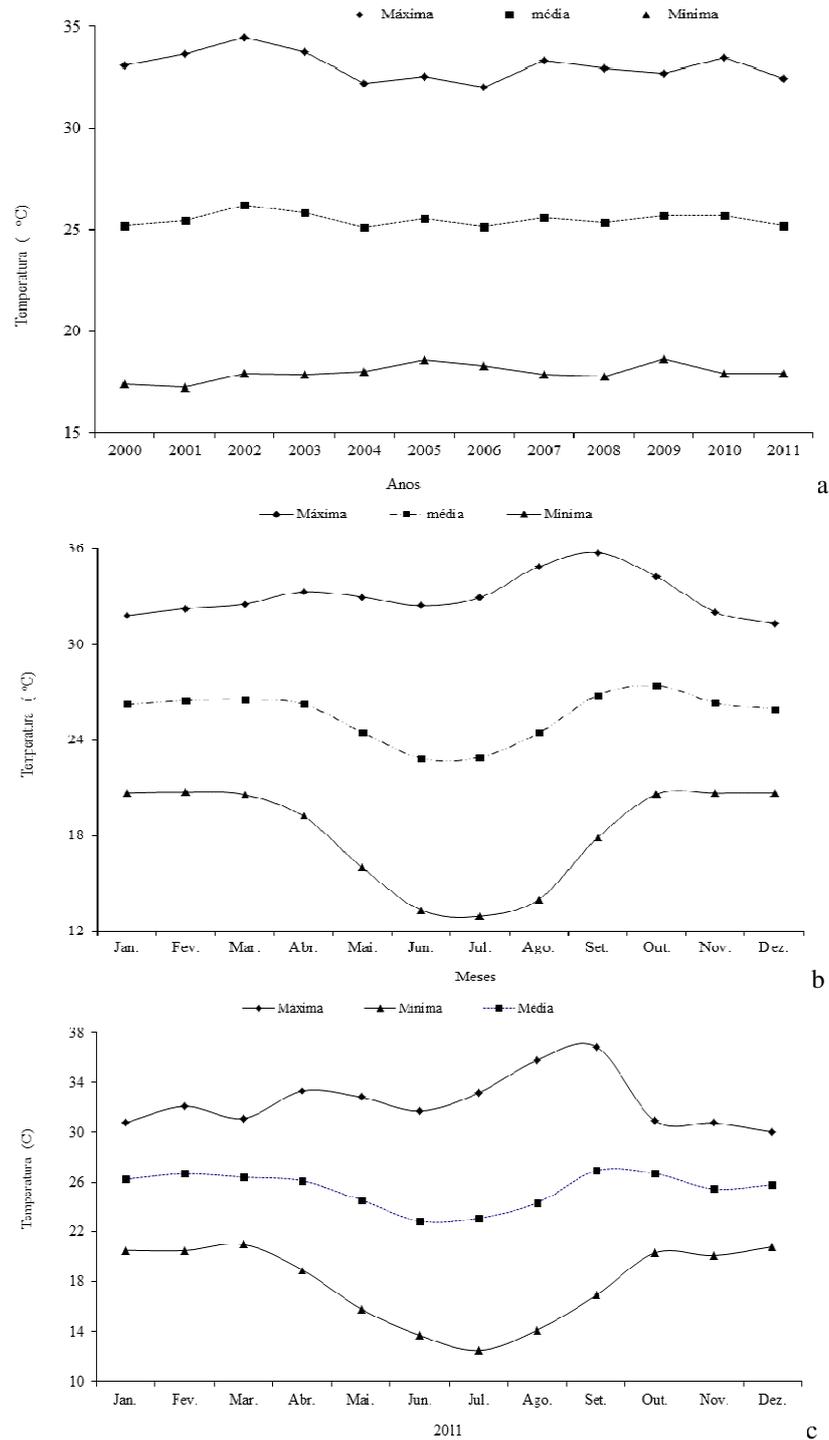
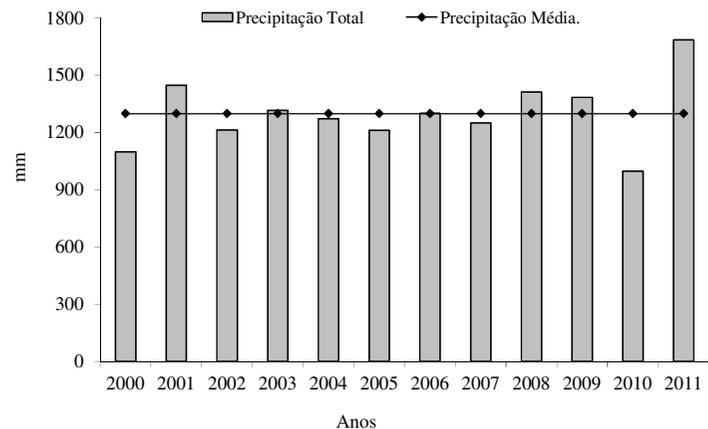


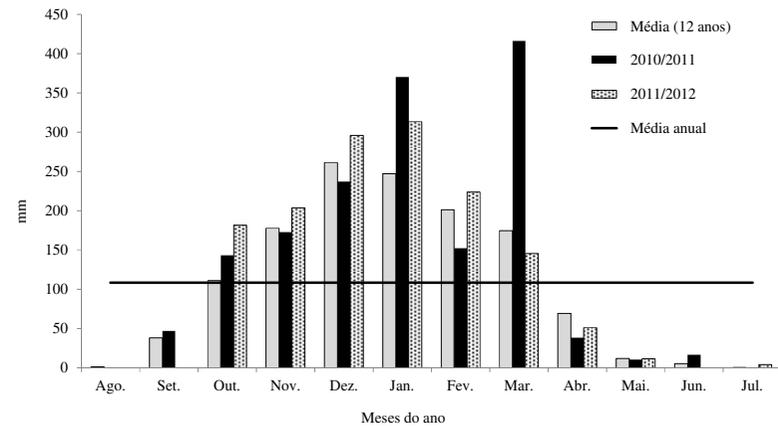
Figura 16. Temperaturas médias anuais (a), mensal (b) referente ao período de 12 anos. Temperatura média mensal do período avaliado – 2011 (c).

4.1.2 Precipitação

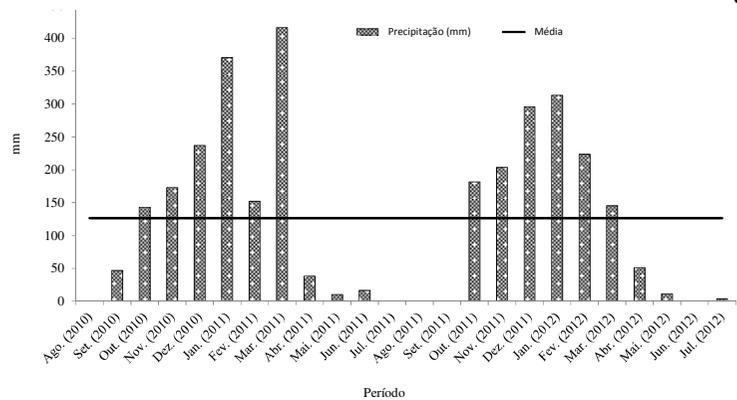
A precipitação pluviométrica média (Figura 17), para série histórica de 12 anos (INPE e SIMEHGO), da estação meteorológica, foi 1.298,4 mm; coeficiente de variação de 13,6% indicando baixa dispersão das médias de precipitação anual (Figura 17-a). Com 98,6% entre setembro a abril (oito meses) e de outubro a março (seis meses) com média de precipitação mensal maior que 100 mm, com percentual de 89,6% (Figura 17-b).



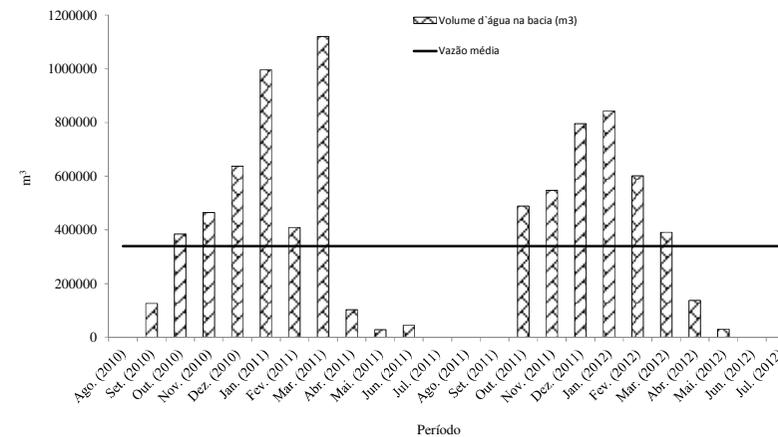
a



b



c



d

Figura 17. Precipitação histórica para a área da microbacia.

Total anual para o período de 12 anos (a); média mensal (b) para o período de 12 anos comparado com a precipitação ocorrida nos anos de 2010/2011 e 2011/2012; distribuição da precipitação para o período de 2 anos (c); volume de água precipitado na microbacia (d).

Avaliando os dados de distribuição de chuva média mensal e a média anual para o período de doze anos (2000 a 2011), constatou-se que a precipitação nos meses de outubro a março, para o ano de 2011, está acima da precipitação média anual histórica. A precipitação total, bem como a média anual para o mesmo ano (2011), foram de 1.684,5 mm e 140,4 mm, respectivamente (Figura 17-b). Destaca-se a alta intensidade pluviométrica ocorrida nos meses de janeiro e março do ano de 2011, que superou a média histórica relativa aos 12 anos estudados, com valor de precipitação de 416,25 mm, superando a média histórica em 138%.

Segundo relato de moradores da região, a última ocorrência de chuva com tal intensidade de precipitação; foi observada somente no ano de 1980. Nesse ano, o Rio das Almas transbordou, inundando várias residências na cidade de Ceres. A ocorrência de chuva com intensidade semelhante se repetiu em março de 2011. A distribuição da precipitação dentro da área da microbacia não teve distribuição contínua. Houve período sem ocorrência de chuvas entre julho e setembro. A precipitação no período da seca apresentou valores baixos, próximos à zero (Figura 17-c e d).

Considerando a distribuição das chuvas no período com relação às quinzenas dos meses do ano, observou-se que as quinzenas do mês de janeiro, a primeira de fevereiro e as duas de dezembro superaram a média anual de 106,14 mm para o período de 2000 a 2011, Figura 18-a.

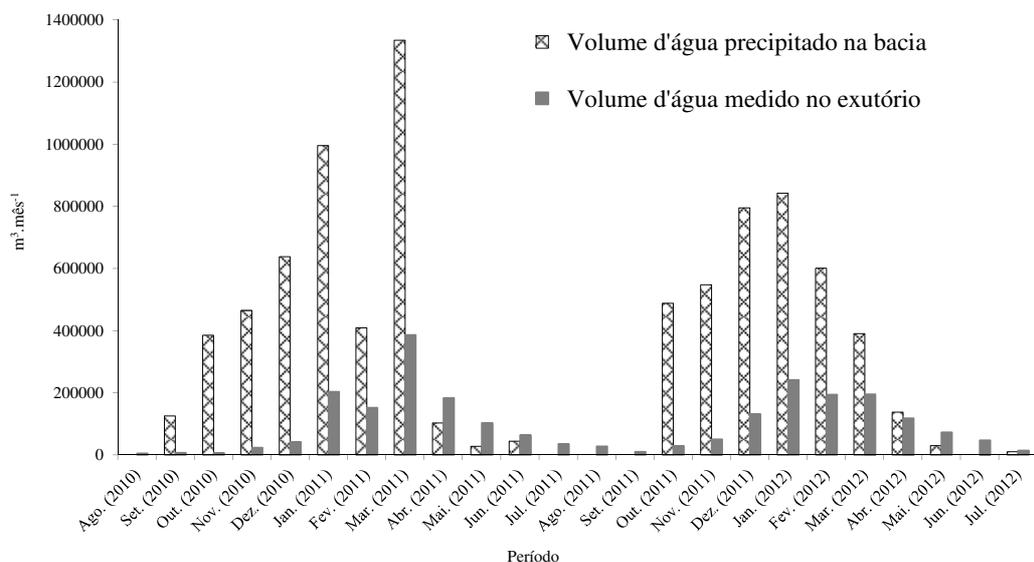
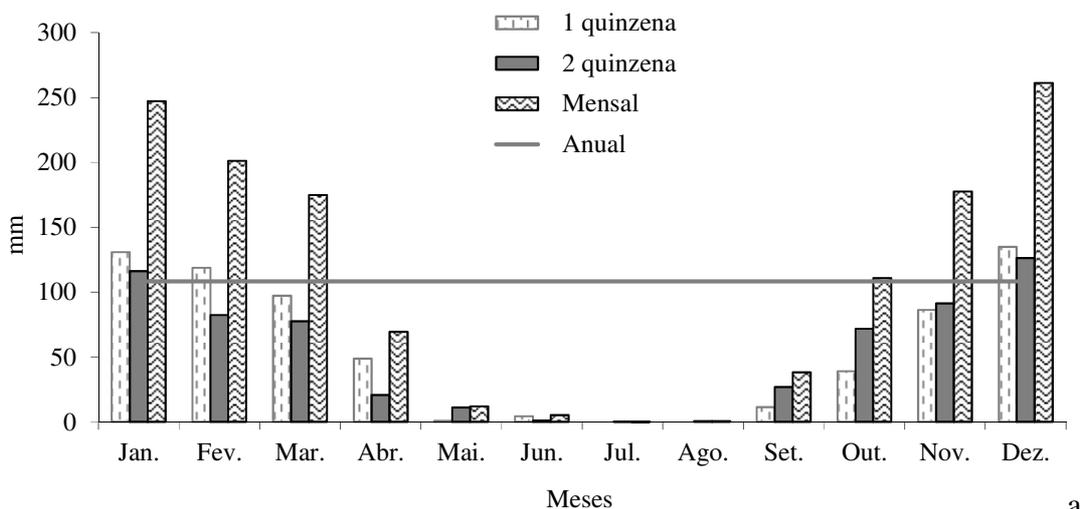


Figura 18. Valor médio das precipitações pluviométricas quinzenais (a) período de 12 anos – 2000 a 2011; e vazão medidas no exutório (b) da microbacia.

Comparando o volume de água adicionado na microbacia (via precipitação) com os volumes de água medidos no exutório, observaram-se dois momentos distintos. No primeiro, o volume de água precipitado foi maior que o medido no exutório de setembro a março (2010 – 2011; 2011 – 2012). No segundo momento, volume superior aos valores medidos na estação meteorológica³ apresentou-se de abril a agosto (2010 – 2011; 2011 – 2012), Figura 18–b. O volume de água precipitado na microbacia é influenciado pela infiltração de água para abastecimento do lençol freático e dos canais de drenagem, evapotranspiração, escoamento superficial e subsuperficial (CHRISTOFOLETTI, 1970; TONELLO et al., 2006).

A partir da relação volume precipitado e o medido no exutório, pode-se fazer a distinção do período da chuva com o período da seca considerando o volume de água que passa pelo exutório da microbacia, da seguinte maneira: estação da chuva quando o volume de água medido oriundo da precipitação pluviométrica for maior que de água medido no exutório; e estação da seca quando o volume de água medido no exutório for maior que o de água oriundo da medição da estação meteorológica. Com esse conhecimento é possível montar equações que correlacione perda de sedimento com a vazão medido no exutório para essa microbacia.

4.2 Resumo das Características Morfológicas da Microbacia

Os resultados da caracterização da microbacia em estudo encontram-se apresentados na Tabela 14. Avaliando os resultados obtidos, de forma geral, pode-se afirmar que a microbacia possui tendência mediana a enchentes, em condições normais de precipitação. Esse resultado foi confirmado pelo cálculo do coeficiente de compacidade (K_c) que indicou que a microbacia possui forma alongada. O fator forma (K_f), por sua vez, apresentou valor baixo indicando que a microbacia é pouco susceptível a enchentes.

Segundo Garbossa (2003), quanto mais o valor do K_f afastar-se da unidade, mais diferente do círculo será a bacia. Em bacias com altos índices de circularidade, a concentração do fluxo hídrico é mais rápida, tendo, portanto, maior energia erosiva. Avaliando esses dois fatores pode-se afirmar que a microbacia em estudo possui tendência à forma alongada e não circular (VILELLA; MATTOS, 1975; CARDOSO et al., 2006).

O índice de conformação (I_c) e circularidade (IC) são outras maneiras de indicar a forma da microbacia. Uma vez que nessa microbacia houve distanciamento do valor da unidade para menos, ou da forma do quadrado, o I_c indica menor propensão a enchentes. Segundo a classificação proposta por Schumm (1956), a microbacia tem propensão a ser mais circular favorecendo os processos de inundação (picos de cheias), considerando que o valor do IC foi maior que 0,5. Isso pôde ser comprovado no campo, por meio do registro de transbordamento do vertedor instalado, possivelmente em função do período, do índice pluviométrico e, ou pelo dimensionamento do vertedor.

A densidade de drenagem para a microbacia, conforme o resultado obtido, está entre 0,5 e 3,5 km.km⁻², classificada como média (LINSLEY et al., 1975); o que indica a presença de solos permeáveis, propendendo à predominância da infiltração sobre o escoamento superficial, e relevo plano a suavemente ondulado. Para manter um quilômetro linear de canal, mediante o resultado obtido pelo coeficiente de manutenção de canais de uma microbacia, é necessário 1,25 km².km⁻¹, considerado baixo (SCHUMM, 1956; CHRISTOFOLETTI, 1980). Outro índice relacionado à drenagem é o de sinuosidade do curso d'água (Sin). Consoante Jesus (2005), valores superiores a 2,0 são indicativos de canais sinuosos, com grande capacidade de acúmulo de sedimento. O resultado obtido nesse estudo

³ Estação meteorológica do Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais-INPE e Sistema de Meteorologia e Hidrologia do Estado de Goiás – SIMEGO (Estação 13, código 32359).

foi inferior a 2, sugerindo assim que há predominância de transporte, sedimentação ou erosão na microbacia estudada.

Quanto à declividade do canal (D_c), pode-se afirmar que a declividade foi baixa, e com vertente suave. A baixa declividade gera detritos menores e em pouca quantidade, o que facilita o transporte pelos rios (STRAHLER, 1964). Outra maneira de se avaliar a variação da declividade é através do número de rugosidade (G) e índice de rugosidade (I_r). No caso dessa microbacia, G aproximou do valor da amplitude altimétrica máxima, informando que a vertente não possui alta declividade e não é tão longa. Comportamento semelhante foi observado para I_r (CHRISTOFOLETTI, 1980).

Tabela 14 – Resultados obtidos da caracterização morfométricas da microbacia.

	Variáveis morfométricas	Unidade	Resultado
Forma			
	Área da microbacia (A)	m ²	2.689.907,00
	Perímetro (P)	m	7.800,62
	Coefficiente de compacidade (K_c)	-	1,33
	Fator forma (Índice de Gravelius) (K_f)	-	0,28
	Índice de conformação (I_c)	-	0,31
	Índice de circularidade (IC)	-	0,56
Drenagem			
	Densidade de drenagem (D_d)	km.km ⁻²	0,80
	Coefficiente de manutenção (C_m)	km ² .km ⁻¹	1,25
	Índice de sinuosidade do curso d'água (Sin)	-	1,23
	Tempo de concentração (T_c)	min.	281,74
	Extensão média do escoamento superficial (l)	m	310,93
	Extensão do curso d'água (L)	m	2.162,75
	Extensão Axial da bacia (L_{AX})	m	2.963,46
	Comprimento do talvegue do córrego	m	1.756,89
Relevo			
	Declividade média da microbacia (I)	%	6,54
	Declividade do canal (D_c)	%	1,58
	Elevação média da microbacia (E)	m	578,29
	Amplitude altimétrica máxima (H_m)	m	118,62
	Altitude da origem do canal d'água ($H_{origem canal d'água}$)	m	558,93
	Altitude do divisor d'água ($H_{divisor topográfico}$)	m	643,67
	Altitude do exutório ($H_{exutório}$)	m	525,05
	Número de rugosidade (G)	-	148,48
	Índice de rugosidade (I_r)	-	95,40
	Textura da topografia (Tt)	km	1,293

4.3 Vazão e Sedimento

4.3.1 Precipitação e perda de sedimento na bacia

Na Figura 19 são apresentados os valores de precipitações naturais, no lapso temporal de agosto de 2010 a julho de 2012, correlacionadas com as perdas de sedimento iguais ou maiores que $0,5 \text{ t.dia}^{-1}$ avaliadas no exutório da microbacia em estudo.

Comparando-se os valores da precipitação natural e perda de sedimento durante o período avaliado, observa-se que a microbacia apresenta quatro períodos distintos com relação à saída de sedimentos pelo exutório.

O primeiro período (julho a setembro) corresponde à baixa perda de sedimento sem ocorrência expressiva de precipitação natural; no segundo (outubro a dezembro) observa-se a ocorrência do reabastecimento do lençol freático, a saturação do solo e a perda de sedimento crescente e relativamente baixa, com perda menor que $0,5 \text{ t.dia}^{-1}$.

O terceiro período (março de 2011) corresponde à fase de maior incidência pluviométrica, na qual o solo encontra-se próximo da saturação e as maiores perdas de sedimento na microbacia ocorrem de janeiro a março, sendo observado com maior frequência perdas de sedimentos maiores que $0,5 \text{ t.dia}^{-1} \cdot \text{bacia}^{-1}$. No quarto período (abril a junho) observa-se o decréscimo da perda de sedimentos ao longo do tempo.

Ainda pelos dados apresentados (Figura 19), pode-se afirmar que no terceiro período, a lâmina pluviométrica precipitada foi superior em 2,86 vezes à lâmina pluviométrica precipitada em igual período do ano de 2012 e a perda de sedimento medido no exutório foi 8,50 vezes maior para o período avaliado.

Assim, fica evidente que a perda de sedimento dentro da microbacia tende a acompanhar a variação de precipitação ocorrida ao longo dos meses e dos anos, conforme verificado também nos estudos de Römken et al. (1977), Mutchler e Carter (1983) e Liebenow et al. (1990). Segundo Brayan (2000) e, Singh e Khera (2009), a erodibilidade e a perda de solo dentro de uma área possivelmente estejam correlacionadas com a variabilidade temporal, espacial e das classes de solos, não ficando restrito a um índice de respostas em eventos específicos de precipitação.

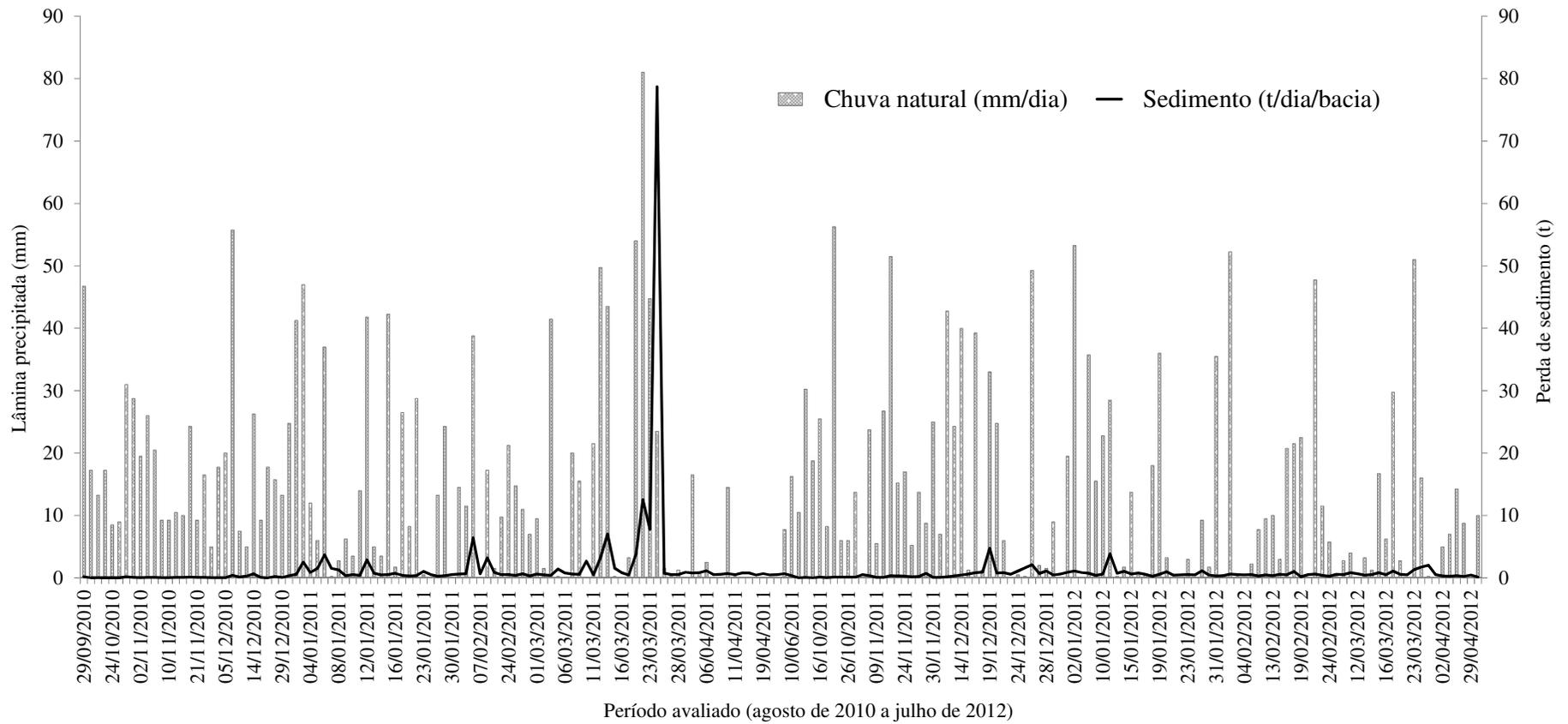


Figura 19. Distribuição da precipitação natural e perda de sedimento no exutório da microbacia, no período avaliado de dois anos.

4.3.2 Perdas de solo sob chuva simulada

A evolução da perda média de solo e perda de solo acumulado para as duas classes de solo que representam 80,3% da área total da área da microbacia, durante os 60 minutos de chuva simulada, com valor da energia cinética $1,12 \text{ KJ.m}^{-2}$, representando 96,3% da energia cinética natural para um único evento chuvoso, são apresentadas na Figura 20. Os valores de perda de solo para as duas classes de solo apresentaram variações distintas. Houve maior perda de solo na classe NITOSSOLO do que na do LATOSSOLO. A perda de solo médio para o NITOSSOLO e LATOSSOLO foi de $1,74$ e $0,27 \cdot 10^{-3} \text{ Mg.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$, respectivamente (Figura 20-a).

Os valores de perda de solo obtidos encontram-se dentro da faixa de resultados estabelecidos por Panachuki et al. (2011) em estudo de perda de solo e de água e infiltração em LATOSSOLO VERMELHO sob sistemas de manejo, e preparo do solo com grade aradora, observando perda de solo com variação de 0 a $48,80 \cdot 10^{-3} \text{ Mg.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$, mediante uso do simulador de chuva com precipitação de 60 mm.h^{-1} . Contudo, no estudo da microbacia houve valor de perda menor de LATOSSOLO, em média $0,27 \text{ t.ha}^{-1}.\text{h}^{-1}$. Pode-se dizer que o resultado obtido em relação à perda de NITOSSOLO, na microbacia, foi 6,32 vezes maior do que a perda de LATOSSOLO (Figura 20-b). A maior perda de solo evidenciado para classe NITOSSOLO está relacionado com a sua estrutura, ou seja, o arranjo das partículas primárias (areia, silte e argila) e, por apresentar estrutura forte e em blocos desde a superfície até a profundidade de $2,10 \text{ m}$ (Apêndice B e C). Assim, fica evidente que a estrutura do horizonte nítico condicionou não apenas a classificação do solo, mas também a infiltração de água no solo.

Já a taxa de infiltração de 6 mm.h^{-1} de água no NITSSOLO da área estudada foi, aproximadamente, em média 5 vezes menor que no LATOSSOLO ($28,5 \text{ mm.h}^{-1}$). Tanto a perda de solo, quanto a taxa de infiltração no NITOSSOLO, apresentaram tendência de decréscimo nos primeiros 20 minutos e aparentemente se estabilizou a partir deste ponto. No entanto, o LATOSSOLO não apresentou o mesmo comportamento, a perda de solo e a taxa de infiltração ficaram praticamente constantes. Estes resultados demonstram coerência na classificação do solo, na utilização do simulador de chuvas e boa estabilidade dos agregados do solo.

O LATOSSOLO tende a apresentar mais agregados estáveis que o NITOSSOLO, apresentando, assim, maior infiltração (EVANS, 1980; THORNES, 1980; DE PLOEY; POESEN, 1985; GUERRA, 1996). No entanto, a estabilidade dos agregados estabelecida pela presença de matéria orgânica, os óxidos de Fe (hematita e goethita) e Al (gibsite) possuem papel fundamental na erodibilidade dos solos. A água infiltra mais rapidamente em solos que têm agregados maiores e mais estáveis, e, por conseguinte diminui a produção de escoamento superficial (*runoff*) (THORNES, 1980).

Para o LATOSSOLO VERMELHO da área em estudo, a taxa de infiltração estável (TIE) determinada com o uso do simulador de chuva foi, em média, de $28,5 \text{ mm.h}^{-1}$; valor semelhante ao encontrado por Panachuki et al. (2011) em seus estudos. O valor da TIE para essa classe de solo ficou acima do valor foi de $14,5 \text{ mm.h}^{-1}$ em sistema de plantio convencional para o solo classificado como LATOSSOLO VERMELHO Distroférrico, encontrado por Alves Sobrinho et al. (2003).

Na microbacia em estudo, como o simulador de chuva foi implantado em parcelas sem vegetação, pode-se fazer uma comparação parcial dos resultados, com os encontrados por Alves Sobrinho et al. (2003); tendo em vista que preparo convencional do solo envolve toda uma dinâmica de movimentação de massa e reorganização dos espaços porosos do solo. Com o tempo, solos cultivados tendem a ter sua estrutura original alterada pelo fracionamento dos agregados em unidades menores, com alteração na relação macro e microporos, reduzindo o

volume de macroporos e aumentando o de microporos, bem como a densidade do solo. Ainda assim, observa-se que o valor da TIE aqui encontrado foi cerca de 2 vezes maior que o valor encontrado por Alves Sobrinho et al. (2003). Segundo Bertol et al. (2001), os diferentes tipos de manejo e de cultivo do solo, alteram as propriedades físicas e podem manifestar-se de várias maneiras, influenciando no crescimento e desenvolvimento das plantas.

