

CÍCERO GOMES DOS SANTOS

**EROSÃO HÍDRICA E TAXA DE ENTREGA DE SEDIMENTOS NA
BACIA HIDROGRÁFICA SEMIÁRIDA DO RIACHO EXÚ, PE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

RECIFE - PE
2013

CÍCERO GOMES DOS SANTOS

**EROSÃO HÍDRICA E TAXA DE ENTREGA DE SEDIMENTOS NA
BACIA HIDROGRÁFICA SEMIÁRIDA DO RIACHO EXÚ, PE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Orientador: Prof. Dr. José Ramon Barros Cantalice

RECIFE - PE
2013

Ficha catalográfica

S237e Santos, Cícero Gomes dos
Erosão hídrica e taxa de entrega de sedimentos na bacia
hidrográfica semiárida do riacho Exu, PE / Cícero Gomes
dos Santos. – Recife, 2013.
109 f. : il.

Orientador: José Ramon Barros Cantalice.
Tese (Doutorado em Ciência Dio Solo) – Universidade
Federal Rural de Pernambuco, Departamento de Agronomia,
Recife, 2013.
Referências.

1. Ambiente semiárida 2. Hidrologia 3. Produção de
sedimentos em suspensão I. Cantalice, José Ramon Barros,
orientador II. Título

CDD 631.4

CÍCERO GOMES DOS SANTOS

**EROSÃO HÍDRICA E TAXA DE ENTREGA DE SEDIMENTOS NA
BACIA HIDROGRÁFICA SEMIÁRIDA DO RIACHO EXÚ, PE**

Tese apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da Universidade Federal Rural de Pernambuco, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutor em Ciência do Solo.

Tese defendida e aprovada em 29 de Agosto de 2013, pela banca examinadora:

Prof. Dr. JOSÉ RAMON BARROS CANTALICE
Orientador
PPG – Ciência do Solo / UFRPE

Prof. Brivaldo Gomes de Almeida, Dr.
DEPA/SOLOS/UFRPE

Prof. Flávio Pereira de Oliveira, Dr.
DSER/CCA/UFPB

André Julio do Amaral, Dr.
CNPS/UEP-Recife-EMBRAPA

Kalinny Patrícia Vaz Lafayette, Dra.
DEC/UPE/Poli

RECIFE, PE
2013

DEDICO,

*Aos meus pais **Ranulfo Paranhos dos Santos** “in memorian” e **Lindinalva Gomes dos Santos** pelo exemplo de vida e dedicação aos filhos, sem ele não teria chegado até aqui.*

*A minha querida esposa **Márcia Maria** e minha filha querida **Anabelle Nicole** que sempre me incentivam a seguir em frente.*

*Aos meus irmãos **Paulo Jorge, Sônia, Renan, Reny e Ranulfo Filho** pelo companheiro e apoio durante esta jornada.*

Aos meus familiares e amigos,

Obrigado.

AGRADECIMENTOS

A DEUS, por ter iluminado meu caminho durante a minha vida,

Ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo da UFRPE, pela oportunidade.

Ao Professor José Ramon Barros Cantalice, pelos ensinamentos durante esta jornada.

Aos Professores do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo pelos ensinamentos.

Ao Professor Sérgio Guerra (DTR) pela valorosa contribuição e colocação.

Ao Professor Mateus Rosas Ribeiro Filho por sua contribuição pedológica a execução desta pesquisa;

Aos meus amigos do Campus Arapiraca – UFAL, Márcio Santos, Valdevan Rosendo, Cícero Carlos, José Vieira, Antônio Lucrécio, Cícero Adriano “*Havião*”, Edmilson, Eliane Cavalcante, Allan Cunha, Sharllyton “*in memorian*”, Williams Batista (Diretor) pelo incentivo e apoio para cursar este Doutorado.

Aos amigos do Laboratório de Manejo e Conservação do Solo – UFRPE, Douglas, João Victor, Luiz Antônio, Leidivan, Michelangelo, Yuri Jacques, Cintia, Wagner Luiz, Wagner Oliveira, Vitor Piscoya, Flávio pelo companheirismo durante esta jornada.

Aos amigos do AP-302, Edvan Rodrigues, Laerte Amorim, Agenor Almeida, Michelangelo Oliveira e Dorgival pela acolhida e pela convivência.

Aos colegas e amigos da Pós-Graduação Edvan Uchôa, Marcos Mendes, Airon Silva, Márcio Sobral, Altanys, Thales Pantaleão, Rômulo, Agenor Almeida, Yuri Jacques, Flávio Pereira, Thales Pantaleão, Renato Lemos, Jane Kelly, Maria da Conceição.

Aos funcionários do Programa, Sra. Socorro e Sr. Josué pelo apoio prestado.

A todos que contribuirão direta ou indiretamente para a realização deste Doutorado.

SUMÁRIO

| | Página |
|---|--------|
| LISTA DE TABELAS..... | viii |
| LISTA DE FIGURAS..... | x |
| LISTA DE SIGLAS E ABREVIações..... | xiii |
| RESUMO..... | xiv |
| ABSTRACT..... | xv |
| | |
| 1. INTRODUÇÃO | 1 |
| | |
| 2. OBJETIVOS | 4 |
| 2.1. Objetivo Geral | 4 |
| 2.2. Objetivos Específicos | 4 |
| | |
| 3. REVISÃO LITERATURA | 5 |
| 3.1. Taxa de Entrega de Sedimentos: Uma variável de escala.... | 5 |
| 3.1.1. Importância das características morfométricas da bacia hidrográfica para taxa de entrega de sedimentos..... | 8 |
| 3.2. Erosão em bacia hidrográfica: Produção de sedimentos..... | 13 |
| 3.2.1. Taxa de transporte de sedimentos suspenso..... | 14 |
| 3.2.2. Taxa de transporte de sedimentos de fundo..... | 17 |
| 3.3. Erosão bruta..... | 20 |
| 3.3.1. Erosão em entressulcos..... | 20 |
| 3.3.2. Erosão em sulcos..... | 23 |
| 3.3.3. Erosão em voçorocas..... | 25 |
| 3.3.3.1 Modelagem da erosão em voçorocas..... | 26 |
| | |
| 4. MATERIAL E MÉTODOS | 32 |
| 4.1. Área de estudo, características hidrológicas e morfométricas da bacia hidrográfica do Exu..... | 32 |
| 4.2. Determinação da produção de Sedimentos..... | 39 |
| 4.2.1. Características hidráulicas do riacho Exu..... | 40 |
| 4.2.2. Descarga sólida suspensa e produção de sedimentos suspenso..... | 42 |
| 4.2.3. Determinação da produção de sedimento de fundo..... | 44 |
| 4.3. Determinação da Erosão Bruta (E)..... | 44 |
| 4.3.1. Solo da área experimental..... | 45 |
| 4.3.2. Determinação das taxas de erosão em entressulcos..... | 47 |
| 4.3.3. Determinação das taxas de erosão em sulcos pré-formados. | 50 |
| 4.3.4. Determinação das taxas de erosão nas voçorocas..... | 55 |
| 4.3.4.1 Parâmetros hidrológicos da Área de contribuição da voçoroca Caiçara para aplicação do modelo Foster e Lane (1983)..... | 57 |

| | | |
|----------|--|----|
| 5. | RESULTADOS E DISCUSSÃO | 62 |
| 5.1. | Características morfométricas e hidrologia relacionadas a produção e a taxa de entrega de sedimentos da bacia hidrográfica do Exu..... | 62 |
| 5.1.1. | Características morfometria da bacia hidrográfica do riacho Exu..... | 62 |
| 5.1.2. | Comportamento hidrológico da bacia do riacho Exu no período de 2010 a 2012 relacionado ao transporte de sedimento suspenso e sedimento de fundo..... | 66 |
| 5.2. | Fluxo de sedimento suspenso na bacia hidrográfica do riacho Exu no período de 2010 a 2012..... | 70 |
| 5.3. | Fluxo de sedimento de fundo da bacia hidrográfica do Exu no período de 2010 a 2012..... | 72 |
| 5.4. | Erosão bruta (E) da bacia hidrográfica do Exu..... | 73 |
| 5.4.1. | Erosão em entressulcos..... | 73 |
| 5.4.2. | Erosão em sulcos..... | 76 |
| 5.4.2.1. | Condições hidráulicas dos sulcos pré-formados no Neossolo Litólico da bacia hidrográfica do Exu..... | 76 |
| 5.4.2.2. | Taxas de erosão dos sulcos pré-formados no Neossolo Litólico da bacia hidrográfica do Exu..... | 79 |
| 5.4.3. | Taxas de erosão em voçorocas..... | 81 |
| 4.5. | Produção de sedimentos e taxa de entrega de sedimentos da bacia hidrográfica do Exu..... | 84 |
| 6. | CONCLUSÕES | 88 |
| 7. | REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS | 89 |

LISTA DE TABELAS

| | Página |
|---|--------|
| Tabela 1. Classes de solos da bacia hidrográfica do riacho Exu – Serra Talhada – PE, atualizados. Fonte: ZAPE (2002) | 36 |
| Tabela 2. Distribuição das classes de uso da bacia hidrográfica do Riacho Exu, Serra Talhada – PE..... | 37 |
| Tabela 3. Classes de relevo da bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE..... | 39 |
| Tabela 4. Posição do micromolinete fluviométrico na vertical em relação à profundidade no riacho Exu, Serra Talhada – PE... | 41 |
| Tabela 5. Caracterização física da área dos testes de erosão em entressulcos e em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada, PE..... | 46 |
| Tabela 6. Caracterização química dos solos dos tratamentos dos testes de erosão em entressulcos e em sulcos realizados na bacia hidrográfica do riacho Exu – Serra Talhada – PE..... | 46 |
| Tabela 7. Caracterização físico-química das amostras de água utilizadas nos testes de erosão em entressulcos e em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu – Serra Talhada – PE..... | 47 |
| Tabela 8. Parâmetros morfométricos e geométricos da bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE..... | 63 |
| Tabela 9. Distribuição das classes de declividade da bacia hidrográfica do riacho Exu..... | 63 |
| Tabela 10. Valores de concentração de sedimentos (mg L^{-1}) e o fluxo de sedimento suspenso amostrados no período de 2010 e 2011 na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE..... | 71 |
| Tabela 11. Fluxo de sedimento de fundo da bacia hidrográfica do riacho Exu no ano de 201..... | 72 |
| Tabela 12. Características hidráulicas do escoamento gerado por chuva simulada, sob as condições de caatinga, resíduos e solo descoberto na bacia hidrográfica do Riacho Exu – Serra Talhada, PE..... | 74 |
| Tabela 13. Taxas de infiltração de água, coeficiente de escoamento superficial (C), taxas de desagregação (Di) e perdas de solo (PS) da erosão em entressulcos obtidas sob as condições de caatinga, resíduos e solo (Neossolo Litólico Eutrófico léptico) descoberto na bacia do Riacho Exu, Serra Talhada, PE..... | 73 |

| | | |
|-------------------|---|----|
| Tabela 14. | Geometria da seção transversal dos sulcos: área (A), perímetro molhado (Pm) e raio hidráulico (R_h), em função das vazões aplicadas nos sulcos do Neossolo Litólico no semiárido Pernambucano..... | 77 |
| Tabela 15. | Variáveis hidráulicas dos fluxos aplicados aos sulcos pré-formados sobre o Neossolo litólico da bacia hidrográfica do riacho Exu no semiárido Pernambucano, para avaliação da erosão em sulcos..... | 78 |
| Tabela 16. | Taxas médias da tensão de cisalhamento média do escoamento (τ), taxa de desagregação do solo (D_r) e perda de solo em sulco (PS), em função das vazões aplicadas..... | 80 |
| Tabela 17. | Predição das variáveis hidráulicas e das taxas de erosão antes e após a camada não erodível da Voçoroca Caiçara da bacia hidrográfica do Exu em Serra Talhada no semiárido de Pernambuco, segundo o modelo de Foster e Lane (1983)..... | 81 |
| Tabela 18. | Comparação dos valores de largura e profundidade preditos pelo modelo de Foster e Lane (1983) e observados da Voçoroca Caiçara, na bacia hidrográfica do Exu em Serra Talhada no semiárido de Pernambuco..... | 84 |
| Tabela 19. | Valores de descarga líquida (Q); sólida suspensa (Q_{ss}) e de fundo (Q_{sf}); e produção de sedimentos da bacia hidrográfica do Riacho Exu determinadas para o período entre os anos de 2008 a 2012..... | 85 |
| Tabela 20. | Taxa de entrega de sedimentos (SDR) determinada para bacia hidrográfica do riacho Exu no período de 2008 a 2012, e estimativas da SDR pelas equações de Vanoni (1975), Williams & Berndt (1972) e USDA-NRCS (1979)..... | 86 |