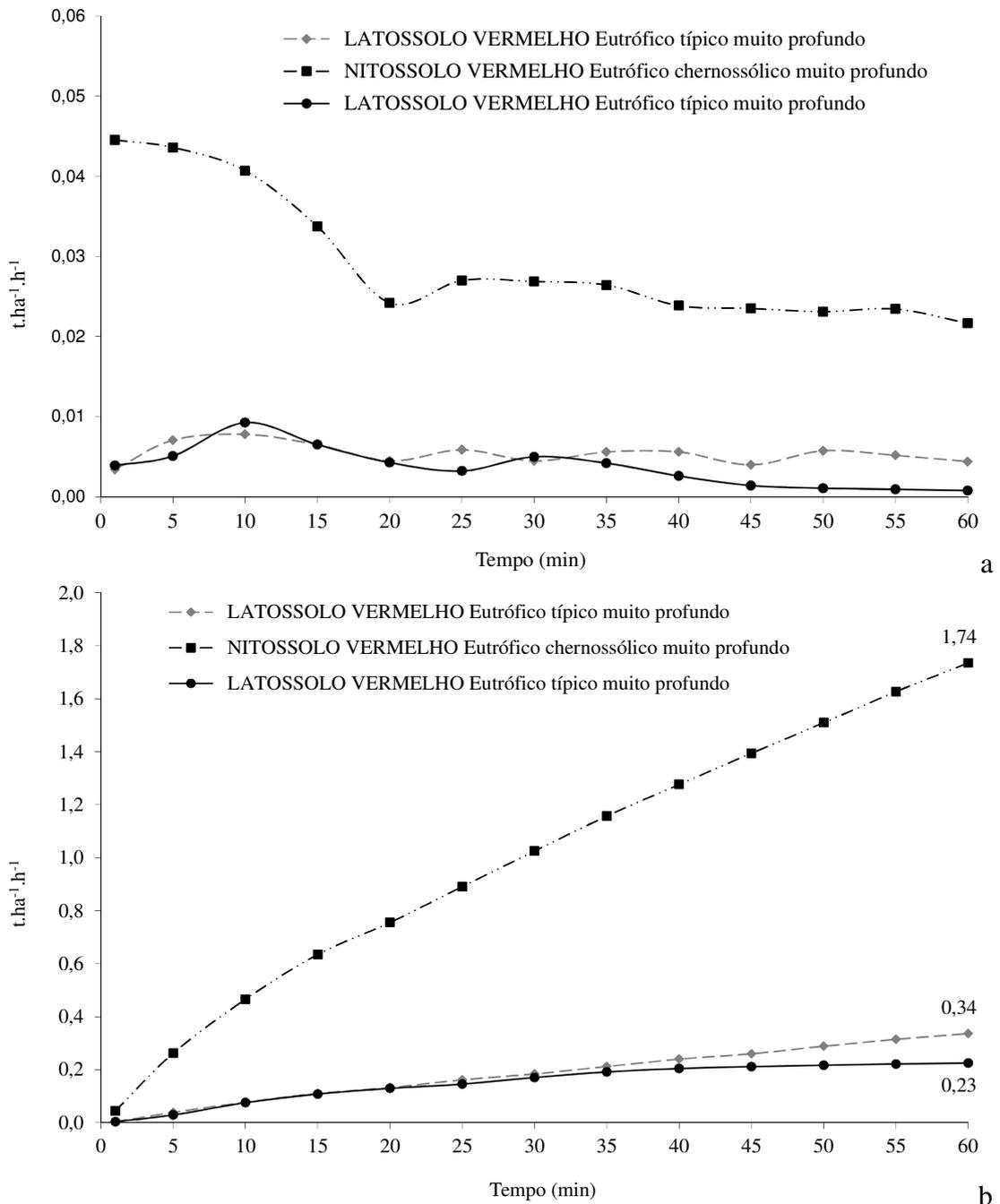


Figura 20. Perda de solo (a) e perda de solo acumulado (b), na microbacia, mediante simulador de chuva, analisadas no intervalo de 60 minutos.

Sales et al. (1999) encontraram valor de $56,6 \text{ mm.h}^{-1}$ para a TIE para o LATOSSOLO ROXO. Por outro lado, Silva e Kato (1998), obtiveram valores da TIE para LATOSSOLO VERMELHO-AMARELO, sem cobertura vegetal, variando 51 a 78 mm.h^{-1} . O valor da TIE,

determinado a partir dos resultados obtidos no estudo da microbacia, foi 2 vezes menor que o valor encontrado por esses autores.

Evidencia-se assim, que para cada região ou área de estudos há necessidade de pesquisas para determinação dos atributos físicos, químicos e morfológicos, posto que o processo de formação e degradação do solo é muito dinâmico, no espaço e no tempo.

4.3.3 Análise da erodibilidade – Fator “K” (Simulador de chuva)

A Tabela 15 apresenta os valores do fator K no NITOSSOLO e no LATOSSOLO da área estudada, determinados pelo método direto utilizando o simulador de chuva. O valor médio ponderado do fator K calculado em função da área de cada classe de solo foi de $0,0021 \text{ Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$. No entanto, os valores do fator K foram 7,80 vezes menor, na comparação destes valores entre o do LATOSSOLO e o do NITOSSOLO. Fato curioso observa-se na comparação do fator K obtido por Eduardo (2012), sob condições de chuva natural e simulada, em ARGISSOLO-VERMELHO-AMARELO – $0,0090 \text{ Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ e $0,00021 \text{ Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$; com os obtidos na microbacia, pois embora as duas classes de solos analisadas sejam de regiões tropicais, constatou-se que o valor do fator K determinado para o LATOSSOLO foi 2,31 vezes maior que o fator K do ARGISSOLO-VERMELHO-AMARELO. Essas diferenças podem ser atribuídas aos atributos morfológicos do solo, dentre eles desta-se a estrutura do solo; a agregação, a consistência e resistência ao cisalhamento, que geralmente dominam a resposta de erosão e influenciam o movimento d’água, a distribuição das forças erosivas e resistência ao arrastamento (BRAYAN, 2000; AMORIM et al., 2009).

Tabela 15 – Valores do Fator K no NITOSSOLO e no LATOSSOLO da microbacia, determinados por simulador de chuva.

Classes de solo analisadas	Fator K	Área (ha)	%
NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico	0,0039	0,9905	0,37
NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico	0,0039	63,7166	23,69
NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico chernossólico	0,0039	36,1681	13,45
LVe - LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico	0,0006	78,9468	29,35
LVd - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico	0,0005	36,3274	13,51
GXbe - GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico	-	10,4793	3,90
CXbe - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico	-	28,6116	10,64
Total	-	268,9907	100,00
Média	0,0026	-	-
Média Ponderada	0,0021	-	-
CV (%)	71,69	-	-

Valores de erodibilidade variando entre $0,002 \text{ Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ e $0,034 \text{ Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ foram encontrados para diversos LATOSSOLOS submetidos a experimentos com chuvas simuladas e natural (MONDARDO et al., 1978; ÂNGULO, 1983; TÁVORA et al., 1985; SILVA et al., 1986; MARTINS FILHO; PEREIRA, 1993; SILVA et

al., 1994a; SILVA et al., 2000). Já o valor do fator K de $0,011 \text{ Mg.ha.h.ha}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ foi encontrado para a classe de solo NITOSSOLO HÁPLICO Alumínico por Bertol et al. (2007).

As variações dos valores do fator K existentes para classes de solo podem ser atribuídas às diferenças de classes de solos, principalmente em virtude dos atributos mineralógicos, químicos, físicos e morfológicos (BRAYAN, 2000; AMORIM et al., 2009; BERTONI; LOMBARDI NETO, 2010). As diferenças existentes entre o fator K do LATOSSOLO e do NITOSSOLO estão associadas às particularidades de cada classe. Sabe-se que o LATOSSOLO possui as seguintes características: solos formados por material intensamente intemperizados, bem estruturados fisicamente conferindo boa permeabilidade e assim maior resistência ao processo erosivo.

4.4 Predição de Perda de Solo - USLE

4.4.1 Fator erosividade da chuva (R)

Na Tabela 16 são apresentados os valores de erosividade – média mensal e anual na microbacia estudada, calculada através das 10 equações⁴. Tendo em vista que as referidas equações representam diferentes modelos (linear e exponencial), para diversas regiões do Brasil⁵ (cujas numerações, expostas na Figura 5, correspondem também às das equações expostas na Tabela 16), é de se esperar que as diferenças sejam relativamente grandes entre os valores estimados. Comparando todas as equações, observa-se grande variação tanto na erosividade total quanto na média. De acordo com a classificação proposta por Carvalho (2008), as erosividades calculadas são classificadas como sendo muito baixa (Equações 1, 3 e 5), baixa (Equação 6), de média forte a forte (Equações 8, 9, 10 e 7), e de forte a muito forte (Equações 4 e 2).

As equações desenvolvidas para região 2 e 4, apresentadas por Silva (2001), proporcionaram valores de erosividade da chuva, sistematicamente maiores do que as demais ($9.583,3$ e $8997,1 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}.\text{h}^{-1}$, respectivamente). Por outro lado, nessa pesquisa, as equações 1, 3 e 5 foram as que apresentaram os menores valores ($1.238,4$; $963,5$ e $586,7 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}.\text{h}^{-1}$, respectivamente), enquanto que as equações 7, 8, 9 e 10 apresentaram valores de erosividade entre 5.000 e $8.000,00 \text{ MJ.mm.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}.\text{h}^{-1}$.

Considerando que nas diferentes classes de erosividade são encontrados modelos do tipo linear e exponencial, percebe-se que as causas das diferenças de estimativa de erosividade se justificam devido às diferenças nos parâmetros dos modelos de estimativa de erosividade, os quais são ajustados em função das características das chuvas onde os modelos foram desenvolvidos. No trabalho de revisão de erosividade da chuva para o Brasil feito por Oliveira et al. (2012) concluiu que as equações de erosividade da chuva não podem ser extrapoladas de forma generalizadas, podendo subestimar ou superestimar os valores de erosividade. Assim, a escolha de equação de erosividade da chuva para ser utilizada deve ser feita com cuidado e deverá basear-se em estudos do clima local.

⁴ Vide Tabela 10 – Equações para o cálculo da erosividade da chuva, na seção Material e Métodos, página 74.

⁵ Vide Figura 5: 1- Estado do Acre, Rondônia; parte do estado de Roraima, Amazônia, Mato Grosso e Pará; 2- estado do Tocantins; parte do estado do Pará, Roraima, Maranhão, Goiás, Mato Grosso, Mato Grosso do Sul, Minas Gerais, Bahia e Piauí; 3- estado Amapá; parte do estado do Pará e Maranhão; 4- parte do estado do Piauí, Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia e Minas Gerais; pequena parte do Mato Grosso e Mato Grosso do Sul; 5- estado do Espírito Santo; parte do Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe, Bahia, Minas Gerais e Rio de Janeiro; 6- parte do estado de Goiás, Minas Gerais, São Paulo, Rio de Janeiro e Bahia; 7- parte do Estado de São Paulo e Mato Grosso do Sul; 8- Estado do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul; as equações 9 e 10 foram criadas para a região de São Paulo, embora sejam adotadas em todo Brasil.

Tabela 16 – Precipitação e erosividade mensal na microbacia, período de janeiro de 2000 a dezembro de 2011.

Mês	Precipitação (mm)	Erosividade (EI ₃₀) – MJ.mm.ha ⁻¹ .h ⁻¹									
		Equações									
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Janeiro	247,0	219,5	2.404,5	171,9	2.058,4	120,5	128,3	1.751,5	1.057,1	1.777,0	1.669,3
Fevereiro	201,1	159,9	1.538,5	141,6	1.387,6	93,4	448,1	1.239,2	864,2	1.252,6	1.221,5
Março	174,7	131,2	1.133,7	124,2	1.064,3	78,4	378,2	978,0	753,3	986,1	986,6
Abril	69,3	56,7	152,3	54,6	226,2	24,9	124,0	206,4	310,6	204,7	242,4
Maiο	12,0	43,2	3,4	16,8	74,4	2,8	14,9	10,8	69,9	10,4	16,9
Junho	5,2	42,8	0,6	12,3	70,7	1,0	5,5	2,7	41,5	2,5	4,8
Julho	0,3	42,8	0,0	9,0	69,8	0,0	0,1	0,0	20,6	0,0	0,0
Agosto	1,2	42,8	0,0	9,7	69,8	0,2	0,9	0,2	24,5	0,2	0,5
Setembro	38,1	47,0	41,5	34,0	117,0	11,9	60,2	75,4	179,4	73,9	97,6
Outubro	110,8	78,3	422,0	82,0	469,9	44,6	218,4	454,8	485,0	454,8	494,3
Novembro	177,6	134,1	1.174,2	126,1	1.097,1	80,0	385,6	1.005,0	765,3	1.013,6	1.011,2
Dezembro	261,1	240,3	2.712,5	181,2	2.291,9	129,1	614,1	1.923,0	1.116,4	1.952,9	1.816,1
Total	1.298,4	1.238,4	9.583,3	963,5	8.997,1	586,7	2.378,4	7.647,0	5.687,8	7.728,7	7.561,3
Média	108,2	103,2	798,6	80,3	749,8	48,9	198,2	637,2	474,0	644,1	630,1
CV(%)	92,4	70,2	123,6	82,2	108,7	100,42	105,6	112,5	88,6	112,9	108,3
Amplitude	260,9	197,5	2.712,5	172,2	2.222,2	129,1	613,9	1.923,0	1.095,8	1.952,9	1.816,1

Fonte: Valores de precipitação obtidos a partir dos dados fornecidos pelo SIMEGO. ¹Oliveira Jr. e Medina (1990); ²Morais et al. (1991); ³Oliveira Jr. (1988); ⁴Silva (2001); ⁵Leprun (1981); ⁶Val et al. (1986); ⁷Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); ⁸Rufino et al. (1993); ⁹Lombardi Neto e Moldenhauer (1980); ¹⁰Nascimento (1998). As equações 9 e 10 foram criadas para a região de São Paulo, embora sejam adotadas em todo Brasil.

Na Figura 21 (cujas regiões representadas estão estabelecidas na nota 5) e Tabela 16 são apresentadas as médias mensais de chuvas para as regiões em que foram geradas as equações 1, 2, 3, 6, 7 e 8. Embora não estejam apresentadas as médias mensais de todas as equações, foi possível contemplar médias mensais de precipitação de equações que geram estimativas de erosividade classificadas desde baixa, média forte, forte, e muito forte.

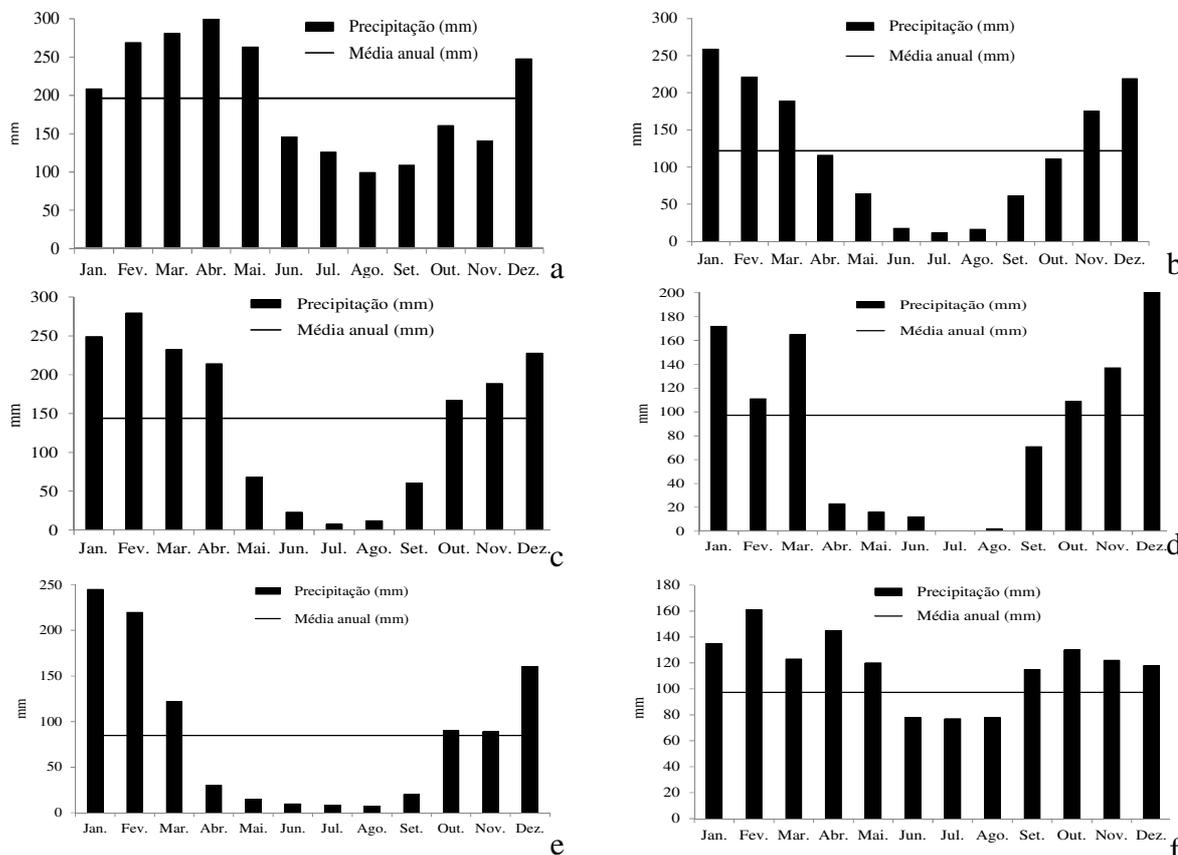


Figura 21. Precipitação média mensal para algumas regiões do Brasil utilizadas nos ajustes dos diferentes modelos de erosividade.

a) região 01; b) região 02; c) região 03; d) região 06; e) equação 07; f) região 08.

Observa-se grande variação na precipitação total e nos períodos de máxima e mínima precipitação, das regiões onde foram geradas as equações. Nota-se que a distribuição média mensal das chuvas da região da equação 6 (Sete Lagoas-MG) apresenta maior similaridade com a área deste estudo.

Não obstante, a distribuição de chuvas das regiões 1 e 3, as quais geram estimativas de baixa erosividade, apresentam padrão bastante distinto da área da microbacia estudada (maior média anual de precipitação e período seco menos marcante). Portanto, considerando que as equações 1 e 3 foram geradas em locais sabidamente diferentes, é de se esperar a inadequação da aplicação dessas equações na microbacia.

Durante o período de estudo da erosividade através das avaliações do quadrimestre mais erosivo, para o período de 12 anos, concluiu-se que o quadrimestre de novembro a fevereiro correspondeu a 77,6% do total anual. A menor erosividade foi encontrada no quadrimestre maio a agosto – 0,2% do total anual. A soma total da erosividade, no intervalo de abril a novembro, foi de 22,4%; indicando assim, que praticamente todo o processo erosivo e perda de solo, dentro da microbacia, estão concentrados num curto período de tempo, de aproximadamente 4 meses (Tabela 17). A variação sazonal hidrológica, ao longo do ano, dentro da microbacia ficou caracterizada para o período estudado de 12 anos.

Tabela 17 – Quadrimestre em que as chuvas possuem maior erosividade na microbacia.

Quadrimestre mais erosivo	% (soma dos meses) em relação ao total anual.	
	Média de 12 anos	Ano de 2011
Jan-Fev-Mar-Abr	54,6	68,1
Fev-Mar-Abr-Mai	31,7	44,6
Mar-Abr-Mai-Jun	15,6	39,5
Abr-Mai-Jun-Jul	2,8	0,7
Mai-Jun-Jul-Ago	0,2	0,2
Jun-Jul-Ago-Set	1,0	0,1
Jul-Ago-Set-Out	6,8	7,0
Ago-Set-Out-Nov	20,0	15,6
Set-Out-Nov-Dez	45,2	31,7
Out-Nov-Dez-Jan	67,3	55,3
Nov-Dez-Jan-Fev	77,6	53,5
Dez-Jan-Fev-Mar	77,2	83,8

Essa variação sazonal pode ser confirmada pelo alto valor do CV para a precipitação pluviométrica, que foi de 92,4%, o que evidencia variação expressiva do total anual para o período considerado. No período experimental de 2011, o CV obtido foi 114,3%, indicando variação hidrológica mais expressiva ao longo do ano, quando comparado com o CV da média dos 12 anos. Observou-se também que o quadrimestre mais erosivo, para esse período, foi de dezembro a março, correspondendo a 83,8% do total anual. Por outro lado, o menos erosivo foi o de junho a setembro, correspondendo apenas a 16,2% do total anual.

A variação no valor do CV observado para a microbacia pode ser explicada pela alta intensidade pluviométrica, principalmente, no mês de março de 2011, com valores 2,8 vezes acima da média para o período de 12 anos. Segundo relato de moradores da região, chuva de tamanha intensidade nesse mês só tinha sido observada no ano de 1980 (Figura 22).

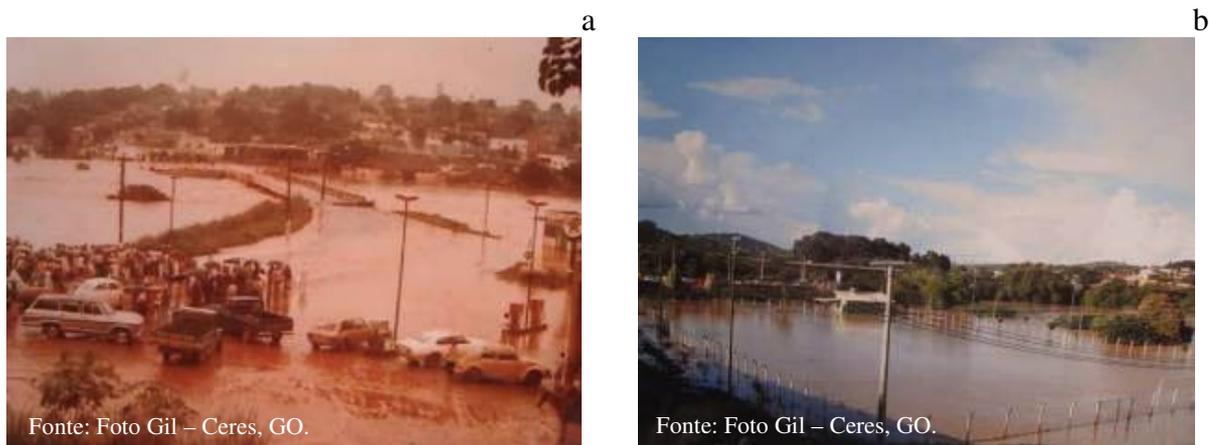


Figura 22. Inundação registrada na cidade de Ceres-GO ocorrida no ano de 1980 (a) e 2011 (b).

4.4.2 Fator erodibilidade do solo – Fator “K”

a) Forma indireta – amostra de terra coletadas aleatoriamente

O valor da erodibilidade média obtida pela equação proposta por Renard et al. (1997) foi utilizada com base nos resultados das análises de porções de terras obtidas do laboratório de Solo do Instituto Federal Goiano – Campus Ceres, foi de $0,047 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$ (Figura 23).

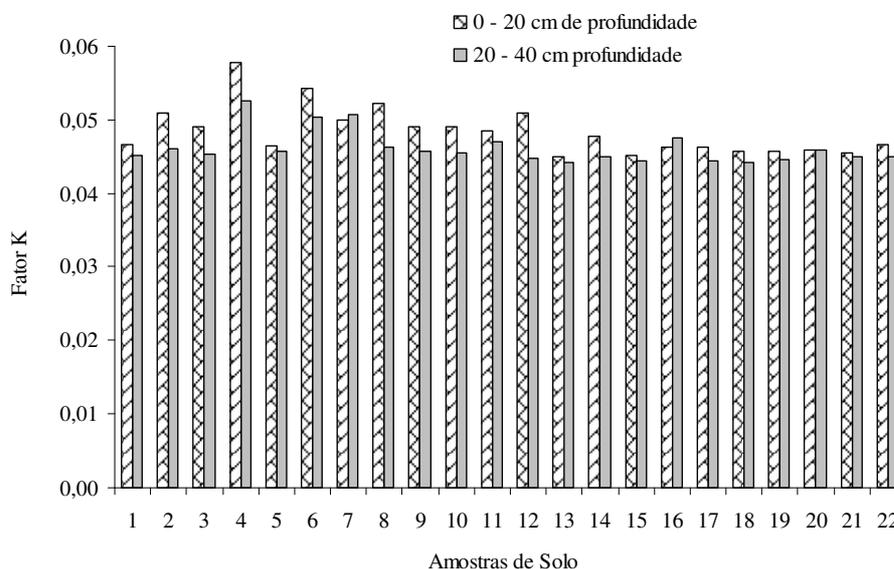


Figura 23. Valores do Fator K ($\text{Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$) para as diferentes profundidades de solo em 22 amostras coletadas na microbacia.

Quando se calculou a média do fator K para as diferentes profundidades, nas 22 amostras coletadas para esse fim, de 0 a 0,20 m; e 0,20 a 0,40 m, os valores encontrados foram de 0,048; e $0,046 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$; com CV de 6,76; e 4,83%, respectivamente (Figura 23). Houve diferença significativa, de 5%, entre as duas médias de profundidade, pelo teste t, indicando assim, maior propensão da camada superficial aos processos erosivos.

O fator erodibilidade do solo está associado ao tipo de solo e é influenciado diretamente pela velocidade de infiltração, permeabilidade e capacidade total de

armazenamento de água. Bem como pela resistência das forças de dispersão, salpico, abrasão, transporte pela chuva e escoamento (ARAÚJO JUNIOR, 1997; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1985).

Os valores do fator K apresentaram leve tendência a maiores valores nas profundidades de 0 a 0,20 m do que na de 0,20 a 0,40 m (Figura 23). De acordo com o modelo matemático proposto (USLE) e o teste de média, os primeiros 0,20 m de profundidade foram mais susceptíveis a sofrerem os efeitos erosivos da chuva.

O mesmo valor do fator K ($0,048 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$) foi encontrado para a camada superficial do solo, com a utilização dos dados de texturas obtidas pelas análises das amostras coletadas nos perfis abertos dentro da área da microbacia. Assim, evidenciou-se que pela equação proposta por Renard et al. (1997) para o cálculo do fator K, basta realizar boa amostragem de terra da camada superficial do terreno e realizar a análise das frações granulométricas (areia, silte e argila).

b) Fator “K” de forma indireta – amostras oriundas dos perfis

A Tabela 18 apresenta os resultados do fator K da microbacia estudada determinados pelo método direto (simulador de chuvas) e indiretos (pelas equações dos autores especificados a seguir). Os maiores valores, independentemente da classe de solo avaliada, foram determinados pela equação proposta por Renard et al. (1997), seguidos dos obtidos pela equação proposta por Chaves (1996).

Os valores de K determinados pelas equações Nomograma proposta por Wischmeier e Smith (1978) e Bouyoucos (HUDSON, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990) ficaram em terceiro e quarto lugar, em ordem de grandeza. O menor valor de K foi determinado pelo método direto, independentemente da classe de solo avaliada, que pode ser explicado pela diferença existente entre a erosividade da chuva simulada e a chuva natural. Isso ocorre porque em condições naturais não é comum ocorrer uma chuva com intensidade de 45 mm.h^{-1} durante 60 min.

O resultado da equação para o cálculo do fator K proposta por Chaves (1996) indicou ser dependente do teor de carbono orgânico (CO) do solo. Classe de solo que teve baixo teor de carbono orgânico como resultado, nas análises de solo apresentou fator K negativo, como exemplo é possível citar a classe de solo CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico (Tabela 18). Considerando somente os resultados positivos, os valores do fator K variaram de $0,004$ a $0,020 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$, com uma amplitude de $0,016 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$, valor da média ponderada de $0,015 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$, e com novo coeficiente de variação de 49,66%. O valor de erosividade foi classificado de baixo a médio ($0,0150$ a $0,0300 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$). Nesse caso, o uso dessa equação, deverá ser realizado com cautela, uma vez que é necessário observar os níveis de carbono orgânico existentes no solo.

A erodibilidade do solo obtida pela equação do nomograma proposto por Wischmeier e Smith (1978), apresentou o terceiro maior valor, em média ponderada. Os valores do fator K variaram de $0,006$ a $0,030 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$, com amplitude de $0,024 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$, média ponderada de $0,013 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$, e com CV de 51,34%. O alto valor de CV pode ser explicado pela maior sensibilidade da equação do nomograma proposto por Wischmeier e Smith (1978) às diferentes classes de solos. Por esses cálculos o valor de erodibilidade foi classificado de muito baixo a médio ($<0,009$ a $0,0130 \text{ Mg.ha.h.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$).

Tabela 18 – Classes de solo da microbacia, correlacionados com diferentes tipos de valores de K.

Classificação	Fator K (Mg.ha.h.h ⁻¹ .MJ ⁻¹ .mm ⁻¹)					Área	
	Renard et al. (1997)	Chaves (1996)	Nomograma	Bouyoucos	Simulador de chuva	(ha)	%
NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico	0,045	0,011	0,014	0,014	0,0039	36,1681	13,4
NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico	0,046	0,026	0,015	0,012	0,0039	63,7166	23,7
NVe - NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico chernossólico	0,048	0,003	0,021	0,006	0,0039	0,9905	0,4
LVe - LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico	0,047	0,025	0,008	0,009	0,0006	78,9468	29,3
LVd - LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico	0,046	0,018	0,006	0,008	0,0005	36,3274	13,5
CXbe - CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico	0,049	-0,015	0,023	0,010	-	28,6116	10,6
GXbe - GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico	0,047	0,023	0,030	0,009	-	24,2297	9,0
Total						268,9907	100
Média ponderada	0,044	0,015	0,013	0,010	0,0021		
CV (%)	3,07	351,60	50,61	27,49	71,69		

Na equação de Bouyoucos, o fator K determinado apresentou o quarto maior valor médio. E esses valores variaram de 0,006 a 0,014 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, com amplitude de 0,009 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, média ponderada de 0,010 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, e com CV de 28,97%. O alto valor do CV calculado pela equação de Bouyoucos pode ser compreendido pela mesma explicação dada ao alto valor de CV do fator K obtido pela equação do nomograma proposto por Wischmeier e Smith (1978). A erodibilidade de solo foi classificada como muito baixa a baixa (<0,009 a 0,0150 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹).

Avaliando a erodibilidade do solo através do simulador de chuva observou que os valores do fator K variaram de 0,0005 a 0,0039 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, com amplitude de 0,0034 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, média ponderada de 0,0026 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, e com CV de 71,69%. O alto valor de CV pode ser explicado pela maior sensibilidade da metodologia na determinação do fator K para as diferentes classes de solo. E de acordo com as classes de erodibilidade do solo o fator K determinado pelo simulador de chuvas, foi classificado como muito baixo (<0,009 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹).

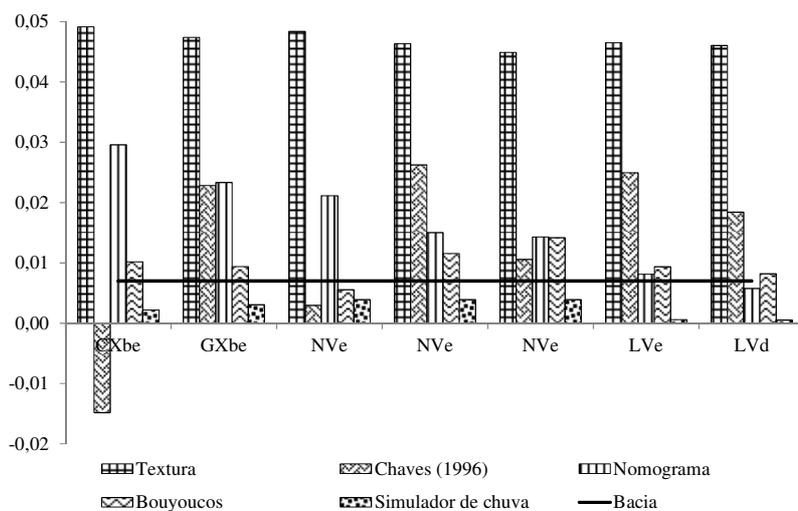
c) Comparação dos fatores K com as classes de solo.

A Figura 24-a mostra que as classes de LATOSSOLO foram aquelas que proporcionaram sempre os menores valores do fator K, com exceção do valor obtido pela equação proposta por Renard et al. (1997) (DGM – Textura) que foi praticamente constante para todas as classes de solos. A equação proposta por Chaves (1996) superestimou os resultados do valor do fator K para as classes de solo LATOSSOLOS, NITOSSOLOS e GLEISSOLOS, e subestimou-o para a classe de solo CAMBISSOLO, quando comparado com o resultado obtido pelo simulador de chuva.

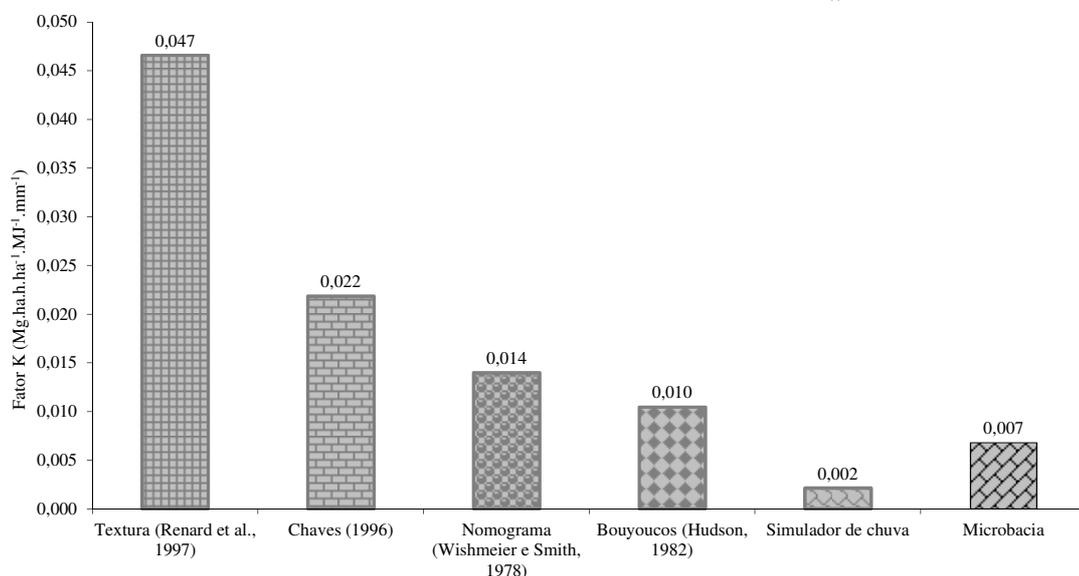
O valor negativo do fator K pode estar relacionado ao baixo valor de Carbono Orgânico (CO), que na equação proposta por Chaves (1996) aparece como um divisor. Essa equação não é apropriada para solos que possuem baixos valores de Carbono Orgânico, uma vez que quanto menor o valor de CO, maior será o resultado negativo esperado do valor do fator K.

Os resultados do valor do fator K obtidos pela equação do nomograma proposta por Wischmeier e Smith (1978) foram sempre maiores em relação às equações propostas por Chaves (1996), Bouyoucos (HUDSON, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990), com simulador de chuva e microbacia, independentemente da classe de solo, quando comparados com o valor determinado a partir dos dados do simulador de chuva. A maior diferença foi observada para o LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico (LVe) e LATOSSOLO VERMELHO Distrófico (LVd), que apresentaram uma diferença de 12 e 14 vezes menor em relação aos fatores analisados na Figura 24-a. O valor do fator K obtido para a classe do NITOSSOLO foi cerca de 4,3 vezes menor, quando comparado com o fator K obtido pelo nomograma. Essas tendências também foram observadas quando se comparou o valor do fator K obtido pela equação de Bouyoucos (HUDSON, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990) com os resultados do fator K determinados pelo simulador de chuva. Estes valores foram 3 e 16 vezes menores para as classes dos NITOSSOLOS e LATOSSOLOS.

Comparando os valores do fator K determinados pela equação do nomograma com os valores determinados pela equação de Bouyoucos, observaram-se resultados semelhantes para a classe dos LATOSSOLOS e NITOSSOLOS. Dentro da classe do NITOSSOLO houve diferença para a classe de solo que apresentou maior teor de areia em detrimento do menor teor de argila analisado. O valor do fator K determinado para as classes de solo GLEISSOLO e CAMBISSOLO foi de 2 a 3 vezes menores, quando se comparou o resultado obtido pela equação do nomograma proposta por Wischmeier e Smith (1978) a equação de Bouyoucos (HUDSON, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990).



a



b

Figura 24. Fatores K determinados para as classes de solo

(a) e valores médios de K obtido por diferentes metodologias (b) para a microbasia.

Segundo Foster (1982), a diferença existente dos valores de erodibilidade para as distintas classes de solos ocorre devido às condições intrínsecas desses solos, em função das suas características, propriedades físicas, químicas e mineralógicas.

Considerando o valor médio ponderado pelo fator K em relação às diferentes classes de solo dentro da área da microbasia (conforme mapa da Figura 25-a), é possível observar que o maior valor do fator K foi obtido pela equação proposta por Renard et al. (1997) e o menor, pelo método direto (simulador de chuva) (Figura 24-b). Neste a erodibilidade determinada foi superestimada, o que está de acordo com os resultados encontrados por Marques et al. (1997). Mesmo se encontrando numa posição intermediária e sendo amplamente utilizado em todo o mundo (SINGH; KHERA, 2009), o nomograma proposto por Wischmeier et al. (1971) é de uso desaconselhável em países de clima tropical, pois ele geralmente superestima os valores de K nestas condições (LO et al., 1985). Uma hipótese para esse comportamento advém do fato de não considerar o efeito dos óxidos de ferro e alumínio, principais agentes cimentantes das partículas em solos de regiões com clima tropicais e, o tipo de estrutura presente em cada classe de solo.

Alguns valores do fator K são citados na literatura e variaram de 0,0001 a 0,057 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, com amplitude de 0,0569 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. O maior valor do fator K foi observado para a classe dos LATOSSOLOS determinado pela equação de Bouyoucos (MANNIGEL et al., 2002) e o menor valor de K encontrado foi de 0,0001 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹ para essa mesma classe de solo, utilizando parcela de perda de solo e chuva natural (DA SILVA et al., 2011). Os valores de erodibilidade obtidos utilizando o simulador de chuva para a classe dos LATOSSOLO foram semelhantes ao resultado apresentado por Da Silva et al. (2011).

O valor do fator K para a classe de solo LATOSSOLO (K = 0,0006 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹) encontrado diferiu dos resultados obtido por Denardin (1990), Hernani et al. (1997), Ribeiro e Alves (2007), Araújo et al. (2011), que encontraram erodibilidade dos solos com horizonte B Latossólico variando de 0,002 a 0,015 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, sendo 3 vezes menor que o fator K encontrado para o LATOSSOLO da microbacia. Martins et al. (2011), estudando a erodibilidade do solo da região dos Tabuleiros costeiros (Aracruz-ES), encontrou valores semelhantes para outras classes (ARGISSOLO AMARELO textura média/argilosa, PLINTOSSOLO HÁPLICO, ARGISSOLO AMARELO HÁPLICO moderado, rochoso – 0,007 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹; 0,017 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹; e 0,0004 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, respectivamente).

Para a classe do NITOSSOLO, o valor de erodibilidade do solo encontrado foi de 0,0039 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹, utilizando o simulador de chuva, em parcela de solo. Na Tabela 4, foram apresentados alguns valores de K para NITOSSOLO obtidos pela equação do nomograma e Bouyoucos, esses valores variaram de 0,0027 a 0,0355 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. Os valores de K determinados para a microbacia, pelos métodos de Bouyoucos e nomograma, estão próximos aos valores referenciados na literatura.

d) Distribuição espacial do fator K – nomograma

Pelo nomograma proposto por Wischmeier e Smith (1978), a classe de solo que apresentou menor valor médio do fator K foi o LATOSSOLO VERMELHO e o maior valor médio de K foi apresentado pela classe de solo GLEISSOLO HÁPLICO, sendo 0,016 e 0,049 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹. Já a classe do NITOSSOLO VERMELHO e CAMBISSOLO HÁPLICO apresentaram valores intermediários quando comparados ao fator K de 0,022 e 0,037 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹ (Figura 25 a e b).

Bertol et al. (2007) determinaram o fator K do solo para o NITOSSOLO HÁPLICO alumínio de 0,011 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹ calculado usando a razão entre os valores anuais de perda de solo e do índice de erosividade das chuvas e de 0,012 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹ estimado por meio de regressão linear simples entre estas duas variáveis. O valor encontrado para o NITOSSOLO pelo nomograma foi o dobro do valor encontrado pelas parcelas de perda em Lages-SC (BERTOL et al., 2007).

Embora haja facilidade no cálculo do fator K utilizando a equação proposta por Renard et al. (1997) que teve como base apenas a textura do solo, os resultados apresentados pela mencionada fórmula foram superestimados, quando comparado com os dados obtidos pelo nomograma de Wischmeier e Smith (1978).

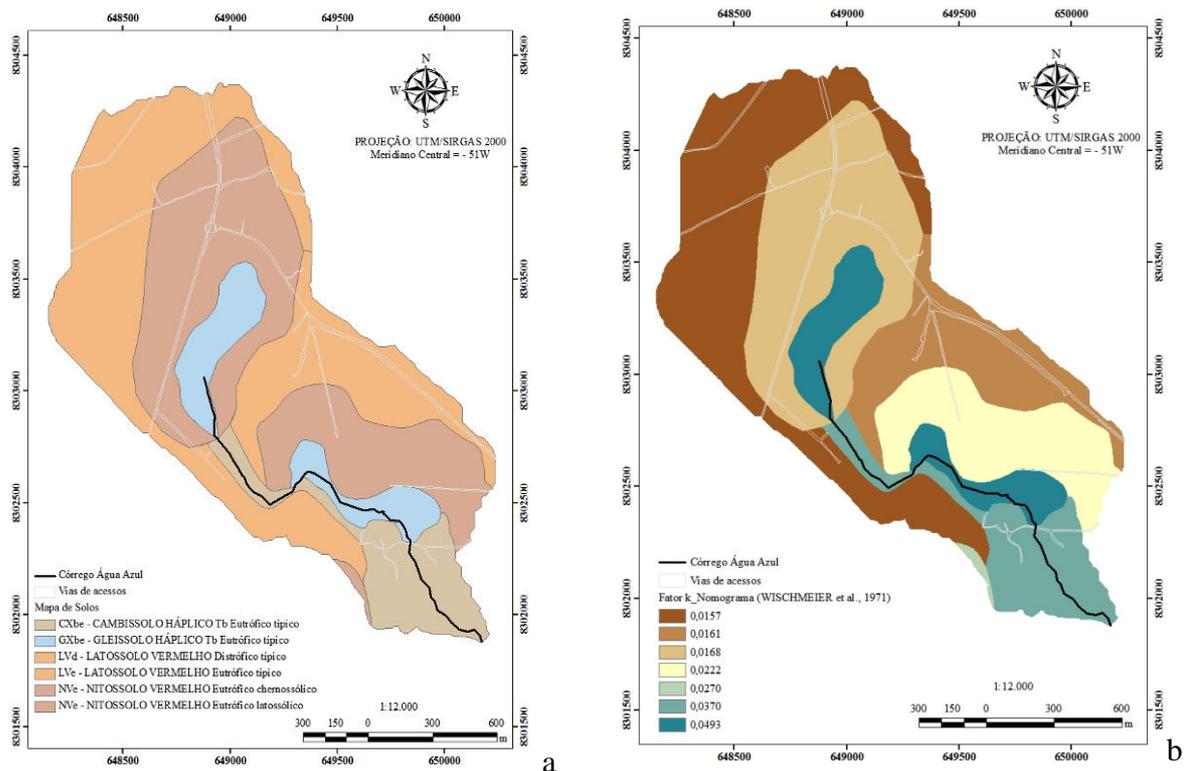


Figura 25. Mapa de solo (a) e do Fator K ($\text{Mg} \cdot \text{ha} \cdot \text{h}^{-1} \cdot \text{MJ}^{-1} \cdot \text{mm}^{-1}$) (b) da microbacia.

A diferença entre os valores do fator K obtidos pela equação proposta por Renard et al. (1997) e Wischmeier e Smith (1978) pode ser atribuída à maior quantidade de dados de entrada exigida pela equação sugerida por Wischmeier e Smith (1978). Estes, ao propor a equação para encontrar o valor do fator K sugerem que se leve em conta os dados granulométricos, assim como o conhecimento do valor da matéria orgânica e da permeabilidade do solo ou condutividade Hidráulica saturada ($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$).

e) Comparação do fator K obtido pelo simulador de chuva.

Nesse caso, tomando o simulador de chuva como verdade de campo, tudo indica que o fator K determinado pelo nomograma foi superestimado. Henklain e Freire (1983), já tinham desaconselhado o uso do nomograma proposto por Wischmeier et al. (1971) para os países de clima tropical, por superestimar o valor de K nestas condições. Os resultados do fator K obtido nessa pesquisa corroboram com as avaliações dos métodos indiretos de determinação de erodibilidade de LATOSSOLOS brasileiro feito por Silva et al. (2000). Nesse mesmo trabalho, Silva et al. (2000) afirma que nenhum dos 23 métodos testados mostrou-se recomendável para estimar erodibilidade para o conjunto de LATOSSOLO estudado.

Embora a determinação pelo método do nomograma pareça fácil, Henklain e Freire (1983) advertem que os resultados obtidos e comparados pelo nomograma e medidos diretamente, não têm sido exatos. Esses mesmos autores concluíram que a precisão do nomograma de Wischmeier e Smith (1978) foi baixa, quando se aplicou em solos com baixa porcentagem de silte e areia muito fina, por isso merece cuidado e atenção na sua adoção. Talvez, o resultado do fator K determinado pelo nomograma de Wischmeier e Smith (1978) esteja sendo superestimado, por não levar em consideração o efeito dos óxidos de ferro e alumínio, que são os principais agentes cimentantes das partículas do solo em regiões tropicais. Assim, há necessidade de mais estudos nas regiões de climas tropicais envolvendo simulador de chuva, parcela de perda de solos, e outros métodos de determinação do fator K, como por exemplo, em exutórios de bacias hidrográficas.

Quando se comparou, de forma mais detalhada, o valor do fator K obtido pelo nomograma e pelo simulador de chuva, para cada classe de solo, observou que os valores foram discrepantes, e a diferença foi de 5,64 e 29,18 vezes maiores, em média, para o NITOSSOLO e LATOSSOLO. Neste caso, ficou evidenciado que o fator K calculado através do nomograma de Wischmeier e Smith (1978) foi superestimado quando comparado com os valores de K obtido pelo simulador de chuvas. Embora o nomograma de Wischmeier e Smith (1978) seja melhor para estimar o fator K, do que a equação proposta por Renard et al. (1997), os valores obtidos do fator K pelo nomograma diferiram dos valores obtidos pelo simulador de chuva.

As diferenças nesses resultados provavelmente ocorreram porque houve algum tipo de problema nas atribuições dos valores de classe de estrutura do solo (s) e na permeabilidade do perfil (p). Neste caso, a estrutura do solo foi, praticamente, a mesma para as duas classes de solos (NITOSSOLO e LATOSSOLO) em termos de valores de s. Para permeabilidade d'água, o resultado da equação para as duas classes de solos NITOSSOLO e LATOSSOLO, resultou em média, de 5,80 e 29,45 mm.h⁻¹. Nesse caso, o valor de permeabilidade do LATOSSOLO foi cinco vezes maior que do NITOSSOLO e, em termos de classe de permeabilidade, a diferença foi de lento a moderado (p = 4) para o NITOSSOLO e moderado (p = 3), fazendo com que os valores de p fossem praticamente iguais. Sendo assim é possível observar que os valores das classes podem estar sendo superestimados.

f) Proposta do fator K estimado para a microbacia.

Conceitualmente o fator K deveria ser determinado considerando uma parcela de solo com dimensões e declividade pré-estabelecidas, e estudado em uma parcela de solo sem cobertura vegetal e localizado em uma encosta (WISCHMEIER; SMITH, 1978). Nesse sentido, para efeito de estudos, considerou a microbacia como uma unidade experimental ou parcela, mesmo sabendo que nos sedimentos de solo medido no exutório tinham influência dos fatores LSCP. A erodibilidade do solo encontrado com os dados dos sedimentos analisados no exutório foi de 0,0068 Mg.ha.h⁻¹.MJ⁻¹.mm⁻¹⁶.

Ao comparar o valor do fator K encontrado para o NITOSSOLO e LATOSSOLO na microbacia com os dados oriundos do simulador de chuva, observou-se que o valor encontrado foi 1,74 e 12,41 vezes maior que do simulador de chuva. Levando-se a crer que o simulador, possivelmente, subestima a quantificação do valor do fator K para o NITOSSOLO e LATOSSOLO.

As duas classes de solos testadas com o simulador de chuva representam área de 216,1495 ha, o que corresponde a 80,4% do total da microbacia. Com base na dimensão da área de estudo, pode se constatar uma estimativa de perda de solo quando os resultados obtidos pelo simulador de chuva são comparados aos valores da USLE.

Mesmo sendo mais dispendioso e moroso, a coleta de dados no exutório da microbacia, demonstra-se mais seguro e correto, em relação às determinações de diferentes parâmetros para as equações de predição de perda de solo. O levantamento das características do solo, vegetação, relevo, clima e manejo, para a realização dos cálculos ocorreram dentro da microbacia. Contudo, analisando os dados coletados no campo, foi possível detectar erros que foram corrigidos. Fatos esses ilustrados na Figura 25-a e na Tabela 19, para os quais foi necessário reavaliar a melhor equação e, ou método de determinação direto ou indireto a ser utilizado.

⁶ Dados utilizados na determinação do fator K da microbacia: fator R de 7.728,67 MJ.ha.h⁻¹.mm⁻¹.ano⁻¹ obtido pela equação proposta por Lombardi Neto e Moldenhauer (1980); LS de 0,263 calculado utilizando as equações propostas por Wischmeier e Smith (1978) e McCool et al. (1987); fator C de 0,183 e fator P de 0,38 e perda de solo de 0,865 t.ha⁻¹.ano⁻¹.

Tabela 19 – Valores das razões entre as diferentes equações de obtenção do fator K pelos métodos indireto e direto.

Razão	Razão dos Fatores K ($\text{Mg.ha.h}^{-1}.\text{MJ}^{-1}.\text{mm}^{-1}$)					
	DMG ⁷ (RENARD et al. (1997))	Chaves (1996)	Nomograma (WISCHMEIER; SMITH, 1978)	Bouyoucos (HUDSON, 1982)	Simulador de chuva	Microbacia
DMG (RENARD et al. (1997))	1,00					
Chaves (1996)	3,52	1,00				
Nomograma (WISCHMEIER; SMITH, 1978)	2,73	0,77	1,00			
Bouyoucos (HUDSON, 1982)	4,62	1,31	1,69	1,00		
Simulador de chuva	28,18	8,00	10,33	6,10	1,00	
Microbacia	6,94	1,97	2,54	1,50	0,25	1,00

⁷ DMG – Diâmetro Médio Geométrico da partícula (Textura).

Dentre as equações estudadas a de Bouyoucos apresentou-se como melhor opção para calcular a estimativa do fator K, quando comparada com o dado do fator K obtido no exutório (Figura 25-a e Tabela 19), pois foi o que apresentou menor valor de razão superestimada, quando comparado com dados obtidos da microbacia. Já o simulador de chuva subestimou o valor do fator K em 4 vezes, ficando evidente que a aplicação e utilização dessas informações devem ser feitas com cautela.

No entanto, a equação que apresentou o pior comportamento para o cálculo do fator K, foi a da textura, em todos os cenários considerados. Em seguida, ficou o nomograma de Wischmeier e Smith (1978).

As avaliações dos resultados obtidos tornaram clara a necessidade de conhecer os dados medidos no exutório, quando se trabalha com a aplicação de modelos em bacias hidrográficas. Somente comparando os dados estimados com a realidade de campo, será possível tomar decisões consistentes em relação à equação mais adequada a ser utilizada para calcular a estimativa da erodibilidade do solo. Por isso, o ideal, sempre será a mensuração feita “*in locus*”, reduzindo assim os erros de estimativas.

4.4.3 Fator LS – Wischmeier e Smith (1978)

Quando se avaliou o fator LS calculado pixel a pixel, os maiores valores relacionados a este item foram observados nos locais onde as declividades do terreno eram relativamente planas. Estes espaços, quase sempre estavam localizados nos topos das encostas, divisor da bacia, áreas de represas e tanques de piscicultura, (Figura 26–a).

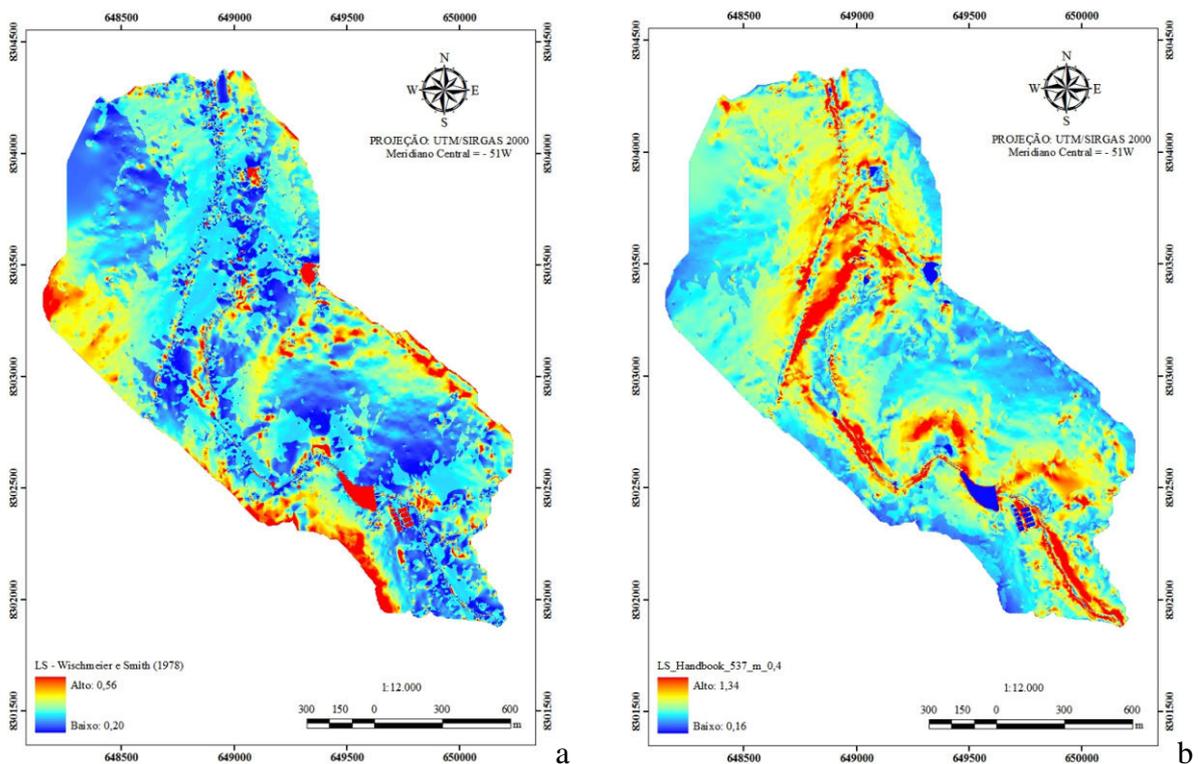


Figura 26. Fator LS utilizando a equação de McCool et al. (1987).

Considerando o valor de m calculado para cada pixel (a) e, Fator LS utilizando a equação do Handbook n. 537 considerando o valor de m = 0,4 (b), na microbacia.

O valor do coeficiente da variação da encosta (m) obtido pela equação proposta por McCool et al. (1987), considerado nos cálculos, foi o valor obtido para cada pixel e não o valor médio sugerido de m = 0,4. Embora os resultados médios dos valores de LS fossem praticamente iguais, 0,263 e 0,275 m, o desvio padrão de 0,048 e 0,058 m, resultou num

coeficiente de variação de 18,2% e 21,1%. Essa consideração foi importante, visto que, os resultados variaram drasticamente, quando se utilizou valor médio de $m = 0,4$. A diferença dessa variação no cálculo do LS para o limite superior foi realizada utilizando a fórmula sugerida por Handbook n. 537 juntamente com valor de $m = 0,4$. Tendo o m sido calculado de pixel a pixel, o resultado da aplicação da equação proposta pelo Handbook n. 537 variou 2,4 vezes em relação ao limite superior do fator LS.

Há evidências, nesse caso, que a equação proposta por McCool et al. (1987) teve a tendência de suavizar a superfície de resposta, o que não ocorreu com o valor médio de m sugerido. Sendo a superfície de respostas o relevo. Há divergência entre as respostas para cada equação, por isso elas merecem ser testadas.

Quando se avaliou o valor médio de m nos cálculos feitos pixel a pixel, constatou-se que a média de m foi igual a 0,4, valor esse sugerido para os cálculos de L. O uso de geotecnologia permite visualização do comportamento dos valores de LS em toda a área da microbacia auxiliando na escolha da equação de perda de solo. Quando se utiliza o valor médio de m para os cálculos da LS perdem-se informações que podem ser importantes na determinação da perda de solo (Figura 26-b). Nesse caso, como o fator L foi praticamente constante, a equação que predominou foi a do fator declividade. Para a situação da microbacia cabe realizar estudos sobre as diferentes formas de cálculos da LS para determinar qual a equação que melhor expressa os dados obtidos. Evitando assim, que haja resultados superestimando ou subestimados.

4.4.4 Fator C manejo da cobertura do solo

Visão espacial de todo o tipo de ocupação, uso e manejo do solo após a vetorização da área da microbacia está apresentado na Figura 27-a.

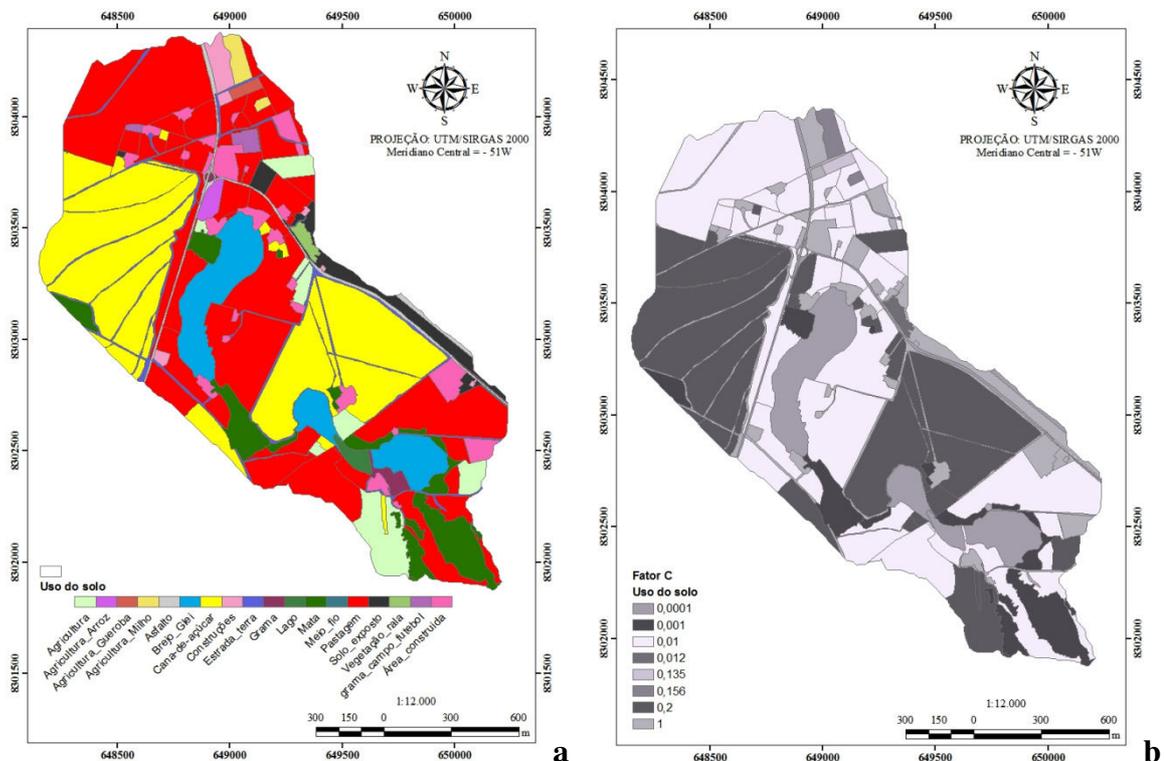


Figura 27. Mapa de uso e manejo (a), e mapa dos valores do fator C (b) na microbacia.

Os valores do fator C obtidos após a vetorização e a reclassificação são apresentados na (Figura 27-b). Com a vetorização da área da microbacia foi possível determinar a

participação de cada atividade do fator uso do solo e obter informações mais precisas da microbacia quanto ao fator C (Tabela 20).

A microbacia teve a sua maior área coberta por pastagem, seguida da cultura da cana-de-açúcar, totalizando 65,5% da área da microbacia. As coberturas das vegetações do solo do brejo (Glei) e matas somaram 14,0% da cobertura da microbacia. Apenas esses quatro tipos diferentes de cobertura do solo cobriram 79,6% da área da microbacia. Com essa informação pode-se afirmar que, a priori, a microbacia estava bem protegida e os processos erosivos tenderam a serem reduzidos. O conhecimento da cobertura da microbacia associado com a informação da declividade média de 3,78 graus e que, aproximadamente, 80% do relevo encontra-se na classe de relevo plano a suavemente ondulado, reforça a ideia de que a microbacia tende a ter menos problemas com erosão e perda de solo. O valor médio do fator C obtido para a área da microbacia foi de 0,183.

Tabela 20 – Uso do solo na área da microbacia.

Uso	Números de glebas	Área (ha)	%
Agricultura	9	11,9918	4,46
Agricultura_Arroz	1	1,2790	0,48
Agricultura_Gueroba	1	0,7254	0,27
Agricultura_Milho	2	1,9470	0,72
Área construída	26	11,7400	4,36
Asfalto	6	3,7876	1,41
Brejo (Glei)	3	20,2659	7,53
Cana-de-açúcar	23	74,3312	27,63
Construções	6	2,8985	1,08
Estrada de terra	25	8,9552	3,33
Gramma	5	1,4731	0,55
Gramma de campo de futebol	2	1,2341	0,46
Lago	1	1,2458	0,46
Mata	16	17,5290	6,52
Meio-fio	1	0,0932	0,03
Pastagem	46	101,9668	37,91
Solo exposto	7	6,5966	2,45
Vegetação rala	1	0,9307	0,35
Total	181	268,9907	100,00

4.4.5 Fator P – Práticas conservacionistas

De acordo com os dados vetorizados para as classes de usos de solos do momento, foram feitas novas reclassificações levando em conta o fator manejo dentro da área de estudo. Na Figura 28 estão apresentados os valores de P para a área da microbacia, utilizando-se os dados amplamente citados na literatura. Nessa microbacia, o valor médio obtido para o fator P foi de 0,38.