LISTA DE FIGURAS

| | Página |
|---|--------|
| Figura 1. Taxa de entrega de sedimento (SDR) em (%) e a área da bacia (km ²), segundo Walling (1983)..... | 6 |
| Figura 2. Formas de transporte de sedimento. Fonte: Google/imagens – modificada..... | 17 |
| Figura 3. Equilíbrio normalizado para um canal de erosão (Adaptado por Lane & Foster, 1980, descrito por Haan et al., 1993)..... | 28 |
| Figura 4. Função de transporte de Foster & Lane (1983), descrita por Hann et al. (1993)..... | 29 |
| Figura 5. Representação da atuação do processo erosivo após a camada erodível do solo (Foster & Lane, 1983)..... | 30 |
| Figura 6. Representação da atuação do processo erosivo após a camada erodível do solo (Foster & Lane, 1983)..... | 31 |
| Figura 7. Localização da bacia hidrográfica do riacho Exu inserida na bacia do Pajeú no Estado de Pernambuco..... | 33 |
| Figura 8. Precipitação pluviométrica anual do município de Serra Talhada – PE, no período de 1911 a 2012..... | 33 |
| Figura 9. Pluviograma e hidrogramas da bacia hidrográfica do Exu para o ano de 2008..... | 34 |
| Figura 10. Mapa de ocorrência das classes solos da bacia hidrográfica do riacho Exu. Fonte: ZAPE (2002)..... | 35 |
| Figura 11. Mapa de uso dos Solos da bacia hidrográfica do riacho Exu..... | 38 |
| Figura 12. Determinação da vazão a vau no riacho Exu utilizando-se micromolinete fluviométrico..... | 40 |
| Figura 13. Amostragem de sedimentos suspenso, com o amostrador DH-48 no riacho Exu..... | 43 |
| Figura 14. Perfil do NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico léptico no local do experimento da bacia hidrográfica semiárida do riacho Exu – Serra Talhada – PE..... | 45 |
| Figura 15. Simulador de chuva utilizado para utilizar as taxas de erosão em entressulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada –PE..... | 48 |
| Figura 16. Área experimental dos testes de erosão em entressulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE..... | 48 |

| | | |
|-------------------|---|----|
| Figura 17. | Vista parcial da área experimental durante a instalação dos blocos dos testes de erosão em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE..... | 50 |
| Figura 18. | Instalação dos sulcos de erosão na área experimental sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE..... | 51 |
| Figura 19. | Vista parcial de sulcos pré-formados nos testes de erosão em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE. | 51 |
| Figura 20. | Perfilômetro utilizado para obtenção das seções geométricas dos sulcos de erosão..... | 53 |
| Figura 21. | Recipiente plástico com sedimentos após secagem em estufa a 65°C..... | 54 |
| Figura 22. | Área de contribuição da voçoroca Caiçara, município de Serra Talhada, PE..... | 56 |
| Figura 23. | Carta Hipsométrica da área de contribuição da voçoroca na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada, PE..... | 57 |
| Figura 24. | Região Nordeste representada por 14 zonas homogêneas em relação aos totais pluviométricos em 24 horas. (Serra Talhada está inserida na zona 1)..... | 59 |
| Figura 25. | Total de precipitações em 24 horas em cinco zonas climáticas do Nordeste, em função do período de retorno. (Zona 1 – Compreende o município de Serra Talhada –PE)..... | 60 |
| Figura 26. | Distribuição das classes de relevo da bacia hidrográfica do riacho Exu..... | 64 |
| Figura 27. | Rede de drenagem da bacia hidrográfica do riacho Exu..... | 65 |
| Figura 28. | Precipitação pluviométrica mensal na bacia do Exu no período de 2010 a 2012..... | 67 |
| Figura 29. | Curva chave ampla em ajuste de potencia do riacho Exu considerando os anos levantados no período de 2008 a 2012. | 67 |
| Figura 30. | Curva chave em escala log-log do riacho Exu para todas as verticais levantadas nos anos de 2010 e 2011..... | 68 |
| Figura 31. | Precipitação pluviométrica da bacia hidrográfica do riacho Exu para a estação chuvosa (janeiro a abril), e respectivo hidrograma para as campanhas de amostragem de sedimento do ano de 2011..... | 69 |
| Figura 32. | Concentração de sedimentos (mg L^{-1}) e descarga líquida para as campanhas realizadas durante a estação chuvosa (Janeiro a abril) de 2011 da da bacia hidrografica do riacho | |

| | | |
|-------------------|---|----|
| | Exu..... | 71 |
| Figura 33. | Relação entre as tensões de cisalhamento do escoamento (τ) e as taxas de transporte de fundo (Q_{sf}) do riacho Exu em 2011..... | 73 |
| Figura 34. | Taxas de infiltração média de água no solo para as condições da caatinga, do resíduo e do Neossolo Litólico Eutrófico léptico descoberto na bacia hidrográfica do riacho Exu..... | 75 |
| Figura 35. | Relação das perdas de solos com o numero de Reynolds nas condições de cobertura do solo avaliadas no semiárido de Pernambuco..... | 76 |
| Figura 36. | Variação do raio hidráulico de acordo com a área dos sulcos pré-formados em solo do semiárido Pernambucano..... | 78 |
| Figura 37. | Erodibilidade do solo (K_r) em sulcos, obtidas a partir da regressão das taxas de desagregação do solo (D_r) com as respectivas tensões de cisalhamento do escoamento superficial, gerados pelos fluxos crescentes aplicados no Neossolo Litólico da bacia hidrográfica do Exu..... | 80 |
| Figura 38. | Mapa de solos da área de contribuição da voçoroca Caiçara, Serra Talhada - PE..... | 82 |
| Figura 39. | Mapa de uso e manejo do solo da área de contribuição da voçoroca Caiçara, Serra Talhado - PE..... | 82 |
| Figura 40. | Processo de erosão lateral na voçoroca Caiçara, Serra Talhada- PE, conforme previsto pelo modelo de Foster & Lane (1983)..... | 83 |
| Figura 41. | Distribuição mensal das chuvas na bacia hidrográfica riacho Exu, referente ao período de 2008 a 2012..... | 83 |