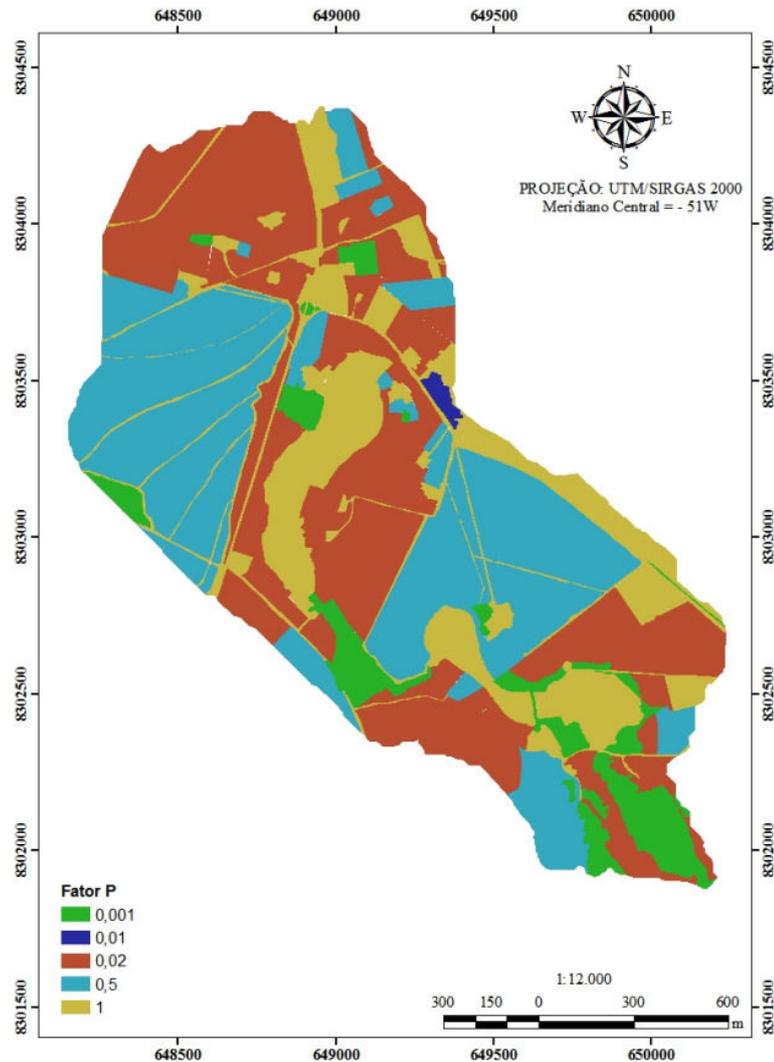


Figura 28. Valores das práticas conservacionistas (P) na microbacia.

4.5 Sólido Total Medido no Exutório da Microbacia

4.5.1 Vazão e perda de sedimentos.

Na Figura 29 são apresentados os valores de vazão e perda de sedimento medidos no exutório da microbacia. Tendo em vista que a entrada de água dentro da microbacia ocorreu de forma descontínua (Figura 17–c), o mesmo não foi observado com os valores da vazão medida no exutório (Figura 29–a), onde se observou tendência de distribuição normal, durante o período avaliado. O valor mínimo, máximo, médio e coeficiente de variação (CV%) da vazão observada no exutório, para o período estudado, foi de $5.236,75 \text{ m}^3 \cdot \text{mês}^{-1}$ ($2,02 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$); $383.260,13 \text{ m}^3 \cdot \text{mês}^{-1}$; $97.805,09 \text{ m}^3 \cdot \text{mês}^{-1}$ ($37,7 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$) e $98,25\%$. Considerando que no mês de março de 2011 houve precipitação acima da média em relação aos últimos doze anos e ao valor medido no mesmo período de 2012 (Figura 17–b e c), percebe-se que a vazão medida no exutório foi 1,96 vezes superior ou $187.310,40 \text{ m}^3 \cdot \text{mês}^{-1}$ ($72,2 \text{ L} \cdot \text{s}^{-1}$).

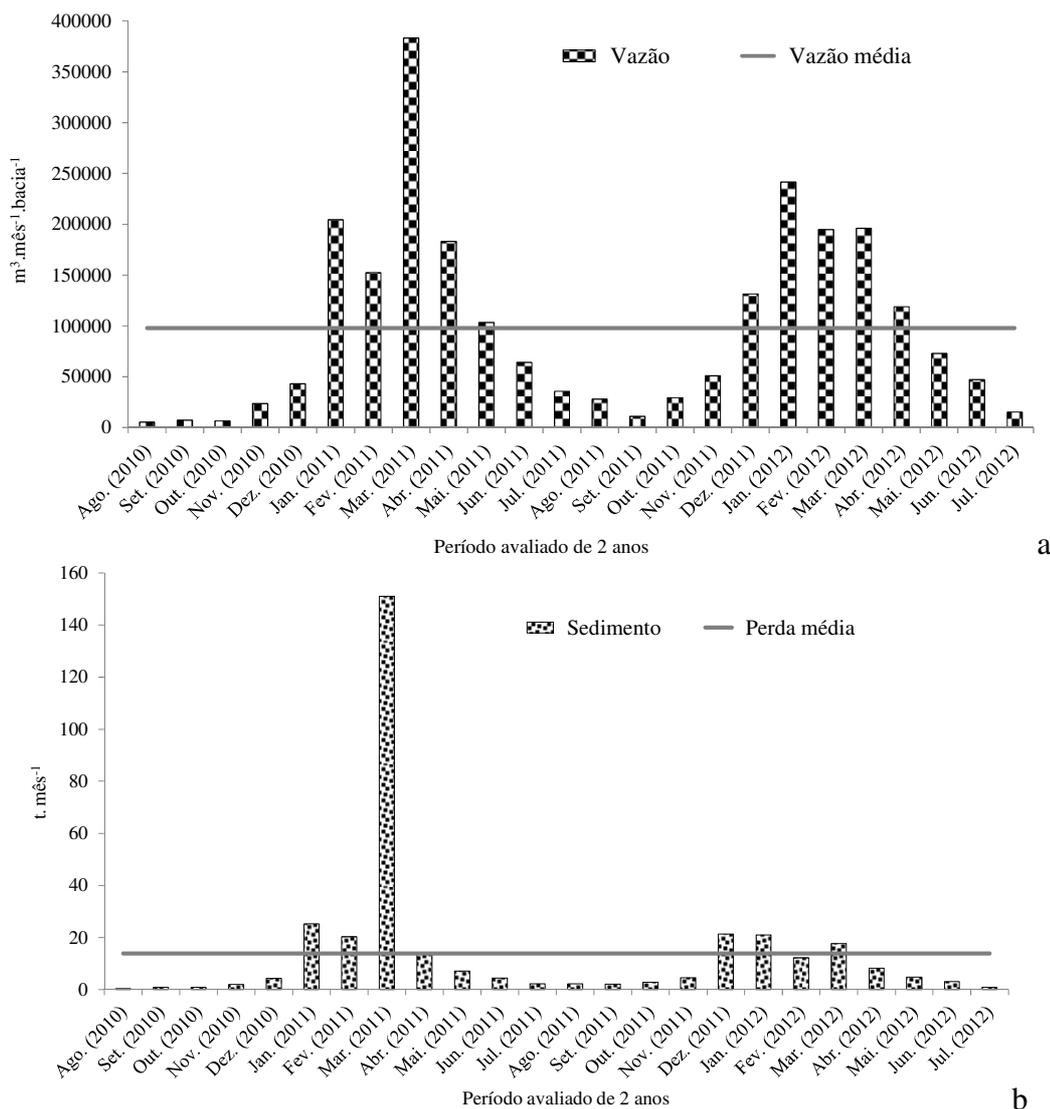


Figura 29. Vazão (a) e perda de sedimento em tonelada (t) (b) determinada no exutório da microbacia.

A perda de sedimento medido no exutório e a perda média mensal (linha cheia) para o período de dois anos são apresentadas na Figura 29-b. O valor mínimo, máximo, médio e coeficiente de Variação do sedimento medido no exutório para o período de dois anos foi de 0,34 t; 151,00 t; 13,88 t e 217,80%. Em termos médios de sedimento por hectare ano, a perda observada foi de 0,619 t.ha⁻¹. Considerando a linha média de perda de sedimento para o período de dois anos, observa-se que no mês de março de 2011 a perda de foi 8,55 vezes superior a perda de sedimento observado para o mesmo período de março de 2012.

Tendo em vista que a precipitação pluviométrica no mês de março de 2011 foi 1,96 vezes maior que a precipitação pluviométrica observada no mês de março de 2012. O reflexo na perda de sedimento medido no exutório foi 8,55 vezes maior. Essa discrepância ocorreu porque, provavelmente nesse período, o solo já se encontrava saturado devido ao elevado índice de precipitação ocorrido no mês anterior, conforme demonstrado na Figura 19. Sendo que, parte do volume d'água que não infiltrou no solo e, ou não foi evapotranspirado pelas plantas desencadeou o escoamento superficial provocando o arraste dos sedimentos para as regiões mais baixas da microbacia. Ao estudar a produção de sedimento em duas microbacia situadas no estado do Rio de Janeiro, conhecidas como Gloria e Palmital, Fernandes (2009) encontrou valores ainda menores, na faixa de 0,456 a 0,110 t.ha⁻¹. A perda

de solo anual determinada pela USLE por esse mesmo autor foi menor que 10 t.ha^{-1} . Câmara e Lima (1999) constatou uma menor perda de solo, em microbacia ocupada por eucalipto, as perdas observadas nessas condições estavam na faixa de 0,030 a $0,076 \text{ t.ha}^{-1}$.

A quantidade de sedimento estimado no exutório da microbacia, nos meses de maio a agosto foi de aproximadamente 15,84 t, diferindo do resultado obtido pela equação da USLE que indicou que não houve perda de solo neste período, e por isso o fator R igualou-se a zero pela não ocorrência de chuva.

Analisando os resultados das perdas de sedimentos determinado no exutório (Figura 29-b) observa-se que as maiores estão ocorrendo nos meses de dezembro a março e não na época do preparo e plantio do solo nos meses de outubro a novembro, como se esperava para a região estudada. Resultado semelhante foi observado por Durigon (2011) utilizando técnicas de sensoriamento remoto e SIG na determinação do solo pela erosão, associado ao índice de vegetação.

A perda de solo dentro da área da microbacia está associada com a recarga d'água do solo, estrutura do solo, intensidade de precipitação e a TIE.

4.5.2 Volume d'água e perda de sedimentos.

Confrontando o fator erosividade da chuva (Tabela 17), com os dados de perda de solo determinado no exutório da microbacia (Figura 29) não se observou, inicialmente, relação entre a perda de solo e o fator erosividade média da chuva. Nos meses de outubro a dezembro houve aumento considerável desses fatores. Sendo assim, no período mencionado os aspectos estudados se mantiveram, praticamente estáveis, aumentado expressivamente a partir de janeiro até abril. No entanto, para os meses de abril a maio, foi observada a redução dos fatores de erosividade da chuva.

A explicação plausível para a baixa perda de solo na microbacia em estudo, no período de outubro a dezembro, em relação ao aumento do fator de erosividade da chuva poderá estar nas propriedades físicas, químicas e uso do solo da região. Estes são profundos, porosos, estruturados e relativamente planos, contribuindo assim, para que a perda de água via escoamento superficial tenha pouca relevância para o período. Isso ocorre porque segundo Heathwaite et al. (1990), o processo de infiltração é fundamental para o entendimento da dinâmica da erosão e não é estático ao longo do ano.

4.5.3 Volume d'água medido no exutório e precipitado (*runoff*).

A Figura 30 mostra a relação saída e entrada de água dentro da microbacia e a perda de sedimento no exutório no período de dois anos. Para o período avaliado, percebe-se que os menores e maiores valores de escoamento superficial foram observados para os meses de setembro a dezembro e janeiro a março, respectivamente. Já as maiores perdas de sedimento coincidiram com os maiores valores de escoamento superficial para o período de dois anos.

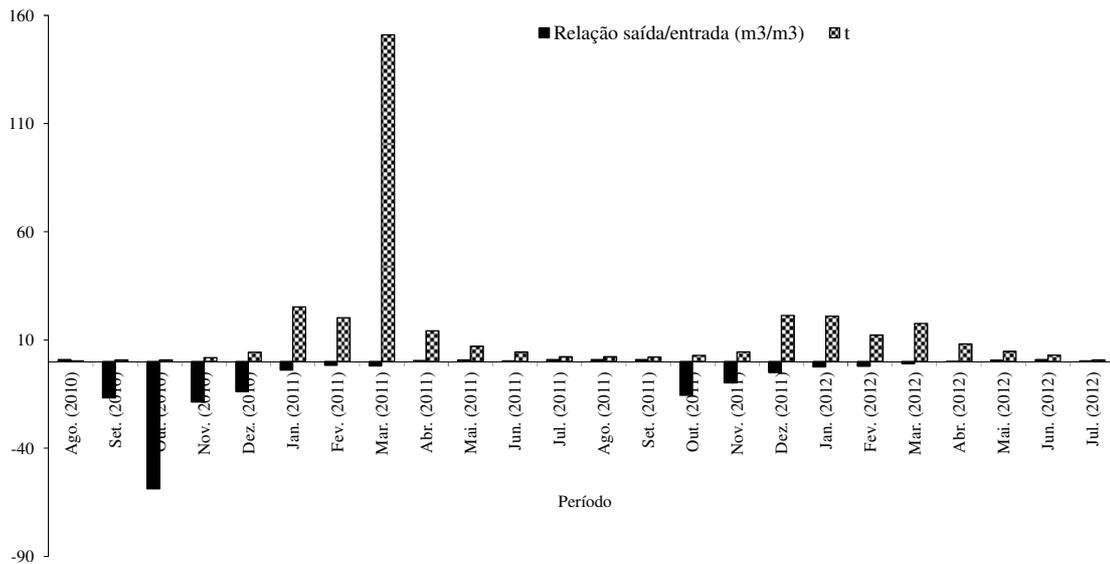


Figura 30. Volume de água medido no exutório/volume precipitado (*runoff*) e perda de sedimento.

4.5.4 Vazão medida, precipitação e perda de sedimento acumulado na microbacia.

A Figura 31 apresenta a distribuição acumulada da vazão, volume d'água precipitado e perda de sedimento medido no exutório da microbacia. Tendo em vista que o comportamento da vazão, volume precipitado e perda de sedimento acumulado tiveram o mesmo comportamento de agosto de 2010 a julho de 2012, percebe-se que no primeiro ano houve maior inclinação das curvas para os parâmetros avaliados do que no segundo. A perda de sedimento avaliado no primeiro ano de estudo foi 2,31 vezes maior do que a perda de sedimento avaliado no segundo ano. Essa variação pode ser atribuída às precipitações pluviométricas no período avaliado.

Os resultados apresentados na Figura 31, indicam momentos de ocorrência de chuvas, de erosão e vazão dentro da área da microbacia, em época de verão, a microbacia não tem vazão e perda de sedimento igual o ano inteiro, assim como a maioria das bacias. Tais resultados também apontam os meses de ocorrência dos maiores eventos de chuvas, vazão e perda de sedimento dentro da microbacia.

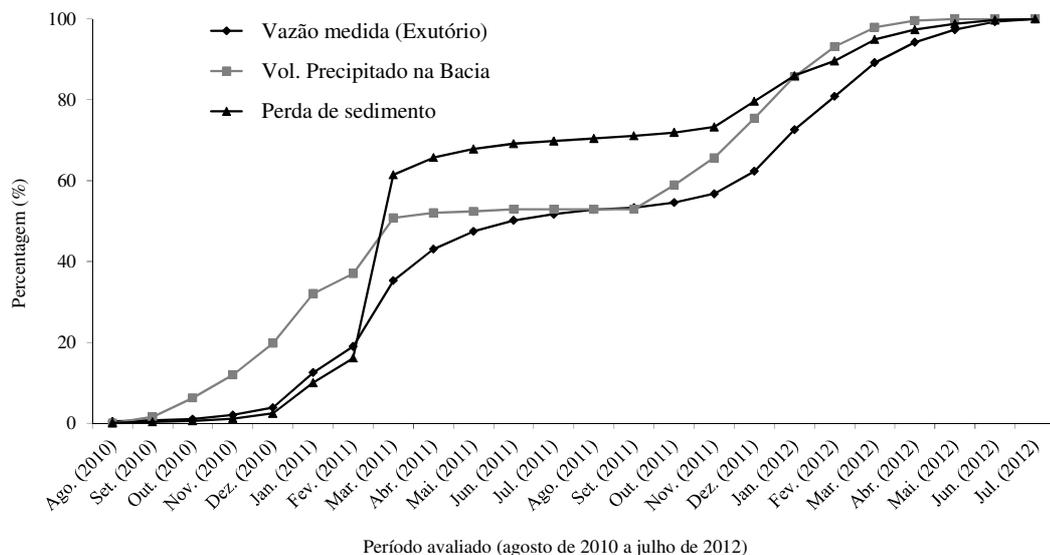


Figura 31. Curvas de distribuição percentual acumulada de vazão medida no exutório da microbacia, volume precipitado na microbacia e perda de sedimento para o período de um ano.

Embora, haja maior exposição de solo devido ao preparo para plantio e outras atividades na microbacia, o aumento da precipitação e crescimento do fator R, de outubro até a primeira quinzena de dezembro, não foi suficiente para elevar a perda de sedimento, quando comparada às perdas de janeiro a abril. Provavelmente, nesse período (janeiro a março), o solo se encontrava todo coberto pelas culturas implantadas, ou até mesmo, em estágio de maturação.

Na microbacia, 80% do solo esta composto pelas classes dos LATOSSOLO e NITOSSOLO (Figura 25 e Tabela 17), pela TIE que foi de 28,5 e 6 mm.h⁻¹, e pelos valores de precipitações. Quando esses valores de precipitação ficam acima da TIE, poucos reflexos são observados em relação à perda do sedimento avaliados no exutório durante o período de setembro a dezembro. Talvez esse fenômeno tenha ocorrido porque estava acontecendo a recarga de água do solo, nas partes superiores do relevo. Embora, seja percebida uma pequena mudança de volume de água, após a precipitação, não foi tão expressivo quando comparado aos valores de vazão no exutório, no período de janeiro a março.

As pequenas mudanças no volume de água e aumento do sedimento, no período de setembro a dezembro, podem ser explicadas pela localização geográfica e a TIE do NITOSSOLO dentro da microbacia. A ocorrência de precipitações iguais ou menor que 28,5 mm.h⁻¹ na área de LATOSSOLO e NITOSSOLO, seria toda infiltrada na área do LATOSSOLO, e, na área do NITOSSOLO. Parte do excesso de água produzido nesse período seria infiltrada (6 mm.h⁻¹) e a outra escoaria sobre o terreno para regiões mais baixas ou canal de drenagem.

Como o NITOSSOLO tem o menor valor de TIE, e, está localizado próximo ao canal de drenagem, quando comparado ao LATOSSOLO; e representaram 35,70% da área total da microbacia, qualquer intensidade de precipitação que supere a sua TIE pode causar escoamento superficial com arraste de sedimento para dentro do canal de drenagem. Sendo seu efeito, rapidamente detectado no exutório. O aumento da perda de solo, no período de janeiro a abril, pode ser atribuído à somatória das perdas oriundas do LATOSSOLO, localizadas nas regiões mais distantes, somadas aos arrastes de sedimentos oriundos do NITOSSOLO, localizados nas regiões de terço médio da microbacia.

O elevado valor de permeabilidade pode estar conferindo ao LATOSSOLO valores baixos de perda de sedimento. Outra possibilidade plausível para explicar esse fato, é que a intensidade de precipitação pode estar próxima à magnitude da taxa de infiltração. Nesse sentido, os resultados confirmam que cada região tem comportamentos e respostas diferenciadas quanto relação à perda e à permeabilidade do solo. Estas características estão intimamente relacionadas com o tipo de solo, característica físico-química, cobertura vegetal, práticas agrícolas (manejo e conservação), regime pluviométrico, clima da região e outros fatores.

4.6 Perda de Sedimento – USLE versus Simulador de Chuva versus Exutório

A perda de solo na área da microbacia foi calculada utilizando as equações de estimativa de erosividade da chuva proposta por diversos pesquisadores. Também foram considerados os diferentes métodos de estimativa da erodibilidade do solo (K), como estão apresentados na Figura 32. Ainda nessa figura apresenta-se o valor da perda de solo medida no exutório (linha cheia – horizontal).

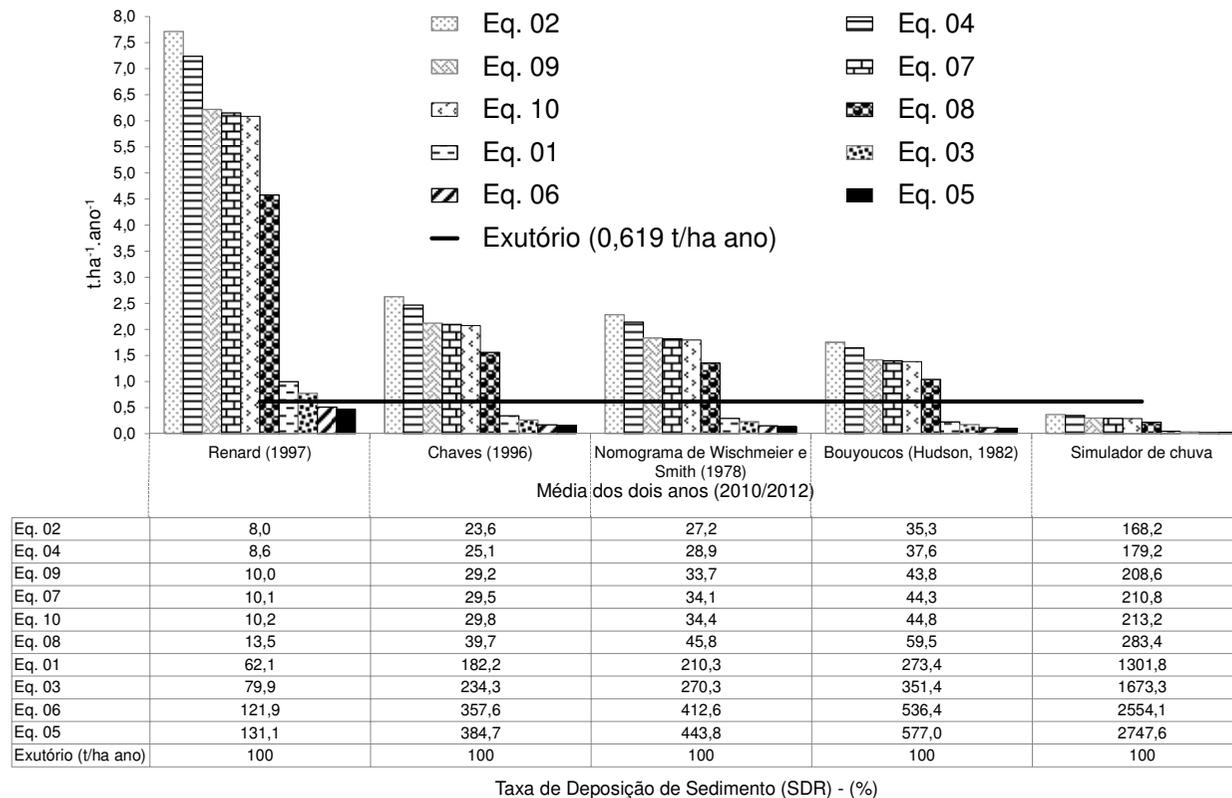


Figura 32. Perda de solo e Taxa de Deposição de Sedimento (SDR⁸) determinado para a área da microbacia utilizando as diversas equações propostas para estimar a erosividade da chuva e medido no exutório e tabela de percentagem de perda de solo.

Eq. 01: Oliveira Jr. e Medina (1990); Eq. 02: Morais et al. (1991); Eq. 03: Oliveira Jr. (1988); Eq. 04: Silva (2001); Eq. 05: Leprun (1981); Eq. 06: Val et al. (1986); Eq. 07: Lombardi Neto e Moldenhauer (1992); Eq. 08: Rufino et al. (1993); Eq. 09: Lombardi Neto e Moldenhauer (1980); Eq. 10: Nascimento (1998).

⁸ $SDR(\%) = \frac{PS_{Exutório}}{PS_{USLE}} \times 100$, em que: SDR é a Taxa de Deposição em percentagem; $PS_{Exutório}$ é a perda de solo quantificado no exutório em $t.ha^{-1}.ano^{-1}$; e PS_{USLE} é a perda de solo estimado pela USLE em $t.ha^{-1}.ano^{-1}$.

Considerando que a perda de solo calculado no exutório representa o valor mais próximo da realidade, é possível fazer uma avaliação comparativa do efeito dos diferentes métodos de estimativa de erosividade e erodibilidade quando se usa a USLE. Avaliando os dados na Figura 32, a sequência de erodibilidade do solo (RENARD et al., 1997; CHAVES, 1996; Nomograma – WISCHMEIER; SMITH, 1978; Bouyoucos – HUDSON, 1982; BERTONI; LOMBARDI NETO, 1990) e o simulador de chuvas, observa-se que ocorre a redução sistemática de estimativa da perda de solo, bem como na amplitude de variação.

Em geral, as equações de erosividade do solo 2, 4, 9, 7, 10 e 8, superestimam a perda de solo considerando todas as equações de estimativa de erodibilidade, com exceção do fator K determinado pelo simulador de chuva. Já as equações de estimativa de erosividade 3 e 5 sempre subestimaram os valores de perda de solo, independentemente do fator erodibilidade utilizado.

Considerando as combinações de métodos de determinação de erodibilidade com equações de erosividade, as estimativas da perda de solo pela USLE que mais se aproximaram do valor medido no exutório foram: a) combinação da equação 1 de erosividade com a erodibilidade determinada pela equação da textura (perda de solo estimado de $0,997 \text{ t.ha}^{-1}$); b) combinação da equação de erosividade 8 combinado com a erodibilidade determinada pela equação de Bouyoucos (perda de solo estimado de $1,040 \text{ t.ha}^{-1}$). Constatou-se também, que a perda de solo para os limites extremos dos diferentes cenários de erosividade combinados tiveram variação m de um mínimo de $0,023 \text{ t.ha}^{-1}$ (combinação da equação 5 com o fator K determinado pelo simulador de chuva) para um máximo de $7,72 \text{ t.ha}^{-1}$ (combinação da equação 2 com o fator K determinado por RENARD et al., 1997) quando comparados a perda medida no exutório. Esses resultados demonstram a fragilidade da estimativa de perda de solo em microbacia através do modelo USLE, sobretudo quando se adota valores de erosividade e erodibilidade adaptado de regiões fora do local de estudo. Esse erro de estimativa torna-se ainda mais crítico quando se usa o modelo USLE no contexto metodológico de aplicação de programas de pagamento de serviços ambientais tendo como base o custo de tratamento de sedimentos nos corpos d'água.

Ainda observando os dados da Figura 32, não se pode afirmar que exista uma associação clara entre perda de solo medido no exutório e as equações de erosividade indicadas para a região. Pelo exposto, fica evidente a necessidade de se fazer os ajustes para cada modelo que compõem a USLE para as regiões a serem analisadas.

Como exemplo de erros nas estimativas de perda de solo, utilizando-se modelo de erosividade combinado com a erodibilidade não ajustada para a área de microbacias, pode-se citar, as equações 2 e 10, proposta por Morais et al. (1991) e Nascimento (1998) para a região de Goiás. Estas tiveram a tendência de superestimar os resultados da perda de solo calculado pela USLE quando comparados com a perda de solo determinada em exutórios de microbacias. Assim, o menor erro de estimativas foi de 1,40 vezes (combinação da equação de erosividade 08 com a erodibilidade determinada pela equação de Bouyoucos), e o maior erro de estimativa foi de 8,10 vezes (combinação da equação de erosividade 2 combinado com a erodibilidade determinada pela equação de RENARD et al., 1997).

Portanto, se fosse aplicado o modelo USLE para a predição de erosão sem que fosse feito uma calibração com a produção de sedimento no exutório, estimativas poderiam ser muito diferentes da realidade. A necessidade de calibração com o exutório é ainda mais importante, uma vez que envolve a definição de custos para os usuários de água, entretanto, o modelo USLE vem sendo preconizado como método de estimativa de perda de solo em bacias hidrográficas para dar suporte à valoração ambiental em programas de pagamentos de serviços ambientais.

5 CONCLUSÕES

Considerando a escassez de dados de erosividade das chuvas e de erodibilidade dos solos para aplicação do modelo USLE de predição de perda do solo em bacias hidrográficas, avaliaram-se nesse estudo, os efeitos da utilização de diferentes combinações de equações de erosividade e de métodos de estimativas de erodibilidade do solo:

- a) A partir do parâmetro temporal 2010 a 2012, estudo demonstra que, em alguns casos, a aplicação do modelo USLE sem correção da taxa de deposição de sedimentos, gera resultados próximos aos medidos no exutório da microbacia tomada como estudo de caso. No entanto, as combinações de equações de erosividade das chuvas e de métodos de estimativa de erodibilidade do solo que melhor estimaram a perda de solo pela USLE, quando comparada com a perda de sedimento no exutório variaram bastante, dependendo do período avaliado (2010-2011; 2011-2012 e a média 2010-2012), o que não permitiu escolha consistente de combinações para o local de estudo.
- b) Observou-se também que algumas equações de erosividade que estimaram valores próximos ao medido no exutório da microbacia foram geradas em locais onde os padrões de chuva são diferentes, reforçando a hipótese de que o valor obtido pelo modelo USLE representa mera coincidência numérica e, portanto, sem sustentação teórica.
- c) A estimativa de perda de solo pelo modelo USLE superestimou a perda de solo quando se utilizou métodos indiretos de estimativa de erodibilidade do solo. Por outro lado, a perda de solo com o fator K obtido pelo simulador de chuva foi menor.
- d) Os métodos de estimativa de erodibilidade do solo demonstraram não ser adequados para a estimativa de perda de solo na microbacia estudada, principalmente, quando se usa modelos adaptados a outras regiões fora do local de estudo.
- e) Os resultados aqui apresentados ressaltam a importância do monitoramento da perda de solo, a fim de obter referencial padrão de comparação com os demais resultados de perda de solo obtidos pelos diferentes modelos utilizados no estudo.

6 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A determinação da perda de sedimentos no exutório da microbacia, uma vez que nele passa todo o solo que sai da área, foi feita, embora trabalhosa e morosa. Considera-se que após longos anos de estudos para a determinação de perda de solo no exutório da microbacia, a contribuição desse tipo de estudo está relacionada à ajustes e elaboração de futuros modelos matemáticos mais condizentes com as predições de perda de solo semelhantes à desta microbacia.

Visando validar o método indireto e direto de determinação de perda de solo com a perda de sedimentos medidos no exutório em questão, foi possível entender parte do funcionamento, dos erros e dos acertos das equações de erosividade e erodibilidade do solo. Nesse sentido, este estudo evidencia que não é aconselhável generalizar as informações obtidas.