LISTA DE SIGLAS E ABREVIações

| | |
|----------|---|
| CSS | Concentração de sedimentos. |
| EMBRAPA | Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária. |
| NRCS | Natural Resources Conservation Service. Serviço de Conservação e Recursos Naturais. |
| QL | Descarga líquida |
| QSS | Descarga sólida em suspensão. |
| SAS | Software Statistical Analysis System. Sistema de Análises de Estatística. |
| SDR | Sediment Delivery Ratio. Taxa de entrega de sedimentos. |
| SRTM | Shuttle Radar Topography Mission. Missão Topográfica Radar Shuttle. |
| SUDENE | Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. |
| UFRPE | Universidade Federal Rural de Pernambuco |
| UNEP | United Nations Environmental Programme. |
| USDA-SCS | Departamento de Agricultura e Conservação do Solo |
| USLE | Equação Universal de Perdas de Solos. |
| USGS | United States Geological Survey. Estudo Geológico dos Estados Unidos. |
| UTMS | Universal Transverse Mercator System. |
| WEPP | Water Erosion Prediction Project. Projeto de previsão de erosão hídrica. |

SANTOS, C.G. Erosão hídrica e Taxa de Entrega de Sedimentos na bacia hidrográfica semiárida do riacho Exú, PE. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife – PE, 2013.

RESUMO – A compreensão dos processos envolvidos na produção e transferência de sedimentos dentro do ciclo hidrossedimentológico em uma bacia hidrográfica depende fundamentalmente do entendimento de fatores controladores da taxa de entrega destes sedimentos, ou seja, da produção de sedimentos e das formas de erosão bruta. Desta maneira, o objetivo deste trabalho foi determinar a taxa de entrega de sedimento na bacia hidrográfica do riacho Exu no semiárido Pernambucano através da produção de sedimento total e das taxas de erosão das formas de erosão bruta. A produção de sedimento foi determinada através de campanhas de medição direta do sedimento em suspensão e de fundo, pelo método de Igual Incremento de Largura. As taxas de erosão bruta foram obtidas por testes de erosão entressulcos com chuva simulada e testes de erosão em sulco pré-formado, enquanto as taxas de erosão por voçoroca foram obtidas pelo modelo de Foster & Lane (1983). A bacia do Exu apresentou uma rede de drenagem muito ramificada, com a ocorrência de canais de diversas formas que vão desde os retilíneos até os tortuosos. As estimativas realizadas para as taxas de erosão e as variáveis hidráulicas da voçoroca na bacia hidrográfica do riacho Exu foram adequadas por aproximarem-se bastante da largura final da voçoroca e da profundidade média observada da voçoroca. A produção do sedimento de fundo teve um valor médio de $12,77 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$. O valor determinado de taxa de entrega de sedimento (SDR) da bacia do Exu com base na produção do sedimento e nas taxas de erosão bruta de 0,0017 foi baixo pelo efeito do período de seca, assim, esse valor pode ser maior em um período de observação mais longo.

Palavras-chave: Manejo de Bacia Hidrográfica, Produção de Sedimentos em Suspensão, Erosão Bruta, Ambiente Semiárido, Hidrologia.

SANTOS, C.G. SANTOS, C.G. Sediment Yield and Gully erosion to Sediment Delivery Ratio from the Exu semiarid Watershed, Brazil. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife – PE, 2013.

ABSTRACT - The understanding of processes involved in the yield and transport of sediment on hydrosedimentological cycle from watersheds depends on the knowledge of the factors that control the gross erosion and sediment yield. The aim of this work was to monitor and quantify the suspended and bedload sediment yield and gross erosion of the Exu semiarid watershed by direct measurement, and to quantify the rates of the interrill, the rill and the gully erosion processes in order to compute the sediment delivery ratio from the Exu watershed. This watershed showed a highly branched drainage system and channels since straight until tortuous. The hydraulic and gully erosion rates predictions from the Exu watershed were found to be satisfactory because they were much closer to the observed final width and depth gully. The sediment yield and sediment delivery ratio from Exu were found to be $12.77 \text{ t km}^{-2} \text{ year}^{-1}$ and 0.0017, respectively. The value of the sediment delivery ratio can be greater for a larger monitoring period in case of the watersheds located in the semiarid regions.

Keys-words: Watershed management, Suspended Sediment Yield, Gross Erosion, Semiarid Environment, Hydrology.

1. INTRODUÇÃO

A compreensão dos processos envolvidos na produção e transferência de sedimentos dentro de um sistema hidrológico, uma bacia hidrográfica depende fundamentalmente do entendimento de fatores controladores da taxa de entrega destes sedimentos, que são a produção de sedimentos e as taxas de erosão bruta. Liu et al. (2006) e Lane et al. (1997) relatam que a taxa de entrega de sedimentos envolve os vários processos erosivos, até as formas de erosão bruta (erosão em entressulcos, em sulcos e voçorocas) e a produção de sedimentos em várias escalas espaciais dentro da bacia.

A erosão em entressulcos é a primeira fase do processo erosivo, que inicia-se com o impacto das gotas de chuva, sendo o fator responsável pela desagregação das partículas da massa do solo (Cassol & Lima, 2003), e o fluxo laminar é o principal agente transportador do material desagregado. O qual é auxiliado em muito pela turbulência produzida pela ação direta do impacto das gotas de chuva, que suspendendo e mantendo suspensas no escoamento as partículas de solo (Foster et al., 1985; Cassol & Lima, 2003).

O processo erosivo nos sulcos de erosão tem início quando o escoamento superficial que antes tem um comportamento laminar, concentra-se em pequenos canais naturais do terreno ocorrendo de forma espaçada e aleatória constituído uma rede de drenagem (Cantalice et al., 2005) a medida que o escoamento aumenta de volume, da origem as incisões no solo, que são a fase inicial dos sulcos ocorrendo a concentração do escoamento que gera ao aumento da tensão de cisalhamento do escoamento que supera as condições de resistência ao inicio do movimento (Cantalice et al., 2005). Alguns fatores contribuem para a concentração do escoamento, este processo é influenciado pela área de contribuição das vertentes, da microtopografia da área, e das variações nas taxas do escoamento superficial.