No Brasil, esse tipo de comparação ainda é exíguo, por isso faz-se necessário mais estudos e pesquisas com a finalidade de comparar novos resultados com os diferentes modelos de predição de perda de solo.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKSOY, H.; KAVVAS, M. L. A review of hillslope and watershed scale erosion and sediment transport models. *Catena*, Amsterdam v.64, n.1, p.247-271, 2005.
- ALVES, J. M. P.; CASTRO, P. T. A. Influência de feições geológicas na morfologia da bacia do rio Tanque (MG) baseada no estudo de parâmetros morfométricos e análise de padrões de lineamentos. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 33, n. 2, p. 117-127, 2003.
- ALVES SOBRINHO, T. Desenvolvimento de um infiltrômetro de aspersão portátil. 1997, 85 P. Tese de Doutorado em Engenharia Agrícola. UFV, Viçosa, MG, 1997.
- ALVES SOBRINHO, T.; CARVALHO, D. F.; AQUINO, R. M.; MONTEBELLER, C. A. Programa computacional para a definição de parâmetros hidráulicos utilizados na determinação da energia cinética da chuva simulada em infiltrômetro de aspersão. *Engenharia Rural*, Piracicaba, v.12, p.28-35, 2001.
- ALVES SOBRINHO, T.; PAULO, A.F.; PRUSKI, F.F. Desenvolvimento de um infiltrômetro de aspersão portátil. *Revista Brasileira Agrícola e Ambiental*, v.6, n.2, p.337-344, 2002.
- ALVES SOBRINHO, T.; VITORINO, A.C.T.; DE SOUZA, L.C.F.; GONÇALVES, M.C.; DE CARVALHO, D.F. Infiltração de água no solo em sistemas de plantio direto e convencional. *R. Bras. Agric. Ambiental*, Campina Grande, v.7, n.2, p.191-196, 2003.
- ALVES SOBRINHO, T.; GÓMEZ, J. A.; MACPHERSON, H. G. A portable rainfall and overland flow simulator. *Soil Use and Management*, v. 24, n. 2, p. 163–170, 2008.
- AMORIM, R.S.S. Avaliação dos modelos de predição da erosão hídrica USLE, RUSLE e WEPP para condições edafoclimáticas Brasileiras. 2004. Tese de Doutorado – Universidade Federal de Viçosa-MG, Viçosa-MG, 2004, 119 pag.
- AMORIM, R. S. S.; SILVA, D. D.; PRUSKI, F. F. Principais modelos para estimar as perdas de solo em áreas agrícolas. In: Pruski, F. F. Conservação de solo e água: Práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica. 2.ed. Viçosa: Ed. UFV. 2009. 279p.
- AMORIM, R.S.S.; DA SILVA, D.D.; PRUSKI, F.F.; DE MATOS, A.T. Avaliação do desempenho dos modelos de predição da erosão hídrica USLE, RUSLE e WEPP para diferentes condições edafoclimáticas do Brasil. *Eng. Agric.*, Jaboticabal, v.30, n.6, p. 1046-1049, nov/dez, 2010.
- ANGULO, R.J. Relações entre a erodibilidade e algumas propriedades de solos brasileiros. Curitiba: URPR, 1983. 154. Dissertação de Mestrado.
- APHA. AWWA. WPCF. Standard methods for examination of water and wastewater. 20th ed. Washington D. C., p. 131-165, 1998.
- ARAÚJO JUNIOR, G.J.L.D. de. Aplicação dos Modelos EUPS e MEUPS na Bacia do Ribeirão Bonito (SP) através de técnicas de sensoriamento remoto e geoprocessamento. 2003. 122f. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos-SP, 1997. Disponível em: <http://www.obt.inpe.br/pgsere/Araujo%20Jr-G-J-%20L-D-1997/publicacao.pdf> . Acesso em: 05 maio 2011.

ARAÚJO, F.S.; SALVIANO, A.A.C.; NETO, M.R.H. Estimativa da Erodibilidade de LATOSSOLO do Piauí. SCIENTIA PLENA, Vol. 7, Num. 10, 2011. Disponível em <www.scientiaplenu.org.br>. Acessado em 17 de junho de 2012.

AZEVEDO NETO, J.M. Manual de hidráulica. São Paulo: Edgard Blucher, p. 345-380, 1973.

BAHIA, V. G.; CURI, N.; CARMO, D. N. do; MARQUES, J. J. G. S. e M. Fundamentos de erosão do solo: tipos, formas, mecanismos, fatores determinantes e controle. Informe Agropecuário, Belo Horizonte, v. 16, n. 176, p. 25-31, 1992.

BARRETO, A.G.O.P.; BARROS, M.G.E.; SPAROVEK, G. Bibliometria, história e geografia da pesquisa brasileira em erosão acelerada do solo. R. Bras. Ci. Solo, 32:2443-2460, 2008.

BEASLEY, D.B.; HUGGINS, L.F.; MONKE, E.J. ANSWERS: a model for watershed planning. Transactions of the ASAE, 938– 944, 1980.

BERTOL, I.; LEITE, D.; ENGEL, F.L.; COGO, N.P.; GONZÁLEZ, A.P. Erodibilidade de um NITOSSOLO HÁPLICO Alumínico DETERMINADA EM CONDIÇÕES DE CAMPO. R. Bras. Ci. Solo, 31:541-549, 2007.

BERTOL, I.; SCHICH, J.; BATISTELA, O. Razão de perdas de solo e fator C para milho e aveia em rotação com outras culturas em três tipos de preparo de solo. Revista Brasileira de Ciência do Solo, 26:545-552, 2002.

BERTOL, I.; SCHICK, J.; BATISTELA, O. Razão de perdas de solo e fator C para as culturas de soja e trigo em três sistemas de preparo em um Cambissolo Húmico alumínico. R. Bras. Ci. Solo, Viçosa, v.25, p. 51-461, 2001.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. Conservação do solo: Piracicaba-SP: Livroceres, 1985. 392 p.

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

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. Conservação do solo. 3.ed. São Paulo: Ícone, 1993. 355p.

BERTONI, J.; LOMBARDI, N. F. Conservação do solo. 5. ed. São Paulo: Ícone, 2005.

BERTONI, J.; LOMBARDI NETO, F. Conservação do solo. 7ª ed. São Paulo: Editora Ícone, 2010. 355 p.

BESKOW, S. MELLO, C.R.; NORTON, L.D.; CURI, N.; VIOLA, M.R.; AVANZI, J.C. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. Catena 79: 49– 59, 2009.

BONILLA, C.A.; REYES, J.; MAGRI, A. Water Erosion Prediction Using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS Framework, Central Chile. Chilean J. Agric. Res. [online]. 2010, vol.70, n.1 ISSN 0718-5839.

BORDAS, M.P.; SEMMELMANN, F.R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C.E.M. Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: UFGS; São Paulo: USP/ABRH, p.915-43. 1993.

BORDAS, M.P.; SEMMELMANN, F.R. Elementos de engenharia de sedimentos. In: TUCCI, C.E. (org.) Hidrologia: Ciência e Aplicação, 2. Porto Alegre: ABRH: Editora da Universidade. p. 915-939. 1997.

- BORSATO, F.H.; MARTONI, A.M. Estudo da Fisiografia das Bacias Hidrográficas Urbanas no Município de Maringá, Estado do Paraná. *Acta Scientiarum. Human and Social Sciences*. v.26, n°2, p.273-285, 2004.
- BORDAS, M.P.; SEMMELMANN, F.R. Elementos de Engenharia de Sedimentos. In: TUCCI, C.E. M. (Org.), *Hidrologia. Ciência e Aplicação*. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 3ª ed., 915 p., 2004.
- BRITO, J. L. S.; LIMA, S. do C.; SHIKI, S.; MOREIRA, M. R. Uso do geoprocessamento na estimativa da perda de solos por erosão laminar em Iraí de Minas, MG, in.: *ANAIS IX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO*, Santos Brasil, INPE, p.501-512. 1998.
- BRAYAN, R. B. Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology*, v.32, p.385-415, 2000.
- BUBENZER, G.D.; MEYER, L.D. Simulation of rainfall and soils for laboratory research. *Transactions of the ASAE, St. Joseph*, v.8, n.1, p. 73 – 75, 1965.
- CABRAL, C.E.A.; AMORIM, R.S.S.; DORES, E.F.G.C.; BONFIM-SILVA, E.M. Estimativa de perda de solo em sistemas de cultivo em lavouras de algodão. *Enciclopédia Biosfera*, Goiânia, vol.6, n.11; 2010.
- CÂMARA, C.D.; LIMA, W.P. Corte raso de uma plantação de *Eucalyptus saligna* de 50 anos: impactos sobre o balanço hídrico e a qualidade da água em uma microbacia experimental, *Scientia Forestalis*, n. 56, p. 41-58, 1999.
- CARDOSO, C.A.; Dias, H. C. T.; SOARES, C. P. B.; MARTINS, S. V. Caracterização morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo, RJ. *Revista Árvore*, v.30, n.2, p.241-248, 2006.
- CARVALHO, N.O. Assoreamento e proteção de reservatório. 6º Simpósio Nacional de Controle de Erosão. Presidente Prudente, SP. Resumos em CD-ROM, 1998.
- CARVALHO, N.O. Guia de práticas sedimentométricas. ANEEL, Superintendência de informações hidrológicas, Brasília, DF, 2000.
- CARVALHO, N.O. *Hidrossedimentologia prática*. 2. ed. Rio de Janeiro: Editora Interciência, 2008. 600 p.
- CASTRO, D.D. Morfologia da margem continental sudeste-sul brasileira e estratigrafia sísmica do sopé continental. 1992. 145p. Tese de Doutorado – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- CASTRO, W.J.; LEMKE-DE-CASTRO, M.L.; LIMA, J.O.; OLIVEIRA, L.F.C.; RODRIGUES, C.; FIGUEREDO, C.C. Erodibilidade de solos do cerrado goiano. *Revista em Agronegócios e Meio Ambiente*, v.4, n.2, p. 305-320, maio/ago. 2011.
- CHAVES, H.M.L. Estimativa da erosão atual e potencial no Vale do São Francisco. Relatório final de Consultoria. CODEVASF/FAO, Brasília. 1994.

- CHAVES, H.M.L. Modelagem matemática da erosão hídrica: passado, presente e futuro. In: ALVAREZ V. H.; FONTES, L. E.; FONTES, M. P. F. (Eds.). O solo nos grandes domínios morfoclimáticos do Brasil e o desenvolvimento sustentado. Viçosa: SBCS, UFV, DPS, p. 731-750. 1996.
- CHAVES, H.M.L.; BRAGA, B.; DOMINGUES, A.F. e DOS SANTOS, D.G. Quantificação dos Benefícios Ambientais e Compensações Financeiras do “Programa do Produtor de Água” (ANA): I. Teoria. Revista Bras. de Recursos Hídricos, Vol. 9(3): 5-14, 2004.
- CHAVES, H.M.L.; BRAGA, B.; DOMINGUES, A.F. e DOS SANTOS, D.G. Quantificação dos Benefícios Ambientais e Compensações Financeiras do “Programa do Produtor de Água” (ANA): “Programa do Produtor de Água” (ANA): II. Aplicação. Revista Bras. De Recursos Hídricos, Vol. 9(3): 15-21, 2005.
- CHAVES, H.M.L.; PIAU, L.P. Efeito da variabilidade da precipitação pluvial e do uso e manejo do solo sobre o escoamento superficial e o aporte de sedimento de uma bacia hidrográfica do Distrito Federal. R. Bras. Ci. Solo, 32:333-343, 2008.
- CHEN, Y.; TARCHITZKY, J.; BROUWER, J.; MORIN, J.; BANIN, A. Scanning electron observations on soil crusts and their formation. Soil Science, Baltimore, v.12, n.1, p.49-55, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica das bacias hidrográficas. Notícias Geomorfológica, Campinas, 9 (18): 35-64, 1969.
- CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas no Planalto de Poços de Caldas. 1970. 375 f. Tese (Livre Docência) – Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 1970.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blucher, 1974.
- CHRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. 2. ed. São Paulo: Edgard Blücher, 1980.
- CHRISTOFOLETTI, A.; GUERRA, C. E.; MAGNAVITA, I. M. P.; MARTINS, M. R. E TAVARES, A. C. Contribuição à análise morfométrica das regiões das bacias do Jequitinhonha e Extremo Sul, no Estado da Bahia. Notícia Geomorfológica, Campinas, 21 (41): 61-84, 1981.
- CHUQUIPIONDO, I.G.V. Avaliação da estimativa do potencial de erodibilidade de solos nas margens de cursos de água: Estudo de caso trecho de vazão reduzida Capim Branco I, Araguari-MG. Dissertação de mestrado – Escola de Engenharia da UFMG. 2007.
- COELHO NETO, A.L. Hidrologia de encosta na interface com a geomorfologia. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (1994). Geomorfologia – uma atualização de bases e conceitos. Rio de Janeiro, Bertrand. 1994.
- CORREA, A. Coluna do prof. Altir Corrêa: uso adequado dos solos agrícolas. Disponível em: <<http://www.cnps.embrapa.br/search/planets/coluna16/coluna16.html>>. Acesso em 16 de janeiro 2003.
- DA SILVA, M.P.; SILVA, M.L.N.; AVANZI, J.C.; OLIVEIRA, A.H.; LIMA, G.C.; CURTI, N.; LEITE, F.P. Erodibilidade de LATOSSOLO no Vale do Rio Doce, região centro-leste do estado de Minas Gerais. XXXIII Congresso Brasileiro de Ciência do Solo. 31 de julho à 05 de agosto de 2011.
- DAYRELL, E. G. Colônia Agrícola Nacional de Goiás: análise de uma política de colonização na expansão para o oeste. Dissertação de mestrado – Faculdade de Educação, Universidade Federal de Goiás, Goiânia, 1974.

- DE PLOEY, J. Runoff and rill generation on sandy and loamy topsoil. *Z. Geomorph. N.F.*, 46, 15-23. 1983.
- DE PLOEY, J.; POESEN, J. Aggregate stability, runoff generation and interrill erosion. *Geomorphology and soils*. Eds.: K.S. Richards. R.R. Arnett e S. Ellis, 99-120. 1985.
- DEBARBA, L.; AMADO, T.J.C. Desenvolvimento de sistemas de produção de milho no sul do Brasil com características de sustentabilidade. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.21, p.473-480, 1997.
- DEDECEK, R.A.; RESK, D.V.S.; FREITAS JÚNIOR, E. Perdas de solo, água e nutrientes por erosão em Latossolo Vermelho-Escuro em diferentes cultivos sob chuva natural. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.10, n.3, p.265-272, set./dez. 1986.
- DE-MARIA, I.C.; LOMBARDI-NETO, F. Razões de perda de solo e Fator C para sistemas de manejo da cultura do milho. *R. Bras. Ci. Solo*, 21:263-270, 1997.
- DENARDIN, J.E. Erodibilidade do solo estimada por meio de parâmetros físicos e químicos. Tese de Doutorado. Piracicaba, ESALQ, 81p, 1990.
- DERPSCH, R.; ROTH, C.H.; SIDIRAS, N.; KOPKE, U. Controle da erosão no Paraná, Brasil: Sistemas de cobertura do solo, plantio direto e preparo conservacionista do solo. Londrina: IAPAR, 1990. 272p.
- DONZELLI, P.L.; VALERIO F.M.; PINTO, S.A.F.; NOGUEIRA, F.P.; ROTTA, C.L.; LOMBARDI NETO, F. Técnicas de sensoriamento remoto aplicadas ao diagnóstico básico para planejamento e monitoramento de microbacias hidrográficas. Campinas-SP, Instituto Agrônomo de Campinas, 138 p, 1992.
- DURIGON, V.L. Utilização de técnicas de sensoriamento remoto e SIG na determinação do solo à erosão, associação do índice de vegetação. Tese de doutorado. Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Instituto de Agronomia. 2011. 140 f.
- EDUARDO, E.N. Determinação da Erodibilidade e do Fator cobertura e Manejo do Solo sob Condições de Chuva Natural e Simulada. Dissertação (mestrado). Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, Instituto de Agronomia. 2012. 47 f.
- EINSTEIN, H.A. River Sedimentation. In: Chow, Vem Te, ed. *Handbook of applied hydrology*. New York, McGraw-Hill. Sect. 17 - II, pt. 2. 1964.
- ELLIOT, W.J., LIEBENOW, A.M., LAFLEN, J.M., KOHL, K.D. *A Compendium of Soil Erodibility Experiments*. Publication No. 3. USDA-ARS National Soil Erosion Research Lab, West Lafayette, IN. 1989.
- ELTZ, F.L.F.; MEHL, H.U.; REICHERT, J.M. Perdas de solo e água em entressulcos em um Argissolo Vermelho-Amarelo submetido a quatro padrões de chuva. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.25, p.485-493, 2001.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análises de solo. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos – CNPS, 1979.
- EMBRAPA – Empresa de Pesquisa de Solos (Rio de Janeiro, RJ). Procedimentos normativos de levantamentos pedológicos. 1995. 101p.

- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Manual de métodos de análises de solo. Rio de Janeiro: Centro Nacional de Pesquisa de Solos – CNPS, 1997. 212p. (Embrapa-CNPS. Documentos. 1).
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. Rio de Janeiro. 1999. 412p.
- EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisas de Solos. Sistema brasileiro de classificação de Solos. 2ª Edição – EMBRAPA Solos, Rio de Janeiro 2006. 306p.
- EPSTEIN, E. and GRANT, W. J. Soil losses and crust formation as related to some soil physical properties. *Soil Sci. Soc. Am Proc.* 31:547-550. 1967
- EVANS, R. Mechanics of water erosion and their spatial and temporal controls: an empirical viewpoint. *Soil erosion*. Eds.: M.J. Kirkby e R.P.C. Morgan, 109-128. 1980.
- FARINASSO, M.; CARVALHO JÚNIOR, O.A. de C.; GUIMARÃES, R.F.; GOMES, R.A.T.; RAMOS, V.M. Avaliação qualitativa do potencial de erosão 5 laminar em grandes áreas por meio da Eups - Equação Universal de Perdas de Solo, utilizando novas metodologias em sig para os cálculos dos seus fatores na região do Alto Parnaíba-Pi-MA. *Revista Brasileira de Geomorfologia*, ano 7, n.2, p.73-85, 2006.
- FARRES, P.J. The role of time and aggregate size in the crusting process. *Earth Surf. Proc.*, 3, 243-254. 1978.
- FERNANDES, A.R. Determinação das perdas de solos por erosão hídrica. Disponível em: <http://www.ufra.edu.br/professores/antonio_ica/documentos/Equacao_Universal_Perdas_Solo.pdf>. Acesso em: 8 setembro de 2009.
- FERNANDES, E.N.; FERNANDES FILHO, E.I.; SILVA, E.; SILVA, C.A.B.; RICARDO, J.F. EROSYS: Sistema de apoio ao processo de avaliação de impactos ambientais de atividades agropecuárias, *Revista Brasileira de Agroinformática*, v.4, n.1, p.1-12, 2002.
- FERNANDES, M.M. Valoração dos Serviços Ambientais da Floresta de Mata Atlântica associados à Qualidade e Quantidade da Água na APA do Sana. Seropédica-RJ, UFRRJ, 2009. 115p. (Tese de Doutorado em Agronomia).
- FERNANDES, P.A.; PESSÔA, V.L.S. O cerrado e suas atividades impactantes: uma leitura sobre o garimpo, a mineração e a agricultura mecanizada. *OBSERVATORIUM: Revista Eletrônica de Geografia*, v.3, n.7, p. 19-37, out. 2011.
- FERNANDEZ MEDINA, B.; OLIVEIRA JÚNIOR, R.C. A aplicabilidade de alguns índices erosivos em Latossolo Amarelo de Manaus (AM). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.11, n.1, p.67-70, jan./abr. 1987.
- FIGUEIREDO, A.G. Análise da produção e transporte de sedimentos nas bacias do rio do Peixe e rio Aguapeí. *Anais do VIII Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos*. São Paulo. ABRH, 2v , 1989.
- FOSTER, G.R. Modeling the erosion process. In: HAAN, C. T. (Ed.). *Hydrologic modeling of small watersheds*. St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers, 1982. p. 297-380. (ASAE Monograph, 5).

- FOSTER, G.R.; LANE, L.J. User requirements: USDA Water Erosion Prediction Project (WEPP). NSERL Report No. 1, USDA-ARS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN, 43 pp, 1987.
- FOSTER, G.R.; McCOOL, D.K.; RENARD, K.G.; MOLDENHAUER, W.C. Conversion of the universal soil loss equation to SI metric units. *Journal of Soil and Water Conservation*, Ankeny, v.36, n.6, p.355-9, 1981.
- FOSTER, G.R.; MEYER, L.D.; ONSTAD, C.A. A runoff erosivity factor and variable slope length exponents for soil loss estimates. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 20:683-687, 1977.
- FREITAS, R.O. Textura da drenagem e sua aplicação geomorfológica. *Boletim Paulista de Geografia*, n. 11, p. 53-57, jul., 1952.
- GARBOSSA, R.A. O controle litoestrutural na organização espacial da bacia do rio Tagacaba (Paraná): uma análise morfométrica da rede de drenagem. 2003. 118 f. Dissertação (Mestrado em Geologia Ambiental) – Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2003.
- GARCEZ, L.N. Hidrologia. São Paulo: Edgard Blucher, 1974.
- GOLDENFUN, J.A. Simulação Hidrossedimentológica em pequenas Bacias Rurais. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento. n.p. Diss. mest. hidrologia aplicada. 1991.
- GOVERS, G. Rill erosion on arable land in central Belgium: rates, controls and predictability. *Catena*, v.18, p. 133-155, 1991.
- GRANELL-PÉREZ, M.D.C. Trabalhando geografia com as cartas topográficas. Ed. Unijuí: Ijuí, Rio Grande do Sul. p.128. 2001.
- GREENLAND, D.J., RIMMER, D., PAYNE, D. Determination of the structural stability class of English and welsh soils, using a water-coherence test. *J. Soil Sci.* 26, 303. 1975.
- GUERRA, A.J.T. Processos erosivos nas encostas. In: A.J.T. GUERRA; S.B.da CUNHA. *Geomorfologia: exercícios, técnicas e aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1996. p.139-155.
- GUERRA, A.T.; GUERRA, A.J.T. Novo dicionário geológico-geomorfológico. R. Janeiro: Bertrand Brasil, 648 p., 1997.
- GUERRA, A.T.; GUERRA, A.J.T. Novo dicionário geológico-geomorfológico. ed. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003. 652p.
- GUERRA, A.J.T.; SILVA, A. S.; BOTELHO, R. G. M. (Orgs.) *Erosão e Conservação dos Solos: conceitos, temas e aplicações*. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 1999, 340 p.
- HAIRSINE, P.B., e ROSE, C.W. Modeling water erosion due to overland flow using physical principles: 2 rill flow. *Water Resources Research* 28:245-250. 1992.
- HEATHWAITE, A.L., BURT, T.P., e TRUDGIL, S.T. Land use controls on sediment production in a lowland catchment, South-west England. In: *Soil Erosion on Agricultural Land*. Editores: J. Boardman, I.D.L. Foster e J.A. Dearing, 69-86, 1990.
- HENKLAIN, J.C.; FREIRE, O. Avaliação do método nomográfico para determinação da erodibilidade de Latossolos do Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.7, n.2, p.191-195, maio/ago. 1983.

- HERNANI, L.C.; SALTON, J.C.; FABRICIO, A.C.; DEDECEK, R.; ALVES JÚNIOR, M. Perdas por erosão e rendimentos de soja e de trigo em diferentes sistemas de preparo de um Latossolo Roxo de Dourados -MS. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa - MG, v.21, n.4, p.667-76, 1997.
- HIGGITT, D.L. Soil erosion and soil problems. *Progress in Physical Geography*, v.1, n.15, p.91-100, 1991.
- HORTON, R.E. Erosional development of streams their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Bulletin of the Geological Society of America*, Colorado, v.56, p.275 – 370, 1945.
- HUDSON, N.W. *Soil conservation*. New York: Cornell University Press, 1973. 320 p.
- HUDSON, N.W. The factors determining the extent of soil erosion. In: Greeland, R. (ed.). *Soil Conservation and Management in the Humid Tropics*. John Wiley and Sons, 1975.
- HUDSON, N.W. *Soil conservation*. 2.ed. Ithaca, Cornell University Press, 1981. 324p.
- HUDSON, N. *Conservacion del suelo*. Barcelona: Reverté, 1982.
- HUI, L.; XIAOLING, C.; LIN, K. J.; XIAOBIN, C.; SAGONG, M. Assessment of soil erosion and sediment yield in Liao watershed, Jiangxi province, China, using USLE, GIS, and RS. *Journal of Earth Science*, v. 21, n. 6, p. 941-953, 2010.
- HUTCHINSON, M.F. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney Australia. 1988.
- HUTCHINSON, M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* 106: 211-232. 1989.
- IBGE. Levantamento de recursos naturais do projeto RadamBrasil. Rio de Janeiro, 1986. 796p.
- IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Results of 2000 census. Available on the web. www.ibge.gov.br. Captured September 18, 2003.
- JENNY H. *Factors of Soil Formation*. McGraw-Hill, New York. 1941
- JESUS, M.R.G. Análise Morfométrica da Bacia do Rio do Cambuí-Pr. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA APLICADA XI, 2005, São Paulo Anais.USP, p. 137-142. 2005.
- KINNELL, P.I.A. Event soil loss, runoff and the universal soil loss equation family of models: A review. *J. Hydrol.*, 385:384-397, 2010.
- KIRPICH, P.Z. Time of concentration of small agricultural watersheds. *Civil Eng.*, 10:362, 1940.
- KÖPPEN, W. *Climatologia: con un estudio de los climas de la tierra*. Fondo de Cultura Económica. México. 479p. 1948.
- KOULI, M.; SOUPIOS, P.; VALLIANATOS, F. Soil erosion prediction using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) in a GIS framework, Chania, Northwestern Crete, Greece □ *Environ Geol*, 57:483-497, 2009.
- LAL, R. Soil erosion on alfisols in western Nigeria. III. Effects of rainfall characteristics. *Geoderma*, Amsterdam, v.16, p.389-401, 1976.

- LAL, R.; DELGADO, J.A.; GROFFMAN, P.M.; MILLAR, N.; DELL, C.; ROTZ, A. Management to mitigate and adapt to climate change. *Journal of Soil and Water Conservation*, v.66, n.4, p.276-285, 2011.
- LAL, R. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International*, v.29, p.437-450, 2003.
- LANE, L.J.; RENARD, K. G.; FOSTER, G. R.; LAFLEN, J. M. Development and application of modern soil erosion prediction technology. *Austr. Soil Res.*, 30:893-912, 1992.
- LARIOS, M.B. Resumo Histórico de Modelagem da Erosão. Disponível em <<http://www.drenagem.uf.br/06erosão-08-modelagemRest.htm>>. Acesso em 10 de agosto de 2011.
- LEINZ, V.; AMARAL, S.E. *Geologia Geral*. 11ª Ed. São Paulo: Nacional. 3-393p. 1989
- LEPRUN, J.C. *A erosão, a conservação e o manejo do solo no Nordeste Brasileiro*. Recife: Ministério do Interior. SUDENE, Brasil. 1981
- LIEBENOW, A.M.; ELLIOT, W.J.; LAFLEN, J.M. Interrill Erodibility: Collection and Analysis of Data From Cropland Soils. *Transactions of The Asae* 33, 1882-1888, 1990.
- LIMA, J.M.; CURTI, N.; RESENDE, M.; SANTANA, D.P. Dispersão do material de solo em água para avaliação indireta da erodibilidade em Latossolos. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.14, n.1, p.85-90, jan./abr. 1990.
- LINSLEY, R.K.; KOHLER, M.A.; PAULHUS, J.L.H. *Applied hidrology*. New York: McGraw-Hill, 689p. 1949.
- LINSLEY JR., R.K., KOHLER, M.A., PAULHUS, J.L.H. *Hydrology for Engineers*. New York, McGraw-Hill, 482p. 1975.
- LINSLEY, R.K. E FRANZINI, J. B. *Engenharia de recursos hídricos*. São Paulo: McGraw-Hill, 1978.
- LIU, B.Y.; NEARING, M.A.; RISSE, L.M. Slope gradient effects on soil loss for steep slopes. *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, v. 37, p. 1835-1840, 1994.
- LO, A., EL-SWAIFY, S. A., DANGLER, E. W., SHINSHIRO, L. Effectiveness of EI30 as na erosivity index in Hawaii. In: EL-SWAIFY. (Ed.). *Soil erosion and conservation*. Ankeny: Soil Cons. Soc. Am., 1985. p. 2384-2392.
- LOCH, R.J., SILBURN, D.M. Constraints to sustainability – soil erosion. In: CLARKE, I., WYLIE, P.B. (eds.) *Sustainable crop production in the subtropics: an Australian Perspective*. QDPI. 1996.
- LOMBARDI NETO, F.; BERTONI, J. Tolerância de perdas de terra para solos do Estado de São Paulo. Campinas, Instituto Agrônômico, 1975. 12p. (Boletim técnico, 27)
- LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W.C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com perdas de solo em Campinas, SP. In: *Encontro Nacional de Pesquisa sobre Conservação do Solo*, 3, Recife, 1980. Anais...fl. 13.
- LOMBARDI NETO, F.; MOLDENHAUER, W.C. Erosividade da chuva: sua distribuição e relação com as perdas de solo em Campinas-SP. *Bragantia*, Campinas, 51(2): 189-196, 1992.

- LOPES, V.L. Um Estudo da Erosão e Produção de Sedimentos Pelas Chuvas. Mossoró, Escola Superior de Agricultura de Mossoró, 71 p. 1980.
- LOPES, V.L. A numerical model of watershed erosion and sediment yield. PhD thesis, The University of Arizona. 1987.
- LU, D.; LI, G.; VALLADARES, G.S.; BATISTELLA, M. Mapping soil erosion risk in Rondônia, Brazilian Amazonia: using RUSLE, remote sensing and GIS. *Land Degradation and Development*, v.15, p.499-512, 2004.
- MANNIGEL, A.R.; CARVALHO, M. de P.; MORETI, D.; MEDEIROS, L. da R. Fator Erodibilidade e Tolerância de Perda dos Solos do Estado de São Paulo. *Acta Scientiarum*, Maringá, v. 24, n. 5, p. 1335-1340, 2002.
- MARQUES, J.J.G.S.M.; ALVARENGA, R.C.; CURTI, N.; SANTANA, D.P.; SILVA, M.L.N. Índices de erosividade da chuva, perdas de solo e fator erodibilidade para dois solos da região dos cerrados. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Viçosa, v. 21, p.427-434, 1997.
- MARQUES, J.J.G.S.M.; CURTI, N.; FERREIRA, M.M.; LIMA, J.M.; SILVA, M.L.N.; CAROLINO de SÁ, M.A. Adequação de métodos indiretos para estimativa da erodibilidade de solos com horizonte B textural no Brasil. *R. bras. Ci. Solo*, Viçosa, 21:447-456, 1997.
- MARTINS FILHO, M.V.; PEREIRA, V.P. Influência da compactação do solo nas perdas por erosão e na sua erodibilidade. *Ciência Agronômica*, Jaboticabal, v.8, n.1, p.39-45, jan./fev. 1993.
- MARTINS, S.G.; AVANZI, J.C.; SILVA, M.L.N.; CURTI, N.; FONSECA, S. Erodibilidade do solo nos tabuleiros costeiros. *Pesq. Agropec. Trop.*, Goiânia, v. 41, n. 3, p. 322-327, jul./set. 2011.
- MATI, B.M.; MORGAN, R.P.C.; GICHUKI, F.N.; QUINTON, J.N.; BREWER, T.R.; LINIGER, H.P. Assessment of erosion hazard with the USLE and GIS: A case study of the Upper Ewaso Ng'iro North basin of Kenya. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. v. 2, n.2, p. 78-86, 2000.
- MCCOOL, D.K.; FOSTER, G.R.; MUTCHLER, C.K.; MEYER, L.D. Revised slope length factor for the Universal Soil Loss Equation, *Transactions of the American Society of Agricultural Engineers*, v. 32, p. 1571-1576, 1989.
- McCOOL, D.K.; BROWN, L.C.; FOSTER, G.R.; MUTCHLER, C.K.; MEYER, L.D. Revised slope steepness factor for the Universal Soil Loss Equation. *TRANS. of the ASAE* 30(5): 1387-1396. 1987.
- McINTYRE, D.S. Permeability measurements of soil crusts formed by raindrop impact. *Soil Science*, Baltimore, v.85, p.185-9, 1958.
- MENDES, C.A.R. Erosão superficial em encosta íngreme sob cultivo perene e com pousio no município de Bom Jardim-RJ. Tese – Universidade Federal do Rio de Janeiro, COPPE. 2006. 237 p.
- MERRITT, W.S.; LETCHER, R.A.; JAKEMAN, A.J. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling & Software*, (in review), 2003.
- MEYER, L.D.; McCUNE, D.L. Rainfall simulator for runoff plots. *Agricultural Engineering*, St. Joseph, v.39, n.1, p.644-648, October 1958.