Durante o processo erosivo o escoamento superficial proveniente da precipitação tende a concentra-se nos canais oriundos da erosão em sulcos, quando este canal adquire profundidade e largura superior a 50 cm, este processo passa a denomina-se de erosão em voçorocamento. As voçorocas representam o último e, mas agressivo do processo erosivo, devido a característica do processo que se constitui de canais lineares profundos (Salgado et al., 2008) que favorece a concentração do fluxo, promovendo a

remoção de grande quantidade de massa de solo (Meyer & Martínez-Casasnovas, 1999) das áreas onde estão inseridas. Sendo o processo de erosão por voçorocamento um dos principais agentes causadores de degradação do ambiente no mundo.

Os estudos do processo erosivo de voçoroca utilizam métodos de mensuração física das características hidrogeológica ou utilizam técnicas de modelagem dos fatores e processos envolvidos. Algumas modelagens de voçorocas são utilizadas modelos que foram desenvolvidos para os processos de erosão em sulcos, buscando suprir esta laguna, Foster & Lane (1983), desenvolverem um modelo matemático para mensuração de escoamento concentrado em canais baseado no princípio da tensão de cisalhamento em desagregar o solo (Haan et al., 1993).

A bacia hidrográfica do riacho Exu, localizada no semiárido pernambucano caracteriza-se por apresentar um padrão hidrológico com alta variabilidade, com chuvas concentradas em breves intervalos de tempo e eventos de larga variação temporal de recorrência, conseqüentemente, ocorrência picos de escoamento superficial (Cantalice et al., 2013). A determinação dos valores da produção de sedimentos e da erosão bruta contribuirão para determinação da taxa de entrega de sedimentos (SDR) da bacia do Exu, contribuirá para compreensão do padrão hidrológico e suas relações com as características de vegetação e de solo possibilitando a produção de conhecimento que fundamentem a geração de estratégias para a utilização de forma sustentável dos recursos naturais no ambiente semiárido.

A produção de sedimentos em escala de bacia, é definida por Walling (1990) com a parcela de sedimentos oriunda dos processos erosivos que representa a diferença entre a erosão bruta e a quantidade de material que alcançou a calha fluvial, enquanto para Parsons et al. (2006) a produção de sedimentos representa a quantidade de sedimentos que deixa a área de captação da bacia e chega ao exutório. As características das partículas e a concentração do fluxo determinam as formas de transporte, em suspensão ou de carga de fundo.

A carga de sedimentos suspenso são constituídas por partículas (areia fina, silte e argila) estão suportadas pelas componentes verticais da velocidade, enquanto são transportadas pelas componentes horizontais dessas velocidades. Estes eventos em geral apresentam carga alta e atinge os

máximos valores no início da estação de inundações que acontecem após o período seco (Bisantino et al., 2011). A carga de sedimentos suspenso são reflexos dos padrões geomorfológicos da bacia, a compreensão da dinâmica da produção de sedimento torna-se importante para o planejamento de vários processos da gestão dos recursos hídricos (Singh et al., 2008

O sedimento constituído de materiais de granulometria mais grosseira, areia ou classe superior a essa são definidos como sedimentos de carga de fundo, onde as partículas se deslocam através dos movimentos de saltação, rolamento ou deslizamento longitudinalmente no curso d'água. Em condições de turbulência do escoamento for elevada os sedimentos correspondentes a classe areia poderão ser transportadas em suspensão (Merten et al., 2011). O sedimento de carga de fundo varia longitudinalmente e transversalmente no leito do canal. O transporte de sedimento de carga de fundo envolve uma complexa interação as várias variáveis inter-relacionadas, que vão desde a variação no suprimento e composição granulométrica dos sedimentos e forma e topografia do leito do canal.

2. OBJETIVOS

2.1. Objetivos Geral

Determinar as taxas de entrega de sedimentos (SDR) da bacia hidrográfica semiárida do riacho Exú, através da produção de sedimentos e das taxas de erosão bruta, assim como avaliar a aplicabilidade do modelo de Foster & Lane (1983) na área de voçorocamente da bacia hidrográfica semiárida do riacho Exu.

2.2. Objetivos Específicos

- Levantar as características morfométricas do riacho Exu que influenciam o escoamento superficial no semiárido pernambucano;
- Estudar a hidráulica do escoamento e determinar a curva chave do riacho Exu;
- Monitorar e determinar a concentração de sedimento suspenso do riacho exu durante o período chuvoso;
- Determinar as taxas de transporte de sedimento suspenso do riacho Exu;
- Determinar as taxas de transporte de sedimento de fundo no riacho Exu;
- Determinar as taxas de erosão bruta na bacia hidrográfica do riacho, ou seja, as taxas de erosão em entressulcos, em sulcos e em voçoroca;
- Avaliar a aplicabilidade do modelo de Foster & Lane (1983) na área de voçorocamente da bacia hidrográfica semiárida do riacho Exu;
- Determinar as taxas de entrega de sedimento da bacia hidrográfica semiárida do riacho Exu.

3. REVISÃO LITERATURA

3.1. Taxa de Entrega de Sedimentos: Uma variável de escala

A taxa de entrega de sedimento (SDR) é uma variável de escala adimensional determinada entre a produção de sedimentos (Y) obtida na exutório da bacia e, a erosão bruta (E) que é a representação do somatório de todo sedimento desagregado por todas as formas de erosão atuantes na área vertentes da bacia, isto é, desde a erosão em entressulcos até as voçorocas (Vente et al., 2007; Liu et al., 2006; Parsons et al., 2006; Richards, 1993; Walling, 1983).

$$SDR = \frac{Y}{E} \quad (1)$$

em que Y representa a produção de sedimentos ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$) e E a erosão bruta ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$).

Este conceito foi estabelecido para quantificar uma fração de todo sedimento erodido na área da bacia que consegue atingir o seu exutório. Liu et al. (2006) e Lane et al. (1997) relatam que a taxa de entrega é um fator que relaciona a disponibilidade de sedimento e a deposição em várias escalas espaciais na bacia e assim, envolve os vários processos erosivos, a desagregação, o transporte e a deposição dos sedimentos.

Richards (1993), Walling (1983) e Liu et al. (2006) mencionam que a taxa de entrega de sedimento em sua magnitude é determinada pela influencia devida a variação dos fatores geomorfológicos e ambientais, que representam sua natureza, extensão e localização das fontes de sedimento, aspectos topográficos (características do relevo, padrão de drenagem) e hidráulica dos canais, cobertura vegetal, propriedades do solo (textura, estrutura), além dos fatores climáticos e suas interações.

A mensuração da taxa de entrega de sedimento (SDR) pelo método tradicional utilização do método tradicional da depende existência de dados da produção de sedimento e de dados das taxas de erosão bruta, Liu et al. (2006), tornando a aplicação deste método oneroso e demorado.

Existem métodos de base empíricos são utilizados para estimativa a taxa de entrega sedimento baseados nas características morfométrica do relevo, hidráulica e geomorfologia da bacia, dentre elas, o gradiente do canal

principal, a relação da rede de drenagem, tempo de concentração, o coeficiente de escoamento e a área da bacia. A área da bacia é uma variável independente mais utilizada nestes métodos, com o aumento da área da bacia, aumenta-se a possibilidade de redução da declividade das vertentes e do gradiente do curso principal, contribuindo para uma maior possibilidade de retenção de sedimentos no interior da bacia (Walling, 1988). A taxa de entrega de sedimentos para qualquer bacia, independente da sua área, a SDR vai diminuindo de montante para jusante (Figura 1) (Walling, 1983).

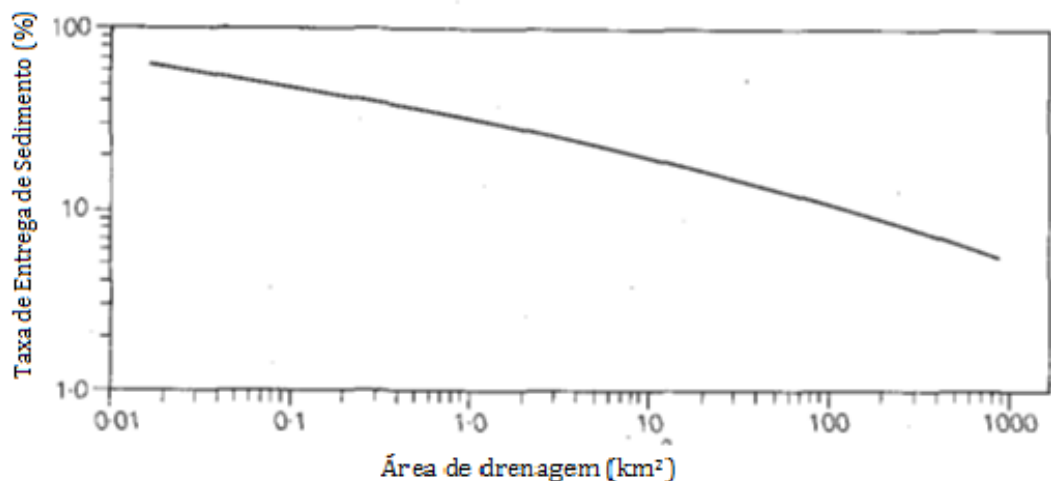


Figura 1. Taxa de entrega de sedimento (SDR) em (%) e a área da bacia (km²), segundo Walling (1983).

Em 1958, Maner propôs um método (descrito) para a estimativa da taxa de entrega de sedimentos foi baseada no relevo da bacia (equação 2):

$$\text{Log SDR} = 2,962 + 0,869 \log R - 0,854 \log L \quad (2)$$

em que R = representa a diferença de cota entre o ponto mais elevado no relevo da bacia e a cota medida no exutório, em metros; L = comprimento da bacia em metros. Roehl, (1962), propôs um método empírico fundamentado na diferença de cota do relevo e a rede de drenagem da bacia (equação 3), em que A = área da bacia (m²); R = representa a diferença de cota no ponto mais elevado da bacia e um ponto medido no exutório, com o valor expresso em metro, L = é o comprimento em metro, R/L = é a relação da bifurcação proposta por Horton, (1945):

$$\text{Log SDR} = 4,5 - 0,23 \log A - 0,51 \log (R/L) - 2,79 \log L \quad (3)$$

Em 1972, Williams & Berndt, publicaram um método empírico baseado no gradiente do canal principal da bacia hidrográfica (Equação 4, abaixo). Este

coeficiente representa a diferença entre a cota mais elevada e a cota mais baixa na bacia e o comprimento do canal principal, onde D = gradiente do canal principal (%).

$$SDR = 0,627 D^{0,403} \quad (4)$$

A importância do escoamento superficial na estimativa da taxa de entrega de sedimento foi destacada por Williams, (1977), na equação (5):

$$SDR = 1,37 \times 10^{-11} A^{-0,0006} (R/L)^{0,383} CN^{5,44} \quad (5)$$

em que A = é a área da bacia (km^2); R = é a diferença de cota entre o ponto mais elevado e a cota no exutório na bacia (m), L = é o comprimento da bacia (km) e CN = o valor da curva-número. Ainda, na estimativa da taxa de entrega de sedimento por métodos empíricos, Renfro (1975) propôs uma relação baseada na área da bacia com a componente principal, conforme equação (6), em que A = representa a área da bacia (Km^2).

$$\text{Log SDR} = 1,793 - 0,142 \log A \quad (6)$$

Alguns outros métodos baseiam-se em uma função de potência entre a taxa de entrega de sedimento (SDR) e a área da bacia (Mutua et al., 2006; Liu et al., 2006) como: $SDR = \alpha A^\beta$, em que A é a área da bacia (km^2) e α e β são coeficientes empíricos. O expoente β representa as informações físicas chave no processo de transporte de sedimento na bacia. Os valores atribuídos ao parâmetro variam entre 0,01 e 0,025 (Walling, 1983; Richards, 1993).

Vanoni (1975) (Equação 7) foi um dos primeiros neste tipo de relação, e o USDA-NRCS (1979) (Equação 8) publicaram relações semelhante em que A é a área da bacia em milha².

$$SDR = 0,42 A^{-0,125} \quad (7)$$

$$SDR = 0,51 A^{-0,11} \quad (8)$$

A taxa de entrega de sedimentos (SDR) ainda é uma variável de menor compreensão no estudo da sedimentologia (Morris e Fan, 1998), por ser uma variável de difícil determinação, pois envolve uma série de fatores, que apresentam grande variabilidade dentro da bacia, tornando difícil a construção de um modelo matemático de caráter universal para determinação da taxa de entrega de sedimentos.