- MEYER, L.D.; WISCHMEIER, W.H. Mathematical simulation of the process of soil by water. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, 12:754-758, 1969.
- MEYER, L.D. Soil Erosion by Water on Upland Áreas. In: SHEN, H. W. Ed. *Rivers Mechanics*. Fort Collins. V.2 , chap 27. 1971.
- MILLER, V.C. A quantitative geomorphic study of drainage basins characteristic in the Clinch Mountain area, Technical Report, Dept. Geology, Columbia University. 1953.
- MIRANDA, E. E. de; (Coord.). *Brasil em Relevo*. Campinas: Embrapa Monitoramento por Satélite, 2005. Disponível em: <<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br>>. Acesso em: 31 ago. 2012.
- MONDARDO, A.; JUCKSCH, I.; VIEIRA, M.J.; FARIAS, G.S. de; HENKLAIN, J.C.; RUFINO, R.L. Erodibilidade do Latossolo Roxo distrófico com 8% de declive, usando simulador de chuva. Londrina: IAPAR. Não paginado. 1978.
- MOORE, I.D.; HIRSCHI, M.C.; BARFIELD, B.J. Kentucky rainfall simulator. *Transacions of the ASAE, St. Joseph*, v.26, n.4, p 1085-1089, 1983.
- MOORE, I. D.; BURCH, G. Physical basis of the length-slope factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Science Society of America Journal*, n. 50, p. 1294-1298, 1986.
- MORAIS, L.F.B.; SILVA, V.; NASCHENVENG, T.M.C.; HARDOIN, P.C.; ALMEIDA, J.E.L.; WEBER, O.L.S.; BOEL, E.; DURIGON, V. Índice EI₃₀ de chuva e sua relação com o coeficiente de chuva do sudoeste de Mato Grosso. *Rev. Bras. Ciênc. Solo* 15, 339– 344. 1991.
- MORGAN, R.P.C. Soil degradation and erosion as a result of agricultural practice. *Geomorphology and soils*. Eds.: K.S. Richards, R.R. Arnett e S. Ellis, 379-395, 1984.
- MORGAN, R.P.C. *Soil erosion and conservation*. Longman Group, Inglaterra, 298p. 1986.
- MORGAN, R.P.C.; QUINTON, J.N.; SMITH, R.E.; GOVERS, G.; POESEN, J.W.A.; AUERSWALD, K.; CHISCI, G.; TORRI, D.; STYCZEN, M.E. The European soil erosion model (EUROSEM): a dynamic approach for predicting sediment transport from fields and small catchments. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 527– 544, 1998.
- MORGAN, R. P. C. *Soil erosion and conservation*. 3 a ed. New York: Longman Scientific & Technical, 2005. 304p.
- MORIN, J.; GOLDBERG, D.; SEGNER, I. A rainfall simulator with a rotating disk. *Transacions of the ASAE, St. Joseph*, v.10, p.74-79, 1967.
- MOUZAIA, L.; BOUHADEFA, M. Water drop erosivity: Effects on soil splash. *Journal of Hydraulic Research*, Volume 41, Issue 1, 2003.
- MUSGRAVE, G. W. A quantitative evaluation of factors in water erosion - A first aproximation. *Journal of Soil and Water Conservation, Ankeny*, v. 2, p. 133-138, 170. 1947.
- MUTCHLER, C.K.; CARTER, C.E. Soil erodibility variation during the year. *Transaction of the ASAE, St. Joseph*, 26(4): 1102-1104, 1983.
- MUTCHLER, C.K.; YOUNG, R.A. Soil detachment by raindrops. IN: *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*. Washington, USDA-Agricultural Research, P. 113-117. 1975. (ARSS-40).

- NASCIMENTO, F.L. Experiências com microbacias em Mato Grosso do Sul. 5º Simpósio Nacional de Controle de Erosão. Anais. Bauru, SP, p. 89-91, 1995.
- NASCIMENTO, M.A.L do. Estudo dos processos erosivos na bacia do ribeirão João Leite em Goiânia. (Tese de doutorado). São Paulo: USP, 1998.
- NEARING, M.A. A Single, Continuous Function For Slope Steepness Influence On Soil Loss. *Soil Science Society Of America Journal*, 61(3):917-919. 1997.
- NEARING, M.A.; DEER-ASCOUGH, L.; LAFLEN, J.M. Sensitivity analysis of the WEPP hillslope profile erosion model. *TASAE*, 33(3):839-849. 1990.
- NEARING, M.A.; LANE, I.J.; LOPES, V.I. Modelling soil erosion. In Lal, R. (ed.), *Soil erosion: Research Methods*. p.127-156, 1994.
- NEARING, M.A.; PRUSKI, F.F.; O'NEAL, M.R. Expected climate change impacts on soil erosion rates: A review. *Journal of Soil and Water Conservation*, v.59, n.1, p.43-50, 2004.
- NORDIN, C.F.; McQUIVEY, R.S. Suspended load. In: SHEN, Hsieh Wen, ed. *River mechanics*. Fort Collins. V.1, cap. 12. 1971.
- OLDEMAN, R.L. Global extent of soil degradation. pp. 19-36. In: *Bi-annual Report 1991-1992*, ISRIC, Wageningen, The Netherlands. 1992.
- OLIVEIRA JUNIOR, R.C. de. A erosividade das chuvas na parte leste do Estado do Pará. Belém: FCAP, 1988. 52p. Tese de Mestrado.
- OLIVEIRA JUNIOR, R.C. de; MEDINA, B.F. A erosividade das chuvas em Manaus (AM). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*. Campinas, v.14, p.235-239. 1990.
- OLIVEIRA, T.S.; WENDLAND, E.; NEARING, M. Rainfall erosivity in Brasil: A Review. *Catena* 100:139-147, 2012.
- OLIVEIRA, P.T.S.; RODRIGUES, D.B.B.; ALVES SOBRINHO, T.; PANACHUKI, E. Estimativa do fator topográfico da USLE a partir de três algoritmos. *Revista Ambiente & Água – An Interdisciplinary Journal of Applied Science*: v. 5, n. 2, 2010.
- OLIVEIRA, P.T.S.; ALVES SOBRINHO, T.; RODRIGUES, D.B.B.; PANACHUKI, E. Erosion risk mapping applied to environmental zoning. *Water Res. Manag.*, 25:1021-1036, 2011.
- PAIVA, J.B.D.; PAIVA, E.M.C.D.; VILELLA, S. Avaliação da Descarga de Sedimentos afluentes à Captação da Estação Elevatória I do Projecto de Transposição das Águas do Rio São Francisco. *Revista Brasileira de Engenharia, Caderno de Recursos Hídricos*. Vol. 13 , Nº 2, Dezembro/1995. pp. 47-79.
- PANACHUKI, E.; BERTOL, I.; ALVES SOBRINHO, T.; OLIVEIRA, P.T.S.; BICCA, D.B. Perdas de solo e de água e infiltração de água em LATOSSOLO VERMELHO SOB SISTEMAS DE MANEJO. *R. Bras. Ci. Solo*, 35:1777-1785, 2011.
- PARANÁ. Secretaria de estado da agricultura e do abastecimento. Manual técnico do subprograma de manejo e conservação do solo. Curitiba, 1989. 306p.
- PARANHOS FILHO; A.C.; FIORI, A.P.; DISPERATI, L.; LUCCHESI, C.; CIALI, A. E LASTORIA, G. Avaliação multitemporal das perdas dos solos na bacia do rio taquarizinho através de SIG. Artigo publicado no *Boletim Paranaense de Geociências*. N. 52, p.49-59. 2003.

- PENCK, W. Die morphologische analyse. Ein kapitel der physikalischen geologie. J. Engelhorn's Nachf. Stuttgart, 1924.
- PEREIRA, J.C.; MOLINARI, A. Experiências com microbacias em Santa Catarina. Resumo da mesa redonda. 5º Simpósio Nacional de Controle da Erosão. Anais. Boletim de Campo. Bauru, SP, p.85-88, 1995.
- POLDERVAART, A. Zircon in rocks 1, Sedimentary rocks. American Journal of Science, v. 235, p. 433-461, 1955.
- POLITANO, W.; PISSARRA, T.C.T. Relações entre características morfométricas quantitativas e estimativa da vazão em função da área em microbacias hidrográficas de 2ª ordem de magnitude. Engenharia Agrícola, v. 23, n. 1, p. 179-186, 2003.
- POLITANO, W.; PISSARRA, T.C.T.; FERRAUDO, A. S. Avaliação de características morfométricas na relação solo-superfície da bacia hidrográfica do córrego rico, Jaboticabal (SP). Revista Brasileira de Ciência do Solo, v. 28, p. 297-305, 2004.
- PORTO, R. DE M. Hidráulica Básica. São Carlos: EESC-USP, 2.ed., 540p., 1999.
- PRUSKI, F.F. Conservação de água e solos. Brasília, DF: ABEAS; Viçosa, MG: UFV/DEA, 88p. 1996. (Curso de Tutoria à Distância. Curso de Gestão de Recursos Hídricos para o Desenvolvimento Sustentados de Projetos Hidroagrícolas, Módulo, 7).
- PRUSKI, F.F. Conservação do solo e água: práticas mecânicas para o controle da erosão hídrica. 2. ed. Atual. e ampl. – Viçosa: ed. UFV, 2010. 279p.: il.; 22 cm.
- RADAMBRASIL. Departamento Nacional de Produção Mineral. Folha AS.21- Santarém. Geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro: DNPM, 510 p. (Levantamento dos Recursos Naturais, v. 10). C data. Remote Sensing of Environment, 59(2):180-190, 1976.
- RANIERI, S.B.L. Estimativa da erosão do solo em uma bacia hidrográfica no município de Piracicaba (SP) utilizando os modelos USLI e WEPP. Tese (Doutorado – Solos e Nutrição de Plantas) - Escola Superior de Agricultura "Luiz de Queiroz", Universidade de São Paulo, Piracicaba. 95f., 2000.
- RANZINI, M.; LIMA, W.P. Comportamento hidrológico, balanço de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com *Eucalyptus*, no Vale do Paraíba, SP. Scientia Forestalis, n.61, p.144-159, jun. 2002.
- RATTER, J.A. Transitions between cerrado and forest vegetation in Brasil. In: FURLEY, P.A.; PROCTOR, J.; RATTER, J. A. (Eds.) Nature and dynamics of forest-savanna boundaries. London: Chapman & Hall, 1992. p. 51-76.
- REICHARDT, K. Infiltração da água no solo. In: Dinâmica da matéria e da energia em ecossistemas. 2 ed. Piracicaba, Escola Superior de Agricultura Luiz de Queiroz. p. 317-352, 1996.
- REICHERT, J.M.; CABEDA, M.S.V. Salpico de partículas e selamento superficial em solos do Rio Grande do Sul. Revista Brasileira de Ciência do Solo, Campinas, v.16, p.389-396, 1992.
- RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; WEESIES, G.A.; PORTER, J.P. RUSLE: Revised Universal Soil Loss Equation. J. Soil Water Conserv., 46:30-33, 1991.

RENARD, K.G.; FOSTER, G.R.; YODER, D.C.; MCCOOL, D.K. RUSLE revisited: status, questions, answers, and the future. *Journal of Soil and Water Conservation*, 213– 220 (May–June), 1994.

RENARD, K.G.; FOSTER, G.A.; WEESIES, D.K.; McCool and D.C. YODER, Coodenators. Predicting soil erosion by water: a guide to conservation planning with the revised universal soil loss equation (RUSLE). U.S. Departament of Agriculture. Washington, USDA, 1997. 384p. (Agriculture Handbook Numeber 703).

RENNÓ, C.D. Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2004. 148 f.

RIBEIRO, L.S.; ALVES, M. da G. Quantificação de perda de solo por erosão no município de Campos de Goytacazes/RJ através de técnicas de Geoprocessamento. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 13., 2007, Florianópolis. Anais... Florianópolis, 2007. p.3039-3046.

RÖMKENS, M.J.M.; ROTH, C.B.; NELSON, D.W. Erodibility of selected clay subsoils in relation to physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal*, Madison, v.41, n.5, p.954-960, Sept./Oct. 1977.

RUFINO, R.; BISCAIA, R.C.M.; MERTEN, G. Avaliação do potencial erosivo da chuva do Estado do Paraná, através de pluviometria: Terceira aproximação. *R. Bras. Ci. Solo*, 17:439-444, 1993.

SALES, L.E.O.; FERREIRA, M.M.; SILVA, M.O; CURI, N. Estimativa da taxa de infiltração básica do solo. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.34, n.11, p.2091-2095, 1999.

SANTOS, R.D.; SANTOS, H.G.; KER, J.; ANJOS, L.H. Manual de descrição e coleta de solo no campo. 5 ed. Campinas, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo/SNLCS, 91p. 2005.

SCHUMM, S.A. Evolution of drainage systems and slops in badlands of Perth Amboy, *Geol. Soc. America Bulletin*, 67, pp. 597-646, 1956.

SHARP, A.L.; HOLTAN, H.N.; MUSGRAVE, G.W. Infiltration in relation to runoff on small watersheds. Washington, D.C., USDA, 1949.

SHEN, H.W. Washload and bed load. In: -----, *River mechanics*. Fort Collins. V. 1, cap 11. 1971.

SHEN, H.W. Sediment transport models. In: -----, *Stochastic approaches to water resoucers*. Fort Collins. V. 2, cap 26. 1976.

SILVA, A.M. Índice de erosividade e sua relação com a pluviometria e coeficiente de chuva em Juazeiro (BA). Piracicaba, São Paulo, Brazil (unpublished). 2001.

SILVA, A.M. Rainfall erosivity map for Brazil. *Catena*, v. 57, n. 3, p. 251-259, 2004.

SILVA, B. A. W.; AZEVEDO, M. M.; MATOS, J. S. Gestão ambiental de bacias hidrográficas urbanas. *Revista VeraCidade*, v. 3, n. 5, p. 1-7, 2006.

SILVA, A.M.; SILVA, M.L.N.; CURI, N.; AVANZI JUNIOR, C.; FERREIRA, M.M. Erosividade da chuva e erodibilidade de Cambissolo e Latossolo na região de Lavras, sul de Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.33, p.1811-1820, 2009.

- SILVA, I.F.; ANDRADE, A.P.; CAMPOS FILHO, O.R. Erodibilidade de seis solos do semi-árido paraibano obtida com chuva simulada e método nomográfico. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.10, n.3, p.283-287, set./dez. 1986.
- SILVA, L.F. da. A construção de um índice de sustentabilidade ambiental agrícola (ISA): uma proposta Metodológica. Campinas, SP: [s.n.], 2007.
- SILVA, L.C.; KATO, E. Avaliação de modelos para a previsão da infiltração de água em solos sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.33, n.7, p.1149-1158, 1998.
- SILVA, M.L.N.; CURI, N.; OLIVEIRA, M.S.; FERREIRA, M.M.; LOMBARDI NETO, F. Comparação de métodos direto e indiretos para determinação da erodibilidade em Latossolos sob cerrado. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.29, n.11, p.1751-1761, nov. 1994a.
- SILVA, M.L.N.; FREITAS, P.L.; BLANCANEAU, P.; CURI, N.; LIMA, J.M. Relação entre Parâmetros de Chuva e Perdas de Solo e Determinação da Erodibilidade de um Latossolo Vermelho-Escuro em Goiânia (GO). *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 21:131-137, 1997.
- SILVA, M.L.N. Erosividade da chuva e proposição de modelos para estimar a erodibilidade de Latossolos brasileiros. Lavras : UFLA, 1997. 154p. Tese de Doutorado.
- SILVA, M.L.N.; CURI, N.; LIMA, J.M. de; FERREIRA, M.M. Avaliação de métodos indiretos de determinação da erodibilidade de Latossolos brasileiros. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, Brasília, v.35, p.1207-1220, 2000.
- SILVEIRA, R.C.da.; SALVADOR, N. Uso de um simulador de chuvas no estudo de perdas de solo e água em parcelas com resíduos culturais de milho. *Ciênc. agrotec.*, Lavras, MG, v.24, n.3, p.718-729, 2000.
- SINGH, V.P. Watershed modelling. In: Singh, V.P. (Ed.), *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publ., Highlands Ranch, CO, pp. 1– 22, 1995.
- SINGH, M.J.; KHERA, K.L. Nomographic estimation and evaluation of soil erodibility under simulated and natural rainfall conditions. *Land Degradation and Development* 20, 471-480. 2009.
- SMITH, R.E. The infiltration envelope: results from a theoretical infiltrometer. *J.Hydr.*, v. 17, p.1-22, 1976.
- SMITH, R.E. A kinematic model for surface mine sediment yield. *Transactions of the ASAE*, 1508– 1514, 1981.
- STEIN, D.P.; DONZELLI, P.L.; GIMENEZ, A.F.; PONÇANO, W.L.; LOMBARDI NETO, F. Potencial de erosão laminar, natural e antrópica na bacia do Peixe-Paranapanema. In: *Simpósio Nacional de controle de erosão*, 4, Marília, 1987. Anais. São Paulo, Departamento Técnico de Águas e Energia elétrica, p. 105-135. 1987.
- STORM, B.; JORGENSEN, G.H.; STYCZEN, M. Simulation of water flow and soil erosion processes with a distributed physically-based modeling system. *IAHS Publications* 167, 595–608, 1987.
- STRAHLER, A. N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. in *Handbook of Applied Hydrology*, Ven Te Chow (Editor). McGraw Hill, New York. pp 4-39 - 4-76, 1964.

- TAPIA-VARGAS, M.; TISCAREÑO-LÓPEZ, M.; STONE, J.J.; OROPEZA-MOTA, J.L.; VELAÂZQUEZ-VALLE, M. Tillage system effects on runoff and sediment yield in hillslope agriculture. *Field Crops Res.*, 69:173-182, 2001.
- TÁVORA, M.R.P.; SILVA, J.R.C.; MOREIRA, E.G.S. Erodibilidade de dois solos da região de Ibiapaba, Estado do Ceará. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.9, n.1, p.59-62, jan./abr. 1985.
- TELLES, T. S. ; GUIMARÃES M. F.; DECHEN, S. C.F. The costs of soil erosion. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Viçosa, v.35, p.287-298, 2011.
- THORNES, J.B. Erosional process of running water and their spatial and temporal controls: a theoretical view point. In: *Soil erosion*. M.J. Kirkby and R.P.C Morgan (Eds.), 129-182, 1980.
- TOMAZONI, J.C.; MANTOVANI, L.E.A.; BITTENCOURT, V.L.; ROSA FILHO, E.F. da. A sistematização dos fatores da EUPS em SIG para quantificação da erosão laminar na Bacia do Rio Anta Gorda (PR). *Estudos Geográficos*, Rio Claro, v. 3, n. 1, p. 1-21, 2005.
- TONELLO, K.C.; DIAS, H.C.T.; DE SOUZA, A.L.; RIBEIRO, C.A.A.S. e LEITE, F.P. Morfometria da bacia hidrográfica da Cachoeira das Pombas, Guanhães-MG. *R. Árvore*, Viçosa-MG, v.30, n.5, p.849-859, 2006.
- TRICART, Jean. *Ecodinâmica*. Rio de Janeiro. IBGE, Diretoria Técnica, SUPREN. 91p., 1977.
- TUCCI, C.E.M. (Org). *Hidrologia: Ciência e Aplicação*. Cap. 11. Ed. da Universidade/ABRH/EDUSP. Porto Alegre. 1993.
- TUCCI, C.E.M. *Hidrologia – ciência e aplicação*. Editora da Universidade (UFRGS)/Edusp/ABRH, Porto Alegre, RS, 1997.
- UHDE, L.T. *Sistema pedológico em um ambiente antropizado da depressão central do RS*. Tese de doutorado. Santa Maria-RS, 2009.
- UMEZAWA, P.K. *Previsão de deplúvio (Washload) em rios de áreas elevadas*. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Curso de Pós-Graduação em Recursos Hídricos e Saneamento. n. p. Dissertação de mestrado hidrologia aplicada. 1979. 217p.
- VAL, L.A.; BAHIA, V.G.; FREIRE, J.C.; DIAS JÚNIOR, M.S. Erosividade das chuvas em Lavras, MG. *Ciênc. Prát.* 10, 199–209. 1986.
- VALENTIN, C., BRESSON, L.M. Morphology, genesis and classification of surface crusts in loamy and sandy soils. *Geoderma*, Amsterdam, v.55, p.225-245, 1992.
- VAN REMORTEL, R.D.; MAICHLE, R.W.; HICKEY, R.J. Computing the ls factor for the revised universal soil loss equation through array-based slope processing of digital elevation data using a C++ executable. *Computers & Geosciences*, v. 30, p. 1043-1053, 2004.
- VILELLA, S.M.; MATTOS, A. *Hidrologia aplicada*. São Paulo: McGraw-Hill, 1975.
- WAGNER, C.S.; MASSAMBINI, O. Análise da relação intensidade de chuva: energia de Wischmeier & Smith e sua aplicabilidade à região de São Paulo. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, Campinas, v.12, n.3, p.197-203, 1988.
- WEILL, M.A.M.; SPAROVEK, G. Estudos da erosão na microbacia do Ceveiro (Piracicaba, SP). I – Estimativa das taxas de perda de solo e estudos de sensibilidade dos fatores do modelo EUPS. *R. Bras. Ci. Solo*, 32:801-814, 2008.

- WICKS, J.M. Physically-based mathematical modelling of catchment sediment yield. Thesis submitted for the degree of doctor of philosophy, Department of Civil Engineering, University of Newcastle Upon Tyne. 1988.
- WILLIAMS, J.R. 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. 1975.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. Rainfall energy and its relationship to soil loss. Transaction American Geophysics Union, v.39, p.285-291, 1958.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. Predicting rainfall erosion losses from cropland east of the Rocky Mountains: guide for selection of practices for soil and water conservation. Washington, USDA, 1965. 47p. (Agriculture handbook, 282).
- WISCHMEIER, W.H.; MANNERING, J.V. Relation of soil properties to its erodibility. Soil Science Society of America. Proceedings, Madison, v.33, n.1, p.131-137, Jan./Feb. 1969.
- WISCHMEIER, W.H., JOHNSON, C. B. E CROSS, B.V. A soil erodibility nomograph for farmland and construction sites. Jour. Soil Wat. Conserv., v.26, 189-193, 1971.
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. Predicting rainfall erosion loss. Cropland east of the rocky mountains. Washington: USDA, 47p., 1972 (Agricultural Handbook, 282).
- WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. Predicting Rainfall Erosion Losses. A guide to conservation planning. Agriculture Handbook N. 537. USDA-SEJA, US. Govt. Printing Office, Washington, DC. 58pp. 1978.
- WISLER, C.O.; BRATER, E.F. Hidrologia. Tradução e publicação de Missão Norte-Americana pela Cooperação Econômica e Técnica no Brasil. Rio de Janeiro: Ao Livro Técnico S.A., 1964.
- YOUNG, R.A.; ONSTAD, C.A.; BOSCH, D.D.; ANDERSON, W.P. AGNPS: a nonpoint-source pollution model for evaluating agricultural watersheds. Journal of Soil and Water Conservation, 168–173 (March–April), 1989.
- YANG, C. T. Bed-load Transport. In: Sediment Transport: theory and practice. McGraw-Hill, 1996. pp. 90-121.
- ZACHAR, D. Soil erosion. Developments in Soil Science 10. Elsevier Scientific Publishing Company, Bratislava, Czechoslovakia, 1982.
- ZINGG, R.W. Degree and length of land slope as it affects soil loss runoff. Agricultural Engineering, St. Joseph, v. 21, p. 59-64, 1940.
- ZHOU, P., LUUKKANEN, O., TOKOLA, T., NIEMINEN, J. Effect of vegetation cover on soil erosion in a mountainous watershed. *Catena*, **75**: 319–325, 2008.

8 ANEXOS

Anexo A: Dados da estação Geodésica localizada dentro da área da microbacia, Ceres-GO.

Relatório de Estação Geodésica					
Estação :	92752	Nome da Estação :	92752	Tipo :	Estação Planimétrica - SAT
Município :	CERES			UF :	GO
Última Visita:	24/9/2004	Situação Marco Principal :	Bom		
DADOS PLANIMÉTRICOS		DADOS ALTIMÉTRICOS		DADOS GRAVIMÉTRICOS	
Latitude	15° 20' 49,3846" S	Altitude Ortométrica(m)	578,51	Gravidade(mGal)	
Longitude	49° 36' 03,5256" W	Altitude Geométrica(m)	579,45	Sigma Gravidade(mGal)	
Fonte	GPS Geodésico	Fonte	GPS Geodésico	Precisão	
Origem	Ajustada	Data Medição	24/9/2004	Datum	
S Datum	SAD-69	Data Cálculo	28/1/2005	Data Medição	
A Data Medição	24/9/2004	Sigma Altitude Geométrica(m)		Data Cálculo	
D Data Cálculo	28/1/2005	Modelo Geoidal	MAPGE02004	Correção Topográfica	
6 Sigma Latitude(m)	0,013			Anomalia Bouguer	
9 Sigma Longitude(m)	0,030			Anomalia Ar-Livre	
UTM(N)	8.302.796,841			Densidade	
UTM(E)	650.173,303				
MC	-51				
Latitude	15° 20' 50,9752" S	Altitude Ortométrica(m)	578,55	Gravidade(mGal)	
S Longitude	49° 36' 05,1602" W	Altitude Geométrica(m)	567,66	Sigma Gravidade(mGal)	
1 Fonte	GPS Geodésico	Fonte	GPS Geodésico	Precisão	
R Origem	Ajustada	Data Medição	24/9/2004	Datum	
G Datum	SIRGAS2000	Data Cálculo	28/1/2005	Data Medição	
A Data Medição	24/9/2004	Sigma Altitude Geométrica(m)	0,022	Data Cálculo	
S Data Cálculo	28/1/2005	Modelo Geoidal	MAPGE02004	Correção Topográfica	
2 Sigma Latitude(m)	0,003			Anomalia Bouguer	
0 Sigma Longitude(m)	0,004			Anomalia Ar-Livre	
0 UTM(N)	8.302.754,127			Densidade	
0 UTM(E)	650.123,697				
MC	-51				
* Último Ajustamento Planimétrico Global SAD-69 em 15/09/1996					
** Ajustamento Planimétrico SIRGAS2000 em 23/11/2004 e 06/03/2006					
*** Dados Planimétricos para Fonte certa nas escalas menores ou igual a 1:200000, vértices SIRGAS2000 = SAD-69					
Localização					
Junto à estação meteorológica da Escola Agrícola Federal de Ceres.					
			Descrição		
O marco é um pilar de concreto no formato cilíndrico medindo: 0,30 m de diâmetro e 1,23 m de altura e possui uma base quadrangular em concreto com dimensões de: 0,10 m x 1,00 m x 1,00 m. Em seu topo foi fixado um dispositivo de centragem forçada com rosca universal 0,20 m.					
			Itinerário		
Rodovia GO-154 km 02 município de Ceres-GO					
Foto(s)					
					

Fonte: IBGE. Disponível em <<http://www.ibge.gov.br>>. Acessado em 30 de jan. de 2010.

Anexo B: Modelo de planilha para cálculo de sedimentos obtido pelo simulador de chuva.

Escoamento Superficial - Infiltração - Perdas de Solo - Concentração de Sedimento										Parcela:	
Início Teste (h:min)		Início Escoamento (h:min)		Fim Coleta (h:min)		Fim Escoamento (h:min)		ip (mm/h) =		64	
Momento da coleta (min)	Volume e Tempo de Coleta	Lâmina de Escoamento [1]		Infiltração e Taxa de infiltração [2]		Perdas de Solo e Concentração de Sedimento [3]					
	Volume (ml)	LES (mm)	LES_Acum (mm)	LAI (mm)	LAI_Acum (mm)	i (mm/h)	PS Parc (g)	PS (g/m ²)	PS_Acum (g/m ²)	Con Sedim (g/L)	
0		370	0,5	0,5	0,5	0,5	32,3		0,00	0,00	
2		570	0,8	1,3	0,3	0,8	15,1				
4		600	0,9	2,2	0,2	1,0	12,6				
6		660	0,9	3,1	0,1	1,1	7,4		0,00	0,00	
8		720	1,0	4,2	0,0	1,2	2,3				
10		740	1,1	5,2	0,0	1,2	0,6				
12		680	1,0	6,2	0,1	1,3	5,7		0,00	0,00	
14		680	1,0	7,2	0,1	1,4	5,7				
16		700	1,0	8,2	0,1	1,4	4,0				
18		740	1,1	9,2	0,0	1,4	0,6		0,00	0,00	
20		700	1,0	10,2	0,1	1,5	4,0				
22		680	1,0	11,2	0,1	1,6	5,7				
24		720	1,0	12,2	0,0	1,6	2,3		0,00	0,00	
26		720	1,0	13,3	0,0	1,7	2,3				
28		720	1,0	14,3	0,0	1,7	2,3				
30		720	1,0	15,3	0,0	1,8	2,3		0,00	0,00	
32											
34											
36									0,00	0,00	
38											
40											
42									0,00	0,00	
44											
46											
48									0,00	0,00	
50											
52											
54									0,00	0,00	
56											
58											
60									0,00	0,00	

[1] - Volume e Lâmina de Escoamento Superficial medido no campo: Inserir nas Células C8 a C38 os Dados da PLANILHA DE CAMPO

[2] - Infiltração (LAI) e Taxa de Infiltração (i) são calculadas a partir de dados de Intensidade de Precipitação (ip), Lâmina de Escoamento Superficial (LES) e Lâmina de Água Infiltrada (LAI). Cálculo da LES (mm) = Volume de Escoamento (em Litro) / Área da Parcela (m²). Onde Área da Parcela = 0,70 m²
Cálculo da LAI (mm) = [(ip.60) - LES] Cálculo Taxa de infiltração: i (mm/h) = LAI (mm)/Tempo coleta (h)

[3] Perda de Solo por Parcela (PS Parc): valor obtido na PLANILHA DE CAMPO: Células H8 : H38. Calcula-se a Perda de Solo (PS por m²) pela relação: PS = PS_Parc / Área da Parcela A Concentração de Sedimento pode ser calculada pela relação: Con_Sedim = PS / Volume Escoamento (*).
(*) O Volume de escoamento aqui definido é a diferença de M1 e M2, (Ver PLANILHA DE CAMPO - Células E7 e F7).