3.1.1. Importância das características morfométricas da bacia hidrográfica para taxa de entrega de sedimentos

A bacia hidrográfica é formada por um conjunto de superfícies vertentes e um sistema de drenagem, com um curso d'água principal que confluem para um exutório (Tucci, 1993; Tucci & Silveira, 2009), enquanto Barella (2001) coloca que a bacia hidrográfica é um conjunto de terras drenadas por um curso d'água principal e seus afluentes, onde as águas provenientes das precipitações, ou escorrem superficialmente formando os rios, ou infiltram no solo para alimentar aquíferos ou o lençol freático.

A produção de sedimento em uma bacia hidrográfica é o resultado do processo erosivo, de difícil estimativa, que tem origem a partir de uma complexa interação entre vários processos hidro-geológicos (Bhunya et al., 2009). Em escala de bacia hidrográfica a taxa de entrega de sedimento é definida como a relação entre a produção de sedimentos (Y) e a erosão bruta (E) (Liu et al., 2006; Walling, 1990; Walling, 1983). A produção de sedimento em escala de bacia hidrográfica é influenciada por vários fatores que regulam os processos de produção e de transferência dos sedimentos das áreas de vertentes para calha fluvial (Rodriguez-Blanco et al., 2010).

A produção de sedimento em escala de bacia hidrográfica é influenciada pelo comportamento hidrológico que é função das características geomorfológicas (geologia, área, forma, relevo, rede de drenagem e tipo de solo, etc) e do tipo de cobertura vegetal (Teodoro et al., 2007). Também são influenciadas pelas condições climáticas (precipitação; evapotranspiração e radiação solar) e por ações antrópicas (Tucci, 2002). As características geomorfológicas de uma bacia hidrográfica podem ser agrupadas em três categorias: geométricas, relevo e rede de drenagem (Teodoro et al., 2007; Tonello et al., 2006).

As bacias hidrográficas são constituídas por quatro componentes básicos, que são: área da bacia, a sua estrutura, os processos e as variáveis de entrada e saída (Merten et al., 2011). A compreensão das inter-relações entre as características geomorfométricas dentro do perímetro da bacia hidrográfica, faz-se necessário que estes parâmetros sejam expressos quantitativamente, pois nenhuma destas características fisiológicas

isoladamente será capaz de explicar a complexidade dos processos que ocorrem na bacia (Barros et al., 2003).

A delimitação da área da bacia hidrográfica é uma das características geométricas, mais importante, sendo um dos primeiros e mais comum procedimento efetuado na análise dos aspectos hidrológicos e ambientais (Cardoso et al., 2006). A delimitação da área de uma bacia hidrográfica tem como limite superior os divisores topográficos, também denominados de divisores d'água, e os limites inferiores é a saída no exutório (confluência) (Teodoro et al., 2007). A área e o perímetro de uma bacia hidrográfica são obtidos através de sua delimitação (Cardoso et al., 2006).

A área da bacia é uma importante característica morfométrica, pois é um elemento básico na obtenção de outras características geométrica, como relevo e a rede de drenagem (Antonelli & Thomaz, 2007). Tucci, (1993); Tucci & Silveira (2009) ressalta a importância do conhecimento da área da bacia hidrográfica para determinar o potencial hídrico e as respostas hidrológicas, com reflexo direto no tempo de concentração e nas taxas da produção de sedimentos na bacia. A área da bacia hidrográfica exerce grande influência sobre o volume de água no escoamento superficial (Tonello et al., 2006).

O fator forma, o coeficiente de compacidade e o índice de circularidade são outras características geométricas de grande interesse no estudo do comportamento hidrossedimentológico de uma bacia hidrográfica (Silva et al., 2010). O fator Forma (F) é obtido pela seguinte equação:

$$F = \frac{A}{L^2} \quad (9)$$

em que o F é o fator de forma, L o comprimento do eixo da bacia e A a área de drenagem (m²) (m).

O coeficiente de compacidade (Kc) é uma relação da forma da bacia com um círculo. Este índice constitui numa relação entre o perímetro da bacia e a circunferência de um círculo com área igual á da bacia, este índice pode ser obtido pela equação (1), onde o Kc é o coeficiente de compacidade, A a área de drenagem (m²) e P o perímetro da bacia (m). Este coeficiente é um número adimensional, podendo varia com a forma da bacia, independente do seu tamanho.

$$Kc = 0,28 \frac{P}{\sqrt{A}} \quad (10)$$

O índice de circularidade (IC) é uma medida que correlaciona a forma da bacia a uma figura geométrica circular, quando a área da bacia se aproxima da forma circular tende para uma unidade e diminui a medida que a forma se alonga. Este índice pode ser obtido pela seguinte equação:

$$IC = \frac{12,578 * A}{P^2} \quad (11)$$

em que IC é o índice de circularidade, A a área de drenagem (m²) e P o perímetro (m).

Estes índices se relacionam com a forma geométrica e possibilitam conhecer a forma da bacia hidrográfica (Teodoro et al., 2007; Cardoso et al., 2006; Tonello et al., 2006). O conhecimento da forma superficial torna-se imprescindível na determinação do tempo de concentração Ponce (1989), que consiste no tempo necessário para que toda a bacia contribua para a saída d'água, desde o ponto mais remoto após uma precipitação. Quanto maior o tempo de concentração, menor será a vazão máxima de enchentes se mantidas todas as demais características constantes da bacia (Tonello et al., 2006).

As características de relevo expressam uma relação entre a área da bacia hidrográfica em um plano horizontal e sua variação em um plano vertical, a esta variação denomina-se cota altimétrica (Pissarra et al., 2004), estas cotas podem ser expressa em metro. Dentre as características mais importantes para estudo dos processos sedimentológicos, destacam a declividade, a amplitude altimétrica e a carta hipsométrica (Rodrigues et al., 2008). A caracterização de cada um destes parâmetros de forma individual nos possibilitará uma boa compreensão do relevo da bacia hidrográfica (Tonello et al., 2006).

A declividade de uma bacia hidrográfica pode ser definida como sendo a variação de altitude entre dois pontos separados por uma distância, que representa as classes de relevo distribuído ao longo da área da bacia (Tonello et al., 2006). A declividade exerce influência na velocidade do escoamento superficial, que dependendo das classes de relevo, afetará o tempo de concentração da bacia (Teodoro et al., 2007; Tonello et al., 2006).

Uma variável importante no estudo das classes de relevo de uma bacia hidrográfica é a amplitude altimétrica, esta variável foi proposta por Schumm, em 1956, com o objetivo de estimar as diferenças altimétrica entre um ponto

situado próximo ao exutório e outro ponto situado na cota mais elevada da área da bacia (Teodoro et al., 2007).