OBS.: Inserindo o valor de ip (mm/h) na Célula L3 os cálculos se efetuam automaticamente.

Fonte: Planilha gentilmente cedida pelo professor Alves Sobrinho em 2009.

9 APÊNDICES

Apêndice A: Características morfológicas da microbacia.

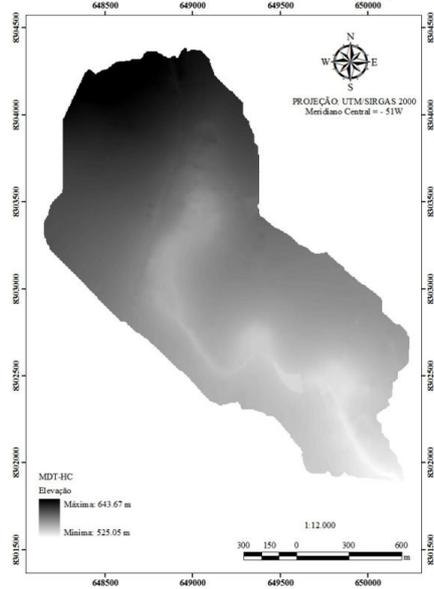


Figura 33. Modelo digital do Terreno (MDT-HC).

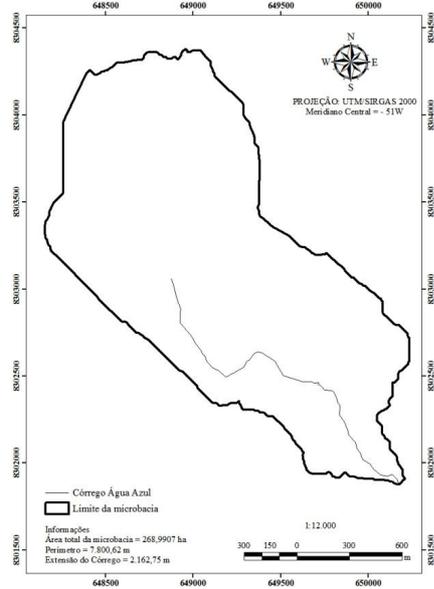


Figura 34. Limites da microbacia.

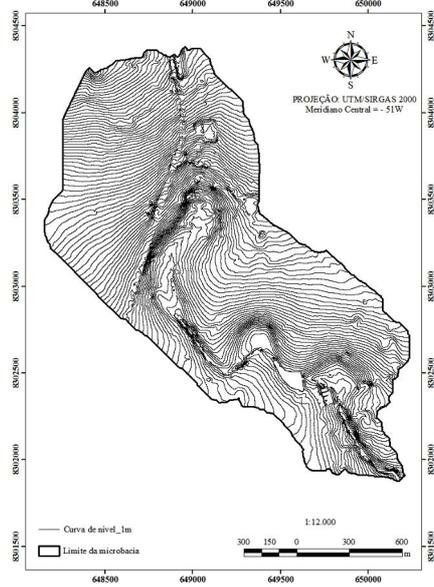


Figura 35. Curvas de nível espaçadas de 1 em 1 m.

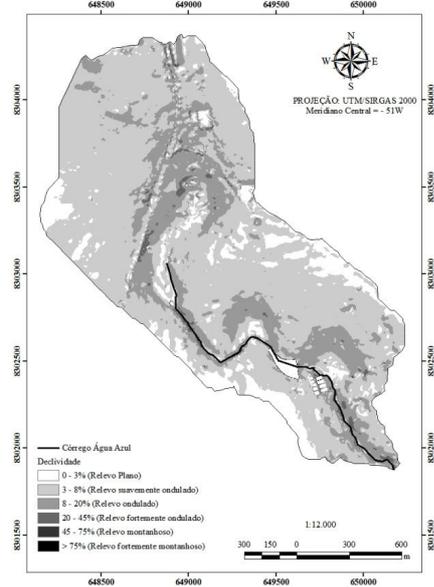
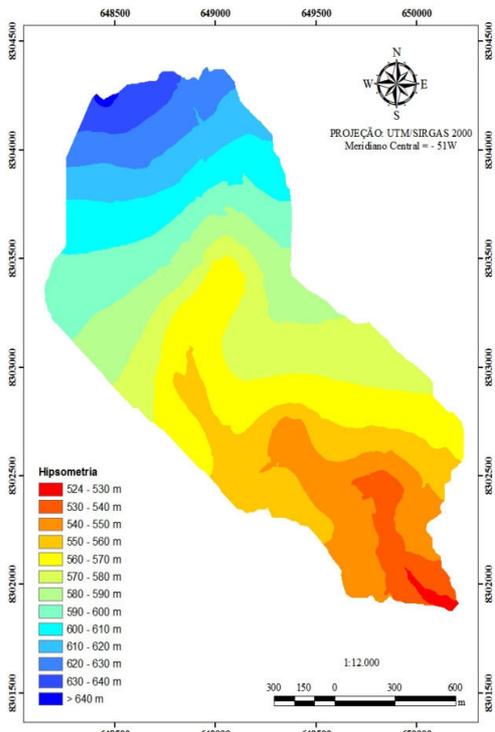
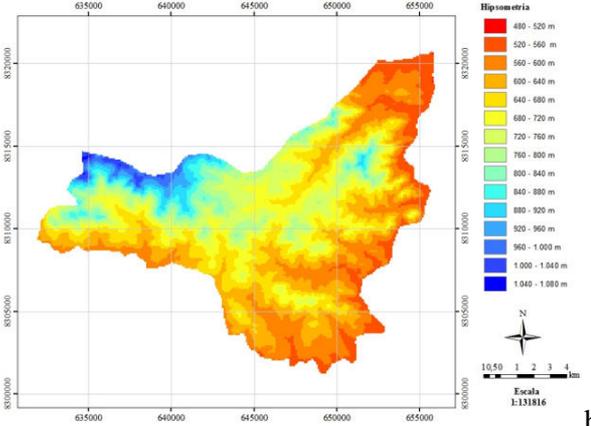


Figura 36. Classes de declividade da microbacia, EMBRAPA (1979).



a



b

Figura 37. Mapa hipsométrico da microbacia (a) e do município de Ceres, Goiás (b).

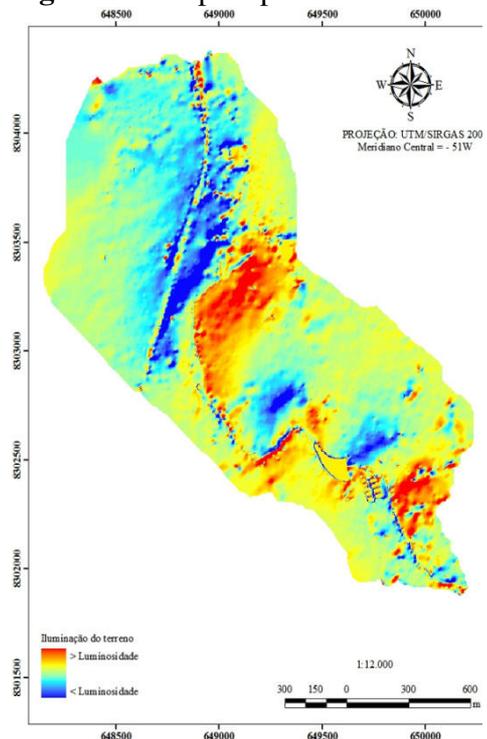


Figura 38. Mapa de iluminação.

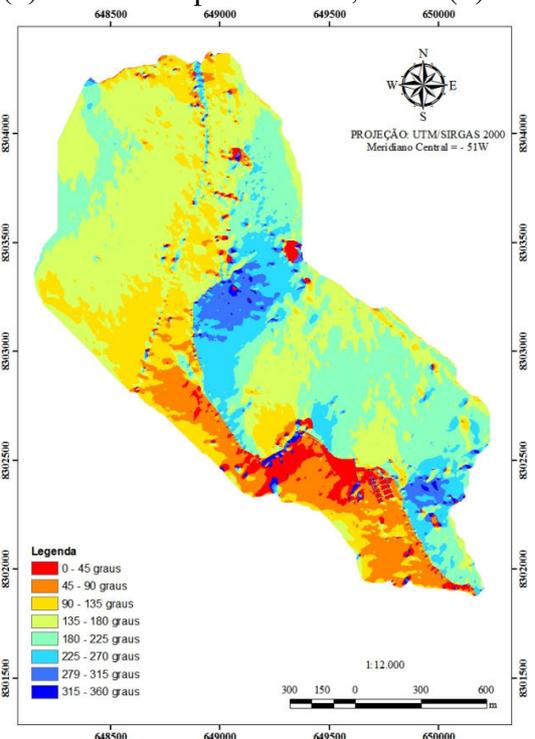


Figura 39. Orientação do terreno.

Apêndice B: Perfil representativo do **LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico muito profundo** na área da microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 01

DATA: 03/09/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico muito profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: LVe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Rodovia GO-154, 2,70 km após o trevo que dá acesso para Carmo do Rio Verde-GO, do lado direito, Ceres-GO. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,: E = 648.563,45 m e N = 8.304.176,34 m. Ponto mais alto da microbacia.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, em topo de elevação com aproximadamente 5 % de declive, sob vegetação de pastagem.

ALTITUDE – 635,20 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Presença, poucos e raros, de calhaus e matacões.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano a Suavemente ondulado.

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações húmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Cedia, M.B., André, Silva, J.A., Aline Souza, Silva, P.S.A., Machado, R.L, e Marques, V.S.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-4 cm, bruno-avermelhado (2,5YR 3/2, úmido); argilosa, moderada, muito pequena e pequena, granular e blocos subangulares; dura, firme, plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.
- AB 4-21 cm, bruno-avermelhado escuro (2,5YR 2,5/3, úmido); argilosa, moderada, pequena a muito pequena, blocos subangulares e granular; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e difusa.
- BA 21-42 cm, bruno-avermelhado escuro (2,5YR 2,5/4); muito argilosa, moderada, pequena, blocos subangulares; muito dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e difusa.
- B_{w1} 42-100 cm, bruno-avermelhado escuro (2,5YR 2,5/4); muito argilosa, forte, pequena, blocos subangulares; muito dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e difusa.
- B_{w2} 100-126 cm, bruno-avermelhado escuro (2,5YR 2,5/4); muito argilosa, forte, pequena, blocos subangulares; muito dura, muito friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e difusa.
- BC 126-180⁺ cm, bruno-avermelhado escuro (2,5YR 3/3); muito argilosa, forte, muito pequena, blocos subangulares; muito dura, muito friável, plástica e pegajosa; transição plana e difusa.
- RAÍZES – Muitas médias e finas nos horizontes A e AB; comuns e finas nos horizontes BA e B_{w1}; raras e finas no horizonte B_{w2}; Ausente no horizonte BC.

OBSERVAÇÕES:

Presença de material primário alterável visível, a olho nu, no perfil, menos do que 4% em B_{w2} e comum em BC.



Figura 40. Detalhe do perfil de solo 01 (Latossolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof.	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
	cm	g kg ⁻¹								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-4	-	-	1000	160	136	208	496	313	27	0,42	1,22	2,31	0,47
AB	-21	-	-	1000	124	125	214	537	356	34	0,40	1,11	2,37	0,53
BA	-42	-	-	1000	126	116	135	623	480	23	0,22	1,15	2,42	0,52
Bw1	-100	-	-	1000	64	85	185	666	461	31	0,28	1,12	2,37	0,53
Bw2	-126	-	-	1000	60	81	180	679	381	44	0,27	1,12	2,43	0,54
BC	-180 ⁺	-	-	1000	56	92	173	679	276	49	0,25	1,02	2,47	0,59

Relação B/A = 1,23

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água}	Corg	M.O	P	K	
			----- Cmol _c / dm ³ -----									---	%		1:2,5	%		-	mg/L -
P1 A	0-4	3292	0,014	4,3	2,0	0,27	3,6	0,0	6,58	10,21	64	0	0	6,0	3,34	5,75	3	106	
P1 AB	-21	3291	0,014	4,5	1,8	0,11	3,1	0,0	6,43	9,56	67	0	0	5,9	2,37	4,08	0	44	
P1 BA	-42	3290	0,014	3,8	1,7	0,05	1,8	0,0	5,56	7,38	75	0	0	6,1	2,78	4,80	1	18	
P1 B _{w1}	-100	3289	0,014	4,0	0,7	0,02	1,3	0,0	4,73	6,05	78	0	0	6,4	1,06	1,84	1	8	
P1 B _{w2}	-126	3288	0,014	3,6	1,0	0,03	0,8	0,0	4,64	5,47	85	0	0	6,8	0,65	1,11	1	10	
P1 BC	-180 ⁺	3287	0,014	3,5	0,7	0,03	0,5	0,0	4,24	4,74	90	0	0	6,8	0,45	0,77	2	10	

Horizonte superficial – A Moderado

Apêndice C: Perfil representativo do **NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico chernossólico muito profundo**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 02

DATA: 04/09/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado.

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico chernossólico muito profundo.

UNIDADE DE MAPEAMENTO: NVe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – 1,20 km após o trevo que dá acesso para o Instituto Federal Goiano – Campus Ceres, do lado direito, Ceres-GO. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,: E = 649.377,00 m e N = 8.302.800,00 m. Terço inferior de encosta.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço inferior de encosta com aproximadamente 16% de declive, sob cultura de cana-de-açúcar.

ALTITUDE – 556,00 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Ausente.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – ondulado.

RELEVO REGIONAL – Suavemente ondulado/ondulado.

EROSÃO – Sulcos e voçorocas.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Cultura de cana-de-açúcar.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Cedia, M.C., André, Silva, J.A., Aline Souza, Machado, R.L., Silva, P.S.A., e Marques, V.S.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A_p 0-7 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/1, úmido); argilosa, moderada, muito pequena e pequena, granular e blocos subangulares; dura, dura, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e abrupta.
- AB 7-40 cm, vermelho-escuro (10 R 3/3, úmido); muito argilosa, forte, muito pequena e pequena, blocos angulares e subangulares; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.
- BA 40-65 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/2); muito argilosa, forte, pequena e média, prismática e blocos angulares; muito dura, firme, muito plástica e muito pegajosa; cerosidade abundante e moderada; transição plana e clara.
- B_{n1} 65-110 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, média e grande, prismática e blocos angulares; muito dura, firme, plástica e pegajosa; cerosidade abundante e forte; transição plana e gradual.
- B_{n2} 110-154 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, média e pequena, prismática e blocos angulares; muito dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade abundante e moderada; transição plana e clara.
- B_{n3} 154-185 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, pequena, prismática e blocos angulares; muito dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade abundante e moderada; transição plana e clara.
- B_{n4} 185-210 cm⁺, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, grande e média, blocos subangulares; dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade comum e fraca; transição plana e difusa.

RAÍZES – Muitas médias e finas nos horizontes Ap; comuns e médias e finas no AB; Comuns e finas no BA; poucos e finas no B_{n1} e B_{n2}; raras e finas no B_{n3} e B_{n4}.

OBSERVAÇÕES:

Os primeiros horizontes Ap, AB e BA estavam muito compactados.



Figura 41. Detalhe do perfil de solo 02 (Nitossolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----									%	--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-7	-	-	1000	110	170	140	580	320	46	0,24	1,30	2,44	0,47
AB	-40	-	-	1000	80	130	90	700	410	42	0,13	1,24	2,36	0,48
BA	-65	-	-	1000	80	130	70	730	460	37	0,10	1,19	2,41	0,51
B _{n1}	-110	-	-	1000	80	120	80	730	320	56	0,11	0,83	2,37	0,65
B _{n2}	-154	-	-	1000	80	140	120	660	200	70	0,18	1,08	2,46	0,56
B _{n3}	-185	-	-	1000	90	150	100	660	290	56	0,15	1,25	2,62	0,52
B _{n4}	-210 ⁺	-	-	1000	90	150	70	680	100	99	0,11	1,24	2,52	0,51

Relação B/A = 1,13

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			-----Cmol _c / dm ³ -----						-----%-----					-- mg/L --				
P2 A	0-7	3280	0,014	4,4	1,6	0,31	2,0	0,0	6,32	8,30	76	0	0	6,1	1,51	2,60	1	121
P2 AB	-40	3281	0,014	4,0	1,0	0,04	1,0	0,0	5,05	6,04	84	0	0	6,5	0,77	1,33	0	15
P2 BA	-65	3282	0,014	3,8	1,2	0,03	1,0	0,0	5,04	6,03	84	0	0	6,7	0,63	1,08	1	10
P2 B _{n1}	-110	3283	0,028	2,5	1,6	0,02	0,8	0,0	4,15	4,97	83	0	1	6,7	0,42	0,72	0	8
P2 B _{n2}	-154	3284	0,014	2,2	1,4	0,02	0,7	0,0	3,63	4,29	85	0	0	6,7	0,33	0,57	1	8
P2 B _{n3}	-185	3285	0,014	2,0	1,6	0,01	0,3	0,0	3,63	3,96	92	0	0	6,8	0,32	0,55	0	5
P2 B _{n4}	-210 ⁺	3286	0,014	2,0	1,2	0,03	0,3	0,0	3,25	3,58	91	0	0	6,7	0,30	0,52	1	13

Horizonte superficial – A Chernozêmico

Apêndice D: Perfil representativo do **LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico muito profundo**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 03

DATA: 04/09/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO Eutrófico típico muito profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: LVe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – 1,37 km do pavilhão central do Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO, sentido a fazendinha, acima da represa e suíno. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,: E = 649.428,97 m e N = 8.302.315,50 m. Terço médio de encosta.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço médio de encosta com aproximadamente 2% de declive, sob cultura de pastagem (Brachiaria).

ALTITUDE – 552,90 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Ausente.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano.

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Ceddia, M.B., André, Silva, J.A., Aline Souza, Machado, R.L., Silva, P.S.A., e Marques, V.S.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A_p 0-6 cm, vermelho-acinzentado (2,5 YR 3/2, úmido); argilosa, forte, muito pequena e pequena, blocos subangulares e angulares; extremamente dura, friável, muito plástica, pegajosa; transição plana e abrupta.
- AB 6-23 cm, bruno-avermelhado (2,5 YR 2,5/2, úmido); argilosa, moderada, pequena, blocos subangulares; muito dura, friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- BA 23-43 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 2,5/4); argilosa, moderada, muito pequena, blocos subangulares; ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- B_{w1} 43-80 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); argilosa, moderada, muito pequena, blocos subangulares; macia a ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- B_{w2} 80-130 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); argilosa, moderada, muito pequena, blocos subangulares; macia a ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- B_{w3} 130-182 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/3); argilosa, moderada, muito pequena, blocos subangulares; macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- B_{w4} 182-220 cm⁺, vermelho-escuro (2,5 YR 3/6); argilosa, moderada, muito pequena, blocos subangulares; macia a ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

RAÍZES – Muitas médias e finas nos horizontes A e AB; comuns e finas e médias no BA e B_{w1}; Poucas finas e médias no B_{w2}; Poucas a raras e finas no B_{w3} e B_{w4}.

OBSERVAÇÕES:

Área de pastagem por período de mais de 5 anos.



Figura 42. Detalhe do perfil de solo 03 (Latossolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-6	-	-	1000	170	260	80	490	260	47	0,24	1,20	2,47	0,51
AB	-23	-	-	1000	140	270	110	480	240	51	0,13	1,16	2,51	0,54
BA	-43	-	-	1000	140	260	100	510	260	48	0,10	1,38	2,54	0,46
B _{w1}	-80	-	-	1000	120	250	100	520	70	87	0,11	1,21	2,54	0,53
B _{w2}	-130	-	-	1000	110	250	110	530	220	58	0,18	1,12	2,66	0,58
B _{w3}	-182	-	-	1000	100	260	120	520	10	99	0,15	0,99	2,57	0,62
B _{w4}	-220 ⁺			1000	110	250	90	540	60	89	0,11	1,12	2,54	0,56

Relação B/A = 1,06

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			-----Cmol _c / dm ³ -----						-----%-----					--- mg/L ---				
P3 A	0-6	3234	0,043	2,5	2,5	0,11	2,3	0,0	5,15	7,46	69	0	1	5,9	1,08	1,86	6	41
P3AB	-23	3235	0,043	2,5	2,5	0,13	1,3	0,0	5,17	6,49	80	0	1	6,5	0,66	1,13	3	51
P3BA	-43	3236	0,028	1,5	1,5	0,03	1,3	0,0	3,06	4,38	70	0	1	6,0	0,78	1,35	2	13
P3 B _{w1}	-80	3237	0,014	1,3	1,3	0,02	1,0	0,0	2,63	3,62	73	0	0	5,7	0,51	0,88	2	8
P3 B _{w2}	-130	3238	0,028	2,3	2,3	0,02	0,2	0,0	4,65	4,81	97	0	1	6,5	0,33	0,57	0	8
P3 B _{w3}	-182	3239	0,028	0,7	0,7	0,02	1,5	0,1	1,45	2,93	49	6,459	1	5,4	0,35	0,61	0	8
P3 B _{w4}	-220 ⁺	3240	0,028	1,6	1,6	0,03	1,3	0,1	3,25	4,57	71	2,981	1	5,3	0,30	0,52	0	10

Horizonte diagnostico – A Moderado

Apêndice E: Perfil representativo do **CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico pouco profundo**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 04

DATA: 04/09/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico pouco profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: CXbe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – 1,33 km do pavilhão central do Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO, sentido a fazendinha, abaixo da sala de aula da Zootécnica, lado esquerdo, sentido jusante do Córrego Água Azul, rumo a captação de água do Rio Verde para irrigação da agricultura. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,: E = 649.749,25 m e N = 8.302.075,56 m. Terço inferior de encosta.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço inferior de encosta com aproximadamente 3% de declive, sob cultura da soja.

ALTITUDE – 544,00 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Sedimentos (Produto de alteração do material supracitado).

PEDREGOSIDADE – Muito pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano a Suavemente ondulado.

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Cultura de soja.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köeppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L; Marques, V.S; Silva, A.S.; Silva, T.V.; Silva, P.S.A.; Silva, J.A. e Wallace.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A_p 0-16 cm, vermelho-amarelado (10 R 3/2, úmido); argilo-arenosa, forte, pequena, blocos subangulares; dura, muito friável, plástica, pegajosa; transição plana e abrupta.
- AB 16-30 cm, bruno-avermelhado (10 R 3/4, úmido); argilosa, forte, pequena a muito pequena, blocos subangulares a angular; dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- B_i 30-51 cm, vermelho-escuro (2,5 YR 3/6); argilosa, forte, pequena a muito pequena, blocos subangulares a angular; ligeiramente dura a dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- 2BC₁ 51-89 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 2,5/4); argilosa, moderada, pequena a muito pequena, blocos subangulares a angular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.
- 2BC₂ 89-108 cm, vermelho-escuro (10 R 3/6); argilosa, moderada a fraca, muito pequena, blocos subangulares; macia, solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.
- 2C 108-200 cm⁺, vermelho-escuro (2,5 YR 3/6); argilo-arenosa, fraca a cascalhenta, muito pequena, blocos subangulares; solta, não plástica e não pegajosa; transição plana e clara.

RAÍZES – Poucas e finas nos horizontes A e AB; Ausentes nos demais horizontes.

OBSERVAÇÕES:

Descontinuidade litológica – sedimento sobre o material aluvional.
Área de agricultura por período de superior a 10 anos.

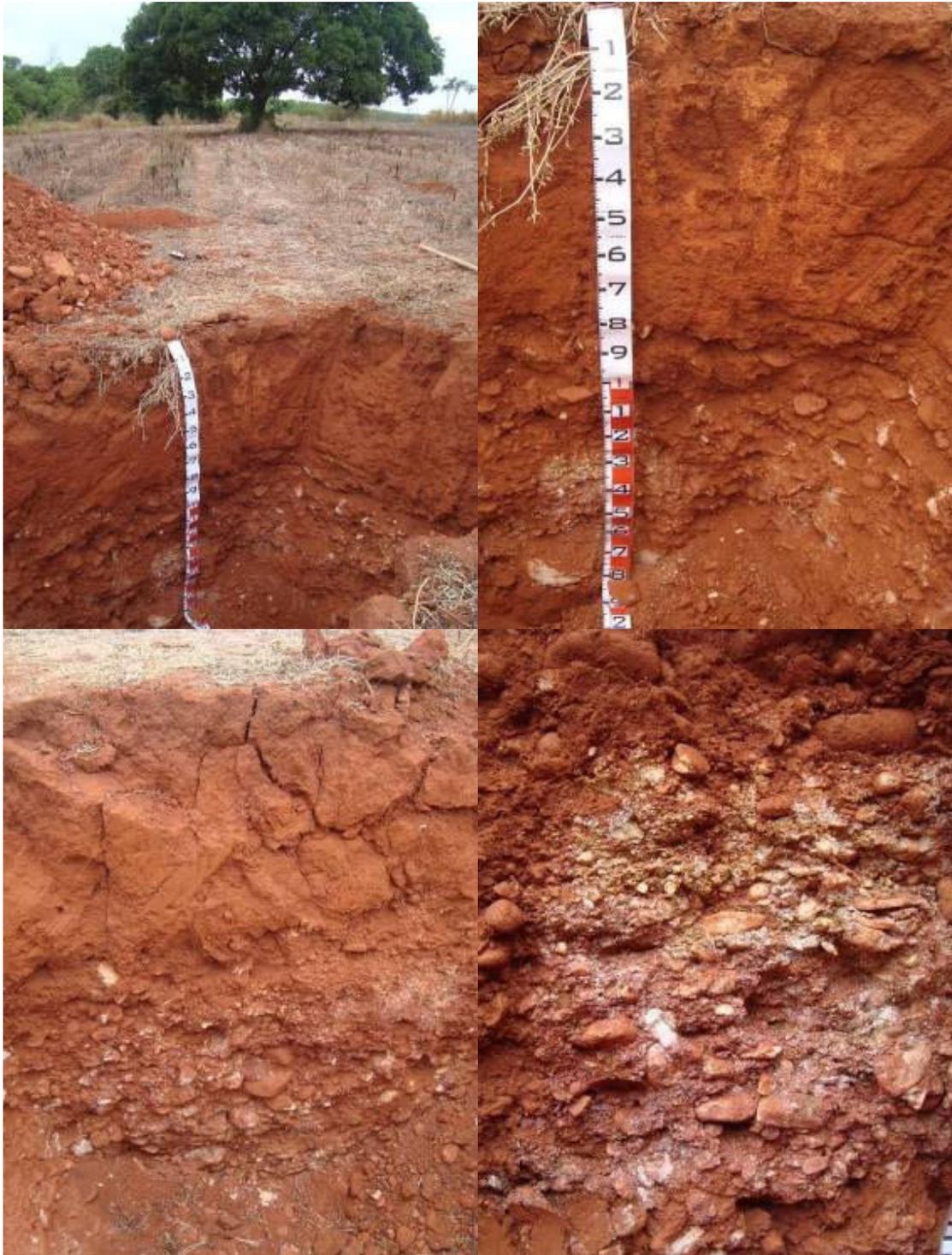


Figura 43. Detalhe do perfil de solo 04 (Cambissolo Háplico).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A _p	0-16	-	-	1000	180	310	140	370	180	51	0,36	2,49		
AB	-30	-	-	1000	50	270	230	450	300	34	0,51	2,46		
B _i	-51	-	-	1000	120	250	140	480	280	41	0,29	2,48		
2BC ₁	-89	-	-	1000	130	250	140	490	190	61	0,28	2,45		
2BC ₂	-108	-	-	1000	160	250	140	460	100	99	0,29	2,42		
2C	-200 ⁺	-	-	1000	320	230	90	360	100	97	0,26	2,52		

Relação B/A = 1,17

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			-----mol _c / dm ³ -----					----- % -----							-mg/L -			
P4 A	0-16	3254	0,014	2,8	2,8	0,59	1,2	0,0	6,21	7,36	84	0	0	6,4	0,54	0,94	7	232
P4 AB	-30	3253	0,028	3,0	3,0	0,09	0,8	0,0	6,11	6,94	88	0	0	7,2	0,30	0,52	1	33
P4 B _i	-51	3252	0,028	1,8	1,8	0,04	0,2	0,0	3,67	3,83	96	0	1	7,1	0,35	0,61	1	15
P4 2BC ₁	-89	3251	0,014	1,8	1,8	0,03	1,5	0,0	3,64	5,13	71	0	0	7,0	0,31	0,53	1	10
P4 2BC ₂	-108	3250	0,028	0,9	0,9	0,03	1,3	0,1	1,85	3,17	58	5,116	1	5,6	0,24	0,41	0	10
P4 2C	-200 ⁺	3249	0,028	0,5	0,5	0,03	1,7	0,6	1,06	2,71	39	34,13	1	5,5	0,39	0,68	0	13

Horizonte diagnóstico superficial – A Moderado

Apêndice F: Perfil representativo do **LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico muito profundo**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 05

DATA: 24/09/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHO Distrófico típico muito profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: LVd

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – 0,91 km do trevo da GO-154, que dá acesso ao Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO, entrada do lado direito, sentido do Instituto. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,; E = 649.448,00 m e N = 8.303.162,00 m. Terço superior de encosta.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço superior de encosta com aproximadamente 3% de declive, sob cultura de cana-de-açúcar.

ALTITUDE – 574,50 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano/Suavemente ondulado.

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Cana-de-açúcar.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L.; Pereira, D.R.M.; Marques, V.S.; Santos, M.P. dos.; Carvalho, B.M.; Silva, P.S.A.; e Silva, H.W.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-2 cm, Vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/6, úmido); argilosa, forte, muito pequena, granular e blocos subangulares; muito dura, muito firme, plástica, pegajosa; transição plana e abrupta.
- AB 2-28 cm, Vermelho-escuro (10 R 3/6, úmido); argilosa, forte, muito pequena, blocos subangulares; cerosidade pouca e fraca; dura, friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- BA 28-47 cm, Vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); muita argilosa, forte, muito pequena, blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- B_{w1} 47-89 cm, Vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); muita argilosa, forte, muito pequena, blocos subangulares e angular; cerosidade pouca e fraca; dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.
- B_{w2} 89-144 cm, Vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); muita argilosa, forte, muito pequena a pequena, blocos subangulares e angular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- B_{w3} 144-215 cm[†], Vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); muita argilosa, forte, muito pequena e pequena, blocos subangulares e angulares; cerosidade pouca e fraca; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.

RAÍZES – Tipos de raízes fasciculadas; muitas e finas no horizonte A; comuns e finas nos horizontes AB e BA; poucas e finas no horizonte B_{w1}; raras e finas nos horizontes B_{w2} e B_{w3}.

OBSERVAÇÕES:

Área de agricultura por período de superior a 6 anos.



Figura 44. Detalhe do perfil de solo 05 (Latosolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-2	-	-	1000	120	210	130	540	180	51	0,24	2,52		
AB	-28	-	-	1000	100	190	150	560	300	37	0,28	2,54		
BA	-47	-	-	1000	90	180	120	610	280	87	0,20	2,60		
B _{w1}	-89	-	-	1000	100	160	120	610	190	99	0,20	2,57		
B _{w2}	-144	-	-	1000	80	170	110	640	100	98	0,17	2,58		
B _{w3}	-215 ⁺	-	-	1000	100	170	80	650	100	100	0,12	2,58		

Relação B/A = 1,11

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			----- Cmol _c / dm ³ -----								----- % -----				- mg/L -			
P5A	0-2	3293	0,014	2,2	1,6	0,33	1,5	0,0	4,14	5,63	74	0	0	5,8	2,40	4,15	1	129
P5 AB	-28	3294	0,014	2,0	1,3	0,10	1,7	0,1	3,41	5,06	67	2,846	0	5,7	1,60	2,76	0	39
P5 BA	-47	3295	0,014	0,9	0,6	0,03	1,5	0,1	1,55	3,03	51	6,071	0	5,8	0,67	1,16	1	13
P5 B _{w1}	-89	3296	0,014	0,6	0,2	0,02	1,3	0,1	0,83	2,15	39	10,71	1	5,6	0,57	0,98	1	8
P5 B _{w2}	-144	3297	0,014	0,6	0,2	0,01	1,5	0,2	0,83	2,31	36	19,47	1	5,1	0,69	1,19	1	5
P5 B _{w3}	-215 ⁺	3298	0,014	0,5	0,1	0,04	1,7	0,2	0,65	2,30	28	23,42	1	4,8	1,21	2,08	2	15

Horizonte diagnóstico – A moderado

Apêndice G: Perfil representativo do **NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico muito profundo**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 06

DATA: 20/09/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico muito profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: NVe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Rodovia GO-154, 3,20 km após o trevo que dá acesso para Carmo do Rio Verde-GO, do lado direito. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,: E = 648.747,13 m e N = 8.303.753,48 m. Terço médio do relevo – próximo ao trevo que dá acesso ao Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço médio de encosta com aproximadamente 7% de declive, sob cultura de cana-de-açúcar.

ALTITUDE – 605,50 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Ausente.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Suavemente ondulado.

RELEVO REGIONAL – Suavemente ondulado a Plano.

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Cultura da cana-de-açúcar.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köeppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L.; Pereira, D.R.M.; Marques, V.S.; Santos, M.P. dos.; Carvalho, B.M.; Silva, P.S.A.; e Silva, H.W.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-2 cm, bruno-avermelhado-escuro (10 R 3/3, úmido); argilosa, forte, muito pequena, granular a blocos subangulares; muito dura, muito friável, plástica, ligeiramente pegajosa; transição plana e abrupta.
- AB 2-16 cm, vermelho escuro (2,5 YR 3/2, úmido); argilosa, forte, pequena a muito pequena, blocos subangulares a granular; muito dura, friável, muito plástica e pegajosa; cerosidade comum, moderada; transição plana e clara.
- BA 16-30 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/3); muito argilosa, forte, pequena a muito pequena, blocos angular a subangular; dura a dura, muito friável, muito plástica e pegajosa; cerosidade comum a abundante e moderada; transição plana e clara.
- B_{n1} 30-54 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, pequena a muito pequena, blocos angulares a subangular; ligeiramente dura, friável, muito plástica e pegajosa; cerosidade comum e moderada; transição plana e clara.
- B_{w2} 54-92 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/2); muito argilosa, forte, muito pequena, blocos subangular a granular; macia, friável, ligeiramente plástica e pegajosa; cerosidade pouca, fraca; transição plana e clara.
- B_{w3} 92-119 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, muito pequena, blocos angular a subangular; macia, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouca e fraca; transição plana e clara.
- B_{w4} 119-169 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/2); muito argilosa, forte, muito pequena, blocos angular e subangular; macia, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouca e fraca; transição plana e clara.
- B_{w5} 169-205 cm⁺, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, muito pequena, blocos subangulares; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.

RAÍZES – Abundante e fina nos horizontes A e comum e finas nos horizontes AB, BA, B_{n1}, B_{w2}, B_{w3}, B_{w4} e B_{w5}.

OBSERVAÇÕES:

Cultivo de cana-de-açúcar na área mais de 7 anos.

Área de agricultura por período de superior a 10 anos.



Figura 45. Detalhe do perfil de solo 06 (Nitossolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-2	-	-	1000	160	130	230	480	310	36	0,47	2,28		
AB	-16	-	-	1000	90	160	210	550	380	32	0,37	2,53		
BA	-30	-	-	1000	70	130	150	650	410	37	0,23	2,59		
B _{n1}	-54	-	-	1000	70	130	140	660	360	45	0,21	2,52		
B _{w2}	-92	-	-	1000	140	70	140	640	320	51	0,22	2,54		
B _{w3}	-119	-	-	1000	70	140	140	650	200	69	0,21	2,54		
B _{w4}	-169			1000	70	130	130	660	10	99	0,20	2,52		
B _{w5}	205 ⁺			1000	70	130	130	670	10	99	0,19	2,66		

Relação B/A = 1,27

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			-----Cmol _c / dm ³ -----				----- % -----				----- % -----		--mg/L --					
P6 A	0-2	3248	0,057	8,6	8,6	1,06	1,0	0,0	18,31	19,30	95	0	0	6,9	6,13	10,57	1043	412
P6 AB	-16	3247	0,014	5,5	5,5	0,15	1,2	0,0	11,16	12,31	91	0	0	6,7	1,54	2,66	1	57
P6 BA	-30	3246	0,028	3,5	3,5	0,04	1,5	0,0	7,07	8,55	83	0	0	6,4	0,96	1,66	1	15
P6 B _{n1}	-54	3245	0,028	3,0	3,0	0,03	1,0	0,0	6,05	7,04	86	0	0	6,3	0,83	1,43	0	10
P6 B _{w2}	-92	3244	0,028	3,5	3,5	0,02	0,7	0,0	7,05	7,71	91	0	0	6,4	0,45	0,78	0	8
P6 B _{w3}	-119	3243	0,014	2,0	2,0	0,01	1,2	0,0	4,03	5,18	78	0	0	5,7	0,77	1,33	1	5
P6 B _{w4}	-169	3242	0,014	0,7	0,7	0,01	1,5	0,1	1,43	2,91	49	6,547	0	5,2	0,35	0,61	0	5
P6 B _{w5}	205 ⁺	3241	0,028	0,6	0,6	0,02	1,8	0,2	1,25	3,06	41	10,73	1	5,0	0,54	0,94	1	8

Horizonte diagnóstico – A moderado

Apêndice H: Perfil representativo do **CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico raso**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 07

DATA: 22/09/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: CAMBISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico Raso

UNIDADE DE MAPEAMENTO: CXbe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Após o trevo da rodovia GO-154, que dá acesso para o Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO, 1,56 km, abaixo da casa da dona Gerusa. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,; E = 648.999,41 m e N = 8.303.792,74 m. Terço inferior do relevo, próximo ao Córrego Água Azul.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço inferior de encosta com aproximadamente 8% de declive, sob cultura de brachiaria, próximo ao córrego Água Azul.

ALTITUDE – 560,80 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Moderadamente rochosa.

RELEVO LOCAL – Suavemente ondulado.

RELEVO REGIONAL – Suavemente ondulado a ondulado.

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L.; Pereira, D.R.M.; Silva, P.S.A.; Marques, V.S.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-7 cm, bruno-avermelhado (5 YR 3/2, úmido); argilosa, forte, pequena, blocos subangular a angular; muito dura, friável, plástica, ligeiramente pegajosa; cerosidade pouca, fraca; transição plana e clara.
- AB 7-14 cm, bruno-avermelhado (2,5 YR 3/2, úmido); argilosa, forte, pequena, blocos subangulares a angular; muito dura a extremamente dura, muito firme, muito plástica e pegajosa; cerosidade comum, fraca; transição plana e clara.
- BA 14-26 cm, vermelho-escuro (2,5 YR 3/2); argilosa, forte, pequena, blocos angular a subangular; dura, firme, plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade comum, moderada; transição plana e clara.
- B_i 26-35 cm, vermelho-escuro (10 R 3/4); argilosa, forte, pequena, blocos angulares a subangular; ligeiramente dura, friável, plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouca, fraca; transição plana e clara.
- R 35 cm⁺, materiais apresentados por rochas duras e por rochas muito fracamente alteradas.

RAÍZES – Abundante e média no horizonte A e AB; poucas e finas no horizonte BA e B_i.

OBSERVAÇÕES:

Área de pastagem a mais de 12 anos.

O horizonte B_i está sobre contacto lítico.

Presença de cerosidade nos horizontes A, AB, BA e B_i.

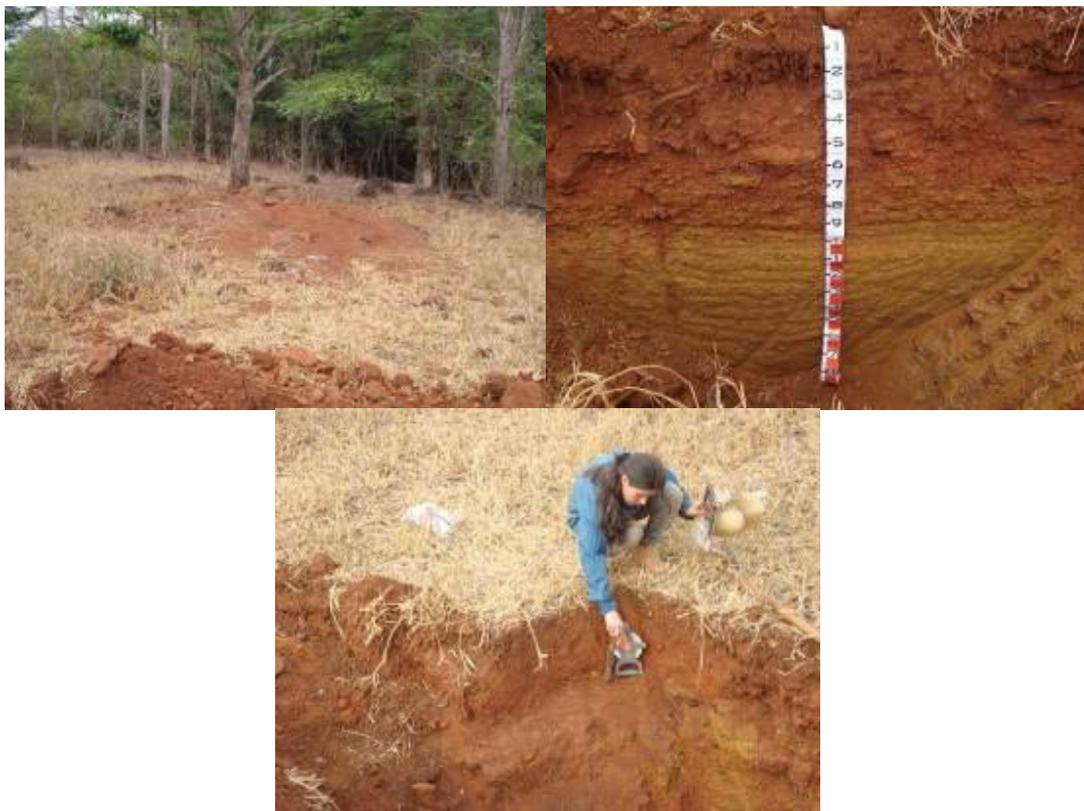


Figura 46. Detalhe do perfil de solo 07 (Cambissolo Háplico).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-7	-	-	1000	190	220	160	430	220	50	0,38	2,43		
AB	-14	-	-	1000	160	240	140	460	220	52	0,30	2,46		
BA	-26	-	-	1000	140	230	90	530	250	53	0,17	2,46		
B _i	-35	-	-	1000	110	230	130	540	270	51	0,23	2,47		

Relação B/A = 1,20

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			-----Cmol _c / dm ³ -----						----- % -----						--- mg/L ---			
P7 A	0-7	3230	0,028	3,0	3,0	0,26	2,6	0,0	6,29	8,93	70	0	0	6,1	2,15	3,71	4	103
P7 AB	-14	3231	0,028	2,5	2,5	0,11	2,6	0,0	5,13	7,77	66	0	0	6,1	1,87	3,22	1	41
P7 BA	-26	3232	0,014	2,5	2,5	0,09	2,6	0,0	5,11	7,75	66	0	0	6,0	2,01	3,47	1	36
P7 B _i	-35	3233	0,028	2,5	2,5	0,05	1,8	0,0	5,08	6,90	74	0	0	6,2	0,96	1,65	0	21

Horizonte diagnóstico – A moderado

Apêndice I: Perfil representativo do **NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico muito profundo**, na microbacia Córrego Água Azul.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 08

DATA: 02/10/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico muito profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: NVe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Saindo da frente do Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO, a 1,56 km, na fazendinha. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,: E = 649.582,00 m e N = 8.302.194,00 m. Terço superior de encosta.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço superior de encosta com aproximadamente 1% de declive, sob cultura anual – sucessão de milho e soja.

ALTITUDE – 556,00 metros

LITOLOGIA – Rochas máficas (intrusivas) básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Ausente.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano.

EROSÃO – laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Cultura anual – sucessão de milho e soja.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köeppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L.; Pereira, D.R.M.; Silva, P.S.A.; Marques, V.S.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- AB 0-14 cm, vermelho (2,5 YR 3/3, úmido); argilo-arenosa, forte, pequena, bloco subangular e granular; muito dura, Friável, plástica e pegajosa; transição plana e clara.
- BA 14-30 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); argilo-arenosa, forte, pequena, bloco subangular e granular; muito dura, Friável, plástica e pegajosa; cerosidade comum, moderada; transição plana e clara.
- B_{n1} 30-49 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); argilosa, moderada, muito pequena, bloco subangular; dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade comum, moderada; transição plana e clara.
- B_{w2} 49-77 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); argilosa, moderada, muito pequena, bloco subangular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.
- B_{w3} 77-128 cm; Vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); argilosa, moderada, muito pequena, bloco subangular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouca e fraca; transição plana e clara.
- B_{w4} 128-149 cm⁺, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); argilosa, moderada, muito pequena, bloco subangular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouca e fraca; transição plana e gradual.

RAÍZES – comum e fina no horizonte AB; raras e finas nos horizontes BA, B_{n1} e B_{w2}; muito raras e muito finas nos horizontes B_{w3} e B_{w4}.

OBSERVAÇÕES:



Figura 47. Detalhe do perfil de solo 08 (Nitossolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof.	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
	cm	-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --	dm ³ dm ⁻³	
AB	0-14	-	-	1000	180	310	120	390	180	53	0,30	2,47		
BA	-30	-	-	1000	180	270	120	430	230	46	0,27	2,44		
B _{n1}	-49	-	-	1000	150	270	100	490	240	52	0,20	2,39		
B _{w2}	-77	-	-	1000	150	270	120	470	80	84	0,24	2,51		
B _{w3}	-128	-	-	1000	150	270	110	470	10	98	0,24	2,52		
B _{w4}	-149 ⁺			1000	130	270	120	480	10	99	0,25	2,27		

Relação B/A = 1,18

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			----- Cmol _c / dm ³ -----					----- % -----							- mg/L -			
P8 AB	0-14	3279	0,014	2,8	1,8	0,40	1,8	0,0	5,01	6,83	73	0	0	6,0	1,79	3,09	32	154
P8 BA	-30	3278	0,014	2,5	1,3	0,29	1,5	0,0	4,10	5,59	73	0	0	6,2	0,97	1,67	9	113
P8 B _{n1}	-49	3277	0,014	1,5	1,0	0,15	1,2	0,0	2,67	3,82	70	0	0	6,0	0,59	1,02	0	59
P8 B _{w2}	-77	3276	0,014	1,3	0,9	0,02	1,0	0,1	2,23	3,22	69	4,284	0	5,8	0,39	0,68	1	8
P8 B _{w3}	-128	3275	0,014	0,9	0,3	0,02	1,5	0,1	1,23	2,72	45	7,496	1	5,0	0,28	0,47	1	8
P8 B _{w4}	-149 ⁺	3274	0,014	0,7	0,3	0,03	1,8	0,3	1,05	2,86	37	22,27	0	4,7	0,31	0,54	1	13

Horizonte diagnóstico – A moderado

Apêndice J: Perfil representativo do **NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico muito profundo**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 09

DATA: 04/10/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: NITOSSOLO VERMELHO Eutrófico latossólico muito profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: NVe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – 1,10 km após a quadra de esporte do Instituto Federal Goiano – Campus Ceres, do lado direito, da horta. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,: E = 650.054,38 m e N = 8.302.3447,67 m. Terço inferior de encosta.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço inferior de encosta com aproximadamente 2 % de declive, sob cultura de olerícolas.

ALTITUDE – 546,90 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Ausente.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Suavemente ondulado.

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA – Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Olericultura

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L.; Pereira, D.R.M.; Silva, P.S.A.; Marques, V.S.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-18 cm, vermelho-escuro (10 R 3/3, úmido); argilosa, forte, muito pequena e pequena, granular e blocos subangulares; extremamente dura, muito firme, muito plástica e muito pegajosa; cerosidade Abundante e moderada a forte; transição plana e abrupta.
- AB 18-33 cm, vermelho-escuro (10 R 3/4, úmido); argilosa, forte, muito pequena e pequena, blocos angulares e subangulares; muito dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; cerosidade Abundante e moderada a forte; transição plana e clara.
- BA 33-55 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); argilosa, forte, pequena, bloco subangular e angular; ligeiramente dura, friável, plástica e pegajosa; cerosidade comum e moderada; transição plana e clara.
- B_{n1} 55-79 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); argilosa, forte, pequena e muito pequena, bloco subangular e granular; ligeiramente dura, muito friável, plástica e pegajosa; cerosidade comum e moderada; transição plana e clara.
- B_{w2} 79-133 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); argilosa, moderado, muito pequena e pequena, bloco subangular e granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.
- B_{w3} 133-162 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/4); argilosa, forte, muito pequena e pequena, bloco subangular e granular; ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouca e fraca; transição plana e clara.
- B_{w4} 162-202 cm⁺, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); argilosa, forte, muito pequena e pequena, bloco subangular e granular; ligeiramente dura, firme, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.

RAÍZES – Comuns e finas no horizonte A; ausentes nos horizontes AB, BA, B_{n1}, B_{w2}, B_{w3}, B_{w4}.

OBSERVAÇÕES:

Os primeiros horizontes A, AB e BA estavam muito compactados.



Figura 48. Detalhe do perfil de solo 09 (Nitossolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-18	-	-	1000	150	280	120	460	320	30	0,26	2,39		
AB	-33	-	-	1000	240	120	110	530	310	42	0,21	2,32		
BA	-55	-	-	1000	230	130	110	520	280	46	0,21	2,29		
B1	-79	-	-	1000	130	240	130	510	20	97	0,25	2,36		
B2	-133	-	-	1000	110	240	130	530	10	98	0,24	2,31		
B3	-162	-	-	1000	90	230	140	540	10	99	0,25	2,29		
B4	-202 ⁺			1000	130	220	150	500	10	98	0,30	2,19		

Relação B/A = 1,05

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			----- Cmol _c / dm ³ -----					----- % -----					----- mg/L -----					
P9 A	0-18	3255	0,043	4,0	4,0	0,53	1,0	0,0	8,57	9,56	90	0	0	6,9	0,35	0,61	77	206
P9 AB	-33	3256	0,043	2,0	2,0	0,46	0,7	0,0	4,50	5,16	87	0	1	6,8	0,77	1,33	4	180
P9 BA	-55	3257	0,028	1,5	1,5	0,46	1,0	0,0	3,49	4,48	78	0	1	6,2	0,45	0,78	0	180
P9 B _{n1}	-79	3258	0,028	1,0	1,0	0,34	1,5	0,0	2,37	3,86	61	0	1	5,7	0,83	1,43	0	134
P9 B _{w2}	-133	3259	0,014	0,9	0,9	0,17	0,8	0,1	1,98	2,80	71	4,81	1	4,9	0,96	1,66	1	64
P9 B _{w3}	-162	3260	0,028	0,4	0,4	0,11	1,0	0,3	0,93	1,92	49	21,11	1	4,9	0,24	0,41	1	41
P9 B _{w4}	-202 ⁺	3261	0,014	0,3	0,3	0,36	1,2	0,3	0,97	2,13	46	23,61	1	5,0	0,16	0,27	1	139

Horizonte diagnóstico – A moderado

Apêndice K: Perfil representativo do **GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 10

DATA: 01/10/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: GLEISSOLO HÁPLICO Tb Eutrófico típico

UNIDADE DE MAPEAMENTO: GXbe

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Após o trevo da rodovia GO-154, que dá acesso para o Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO, lado direito, 1,34 km após o trevo. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,; E = 648.885,89 m e N = 8.303.163,01 m.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no final do terço inferior de encosta com aproximadamente 4% de declive, sob cultura de pastagem e próximo ao Córrego Água Azul.

ALTITUDE – 561,00 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Quaternário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Sedimentos.

PEDREGOSIDADE – Não pedregosa.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Suavemente ondulado a ondulado.

EROSÃO – Não aparente.

DRENAGEM – Imperfeitamente drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Pastagem

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L, Marques, D.R.P.; Marques, V.S. e Silva, P.S.A.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-24 cm, bruno-avermelhado (5 YR 4/3, úmido); argilosa, forte, pequena, blocos subangular a angular; dura a muito dura, firme, plástica, pegajosa; cerosidade pouca e fraca; transição plana e clara.
- C_{g1} 24-46 cm, coloração variegada, composta de cinzento-escuro (GLEY 1 4/N), bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 3/4); mosqueado comum, pequeno, proeminente; Franco-argilo-arenosa, forte, pequena, blocos subangulares a angular; muito dura a extremamente dura, friável a muito friável, muito plástica e pegajosa; transição plana e gradual.
- C_{g2} 46-66 cm, coloração variegada, composta de cinzento (GLEY 1 5/N), bruno-avermelhado (5 YR 4/4); mosqueado comum, pequeno, distinto; franco-arenosa, extremamente dura, muito friável, plástica e ligeiramente pegajosa; transição plana e clara.
- C_{g3} 66-99 cm⁺, coloração variegada, composta de Cinzento (GLEY 1 6/N), vermelho-amarelado (5 YR 5/8); mosqueado abundante, pequeno, proeminente; argilosa, muito dura, friável, muito plástica e muito pegajosa; transição plana e clara.

RAÍZES – abundantes, médias e finas no horizonte A; poucas e finas no horizonte C_{g1} e C_{g2}; e raras e muito finas no horizonte C_{g3}.

OBSERVAÇÕES:

Área de pastagem a mais de 15 anos.

Presença o lençol freático a partir dos horizontes C_{g1}, C_{g2} e C_{g3}.

O horizonte A apresenta ser material acumulado da parte superior do relevo.



Figura 49. Detalhe do perfil de solo 10 (Gleissolo Háplico).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp. em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof.	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
	cm	-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --	dm ³ dm ⁻³	
A	0-24	-	-	1000	120	210	200	460	270	42	0,44		2,34	
C _{g1}	-46	-	-	1000	180	380	220	220	130	42	1,00		2,51	
C _{g2}	-66	-	-	1000	270	340	230	160	100	34	1,42		2,61	
C _{g3}	-99 ⁺	-	-	1000	210	220	160	410	330	19	0,39		2,54	

Relação B/A = 0,57

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			----- Cmol _c / dm ³ -----					----- % -----										
P10 A	0-24	3270	0,057	3,3	1,2	0,17	3,0	0,0	4,73	7,70	61	0	1	6,0	1,91	3,30	2	67
P10 C _{g1}	-46	3271	0,028	1,7	0,3	0,04	1,5	0,3	2,07	3,55	58	12,67	1	5,5	0,66	1,13	11	15
P10 C _{g2}	-66	3272	0,028	1,2	0,9	0,01	1,5	0,0	2,14	3,63	59	0	1	5,9	0,27	0,46	1	5
P10 C _{g3}	-99	3273	0,043	2,4	1,6	0,03	2,1	0,3	4,07	6,21	65	6,867	1	5,7	0,33	0,58	1	10

Horizonte diagnóstico – A moderado

Apêndice L: Perfil representativo do **LATOSSOLO VERMELHOS Distrófico típico muito profundo**, na microbacia.

A – DESCRIÇÃO GERAL

Perfil 11

DATA: 03/10/2011

INSTITUIÇÃO (PROJETO): Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) – tese de doutorado

CLASSIFICAÇÃO: LATOSSOLO VERMELHOS Distrófico típico muito profundo

UNIDADE DE MAPEAMENTO: LVd

LOCALIZAÇÃO, MUNICÍPIO, ESTADO E COORDENADAS – Após o trevo da rodovia GO-154, que dá acesso para o Instituto Federal Goiano – Campus Ceres-GO, 1,32 km, abaixo da casa da dona Gerusa. Datum WGS_1984, Zona_22S, Meridiano Central -51, Sistema de Coordenadas UTM,; E = 649.138,65 m e N = 8.302.956,88 m. Terço médio do relevo.

SITUAÇÃO, DECLIVE E COBERTURA VEGETAL SOBRE O PERFIL – Descrito e coletado em trincheira aberta, no terço médio de encosta com aproximadamente 4% de declive, sob cultura de pastagem.

ALTITUDE – 570,60 metros

LITOLOGIA – Rochas intrusivas básicas e ultrabásicas.

FORMAÇÃO GEOLÓGICA – Complexo barro alto.

CRONOLOGIA – Terciário.

MATERIAL ORIGINÁRIO – Produto de alteração do material supracitado.

PEDREGOSIDADE – Ausente.

ROCHOSIDADE – Não rochosa.

RELEVO LOCAL – Plano.

RELEVO REGIONAL – Plano a suavemente ondulado

EROSÃO – Laminar.

DRENAGEM – Bem drenado.

VEGETAÇÃO PRIMÁRIA - Cerrado tropical subcaducifólio.

USO ATUAL – Pastagem.

CLIMA – Foi classificado como A_w (clima de savana ou clima tropical de estações úmida e seca – Tropical Sazonal, de inverno seco), segundo Köppen (1948).

DESCRITO E COLETADO: Machado, R.L.; Pereira, D.R.M.; Silva, P.S.A.; Marques, V.S.

B – DESCRIÇÃO MORFOLÓGICA

- A 0-6 cm, vermelho-escuro (2,5 YR 3/6, úmido); argilosa, forte, muito pequena a pequena, granular a blocos subangulares; muito dura, firme, plástica; cerosidade comum e fraca; transição plana e clara.
- AB 6-13 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3, úmido); argilosa, forte, muito pequena a pequena, blocos subangulares a granular; muito dura, firme, plástica e pegajosa; cerosidade abundante e moderada; transição plana e clara.
- BA 13-31 cm, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 2,5/4); argilosa, forte, pequena a muito pequena, blocos subangular; muito dura, firme, plástica e pegajosa; cerosidade abundante e moderada; transição plana e clara.
- B_{w1} 31-70 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, pequena a muito pequena, blocos subangular; Dura a ligeiramente dura, friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.
- B_{w2} 70-91 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); argilosa, forte, muito pequena a pequena, blocos subangular a angular; ligeiramente dura a macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.
- B_{w3} 91-122 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); argilosa, forte, muito pequena a pequena, blocos subangular a angular; ligeiramente dura a macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.
- B_{w4} 122-157 cm, vermelho-escuro-acinzentado (10 R 3/3); muito argilosa, forte, pequena, blocos subangular a granular; ligeiramente dura a macia, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade pouco e fraca; transição plana e clara.
- B_{n5} 157-177 cm⁺, bruno-avermelhado-escuro (2,5 YR 2,5/4); muito argilosa, forte, média a pequena, blocos angulares e subangular; dura a ligeiramente dura, muito friável, ligeiramente plástica e ligeiramente pegajosa; cerosidade comum e moderada; transição plana e clara.

RAÍZES – Abundantes, médias a finas nos horizontes A, AB, BA; comum e finas nos horizontes B_{w1} e B_{w2}; poucas e finas nos horizontes B_{w3}, B_{w4} e B_{n5}.

OBSERVAÇÕES: Área de pastagem por período de superior a 10 anos.



Figura 50. Detalhe do perfil de solo 11 (Latosolo Vermelho).

C – ANÁLISES FÍSICAS E QUÍMICAS

Horizonte		Frações da Amostra Total			Composição Granulométrica da Terra Fina (dispersão com NaOH/calgon)				Arg. Disp em H ₂ O	Grau de Floc.	Rel. Silte/Argila	Densidade		Porosidade
Simb.	Prof. cm	Calhau >20mm	Casc. 20-2mm	Terra Fina <2mm	Areia Grossa 2-0,20mm	Areia Fina 0,20-0,05mm	Silte 0,05-0,002mm	Argila <0,002mm				Solo	Part.	
		-----g kg ⁻¹ -----								%		--kg m ⁻³ --		dm ³ dm ⁻³
A	0-6	-	-	1000	150	260	140	450	220	52	0,32	2,37		
AB	-13	-	-	1000	140	240	130	490	330	32	0,26	2,36		
BA	-31	-	-	1000	110	210	100	580	370	36	0,17	2,38		
B _{w1}	-70	-	-	1000	100	210	90	610	20	97	0,14	2,38		
B _{w2}	-91	-	-	1000	110	200	100	590	80	86	0,16	2,41		
B _{w3}	-122	-	-	1000	80	220	90	600	60	90	0,16	2,41		
B _{w4}	-157			1000	210	90	100	600	90	85	0,16	2,39		
B _{n5}	177 ⁺			1000	90	180	70	670	60	91	0,11	2,39		

Relação B/A = 1,26

Resultados de análises químicas - Rotina de FERTILIDADE DO SOLO

Identificação do usuário	Profund. (cm)	Nº Labfer	Na	Ca	Mg	K	H+Al	Al	S	T	V	m	n	pH _{água} 1:2,5	Corg %	M.O	P	K
			-----Cmol _c / dm ³ -----							----- % -----					-mg/L -			
P11 A	0-6	3269	0,014	2,8	2,2	0,32	2,3	0,0	5,34	7,65	70	0	0	6,0	2,56	4,41	3	126
P11 AB	-13	3268	0,014	2,7	1,3	0,31	1,8	0,0	4,32	6,14	70	0	0	6,1	1,27	2,19	0	121
P11 BA	-31	3267	0,028	2,0	0,8	0,15	1,3	0,0	2,97	4,29	69	0	1	6,0	0,84	1,44	1	57
P11 B _{w1}	-70	3266	0,014	0,8	0,2	0,02	1,8	0,3	1,03	2,85	36	19,47	0	5,7	0,43	0,74	1	8
P11 B _{w2}	-91	3265	0,014	0,6	0,2	0,01	1,8	0,3	0,83	2,64	31	23,2	1	5,4	0,34	0,59	1	5
P11 B _{w3}	-122	3264	0,014	0,6	0,4	0,01	1,8	0,3	1,03	2,84	36	19,57	0	5,6	0,33	0,58	1	5
P11 B _{w4}	-157	3263	0,028	1,0	1,0	0,01	1,7	0,2	2,04	3,69	55	6,844	1	5,7	0,31	0,53	0	5
P11 B _{n5}	177 ⁺	3262	0,014	1,0	1,0	0,03	0,8	0,0	2,04	2,87	71	0	0	5,8	0,32	0,55	1	10

Horizonte diagnóstico – A moderado