Uma das formas de representar as características do relevo de uma bacia hidrográfica é através da curva hipsométrica, que podemos definir com uma representação gráfica do relevo, onde a variação das cotas altimétrica terá como referência o nível do mar (Alves & Castro, 2003).

A altitude média da bacia hidrográfica, dependendo da região onde ela se encontra, exercerá influencia nas taxas de radiação, temperatura e precipitação (Tonello et al., 2006). Ainda de acordo com estes autores, quanto mais elevada a altitude menor a taxa de radiação e de temperatura com influencia direta na taxa de evapotranspiração.

As principais características morfométrica da rede de drenagem de uma bacia hidrográfica são: a ordem dos cursos d'água (Feitosa et al., 2011; Teodoro et al., 2007), a densidade de drenagem (Feitosa et al., 2011; Teodoro et al., 2007; Cardoso et al., 2006; Pissarra et al., 2004); e o índice de sinuosidade (Feitosa et al., 2011; Teodoro et al., 2007). Segundo Rodrigues et al. (2008), Silva et al., (2010) os estudos sobre a rede de drenagem de bacia hidrográfica, tiveram grande impulso a partir de 1945, quando Robert E. Horton apresentou sua proposta de análise morfométrica dos sistemas naturais de drenagem. Esta nova metodologia era composta por um grupo de leis chamada "Leis da composição de drenagem". Esta nova metodologia propôs critérios mais precisos para ordenação dos cursos de água Rodrigues et al. (2008), Silva et al., (2010). Com a aplicação deste novo critério de ordenação os canais constituintes da rede de drenagem, foram ordenados segundo o número de tributários. Em 1952, Arthur N. Strahler propõe um aperfeiçoamento no sistema de classificação de Horton (Silveira, 2001; Cardoso et al., 2006).

Os cursos d'água são ordenados segundo os critérios propostos por Horton (1945), e aperfeiçoado por Strahler (1952), tem como principio, os canais sem tributários são designados de primeira ordem, enquanto os canais de drenagem enquadrados na segunda ordem são os que têm origem na confluência de dois canais de primeira ordem, e assim sucessivamente (Silveira, 2001). O sistema de drenagem de acordo com a hierarquização de Strahler, (1952), quando a rede de canais naturais apresentarem ordem inferior ou igual a 4, considera-se que bacia hidrográfica que apresentam sistema de drenagem maior ou igual a quatro possuem sistema de drenagem mais

eficientes. Valores inferiores a 3, geralmente estão associados a bacia hidrográficas pequenas e refletem os efeitos direto das práticas de manejo (Tonello et al., 2006).

A densidade de drenagem de uma bacia hidrográfica é formada pelo curso de água principal e seus afluentes, para obtenção de um valor para o índice de drenagem, correlaciona-se o comprimento total dos canais com o valor da área da bacia (Cardoso et al., 2006). O índice de drenagem é obtido pela equação:

$$Dd = \frac{L_t}{A} \quad (12)$$

em que Dd a densidade de drenagem ($\text{km} \backslash \text{km}^2$), A a área de drenagem (km^2) e L, comprimento total de todos os canais (km).

Este parâmetro foi definido por Robert N. Horton, 1945. Vem sendo utilizado para definir a densidade de drenagem das bacias desde então (Feitosa et al., 2011). Este parâmetro tem sua importância na análise das bacias hidrográficas, por apresenta uma relação inversa da área da bacia com o comprimento dos canais. A medida que o valor numérico da densidade de drenagem há uma diminuição quase proporcional do tamanho das componentes drenagem da bacia (Pissarra et al., 2004).

O valor da densidade de drenagem é expresso através de um índice, para isto era preciso que exista um sistema de escala, um dos primeiros sistemas de escala, foi proposto por Christofolletti em 1969, onde os valores de densidade de drenagem com valores abaixo de $7,5 \text{ km} / \text{km}^2$ são abaixo, enquanto valores entre $7,5$ e $10,0 \text{ km} / \text{km}^2$ são de densidade média, as altas densidade de drenagem quando os valores forem acima de $10,0 \text{ km} / \text{km}^2$ (Teodoro et al., 2007). Ao longo dos anos surgiram outras escalas de valores para classificar o sistema de drenagem, uma delas foi proposto por Villela & Mattos em 1975, onde os valores de densidade de drenagem varia de $0,5 \text{ km} / \text{km}^2$ para drenagem pobre, enquanto valor igual ou acima de $3,5 \text{ km} / \text{km}^2$ apresentam boa drenagem (Cardoso et al., 2006; Tonello et al., 2006; Teodoro et al., 2007).

Feitosa et al. (2011) obteve um valor do índice de densidade de drenagem de $0,753 \text{ km} / \text{km}^2$ caracterizando o Rio Pajeú, uma das mais importantes bacia hidrográfica do semiárido Pernambucano da qual o rio Exú é um dos seus afluentes no município de Serra Talhada, PE, este valor é baixo

na classificação proposta por Christofolletti. Estes autores atribuem estes valores, a forte dissecação sofrida pela bacia, que tem como fatores principais os aspectos geomorfológicos, que apresentam pouca altitude e pouco acidentada, somado a isto as características climáticas da região que apresenta chuvas concentrada em curto período do ano.

O índice de sinuosidade é uma parâmetro na caracterização de uma bacia hidrográfica associada a rede de drenagem, este parâmetro foi proposto por Schumm, em 1956, para classificar os canais em função de sua morfologia (Riccomini et al., 2009). O índice de sinuosidade é obtido pela equação:

$$I_s = \frac{L}{D_v} \quad (13)$$

em que I_s é o índice de sinuosidade; L é o comprimento do canal principal e D_v é a distância vetorial do canal principal.

O valor que caracteriza o índice é obtido através de uma relação do comprimento do curso d'água principal e a distância vetorial entre os extremos deste canal (Teodoro et al., 2007). Segundo Riccomini et al. (2009), o índice de sinuosidade é classificado segundo um valor adimensional, valor maior que 1,5 indica a presença de um alto padrão de sinuosidade, enquanto valor menor que 1,5 é indicativo de baixo padrão de sinuosidade. Índice de sinuosidade próximo a 1,0 refletem canais que tendem a serem retilíneos, quando o valor é superior a 2,0, indicam que os canais apresentam-se tortuosos, quando os valores são maiores que 1,0 e menores que 2,0 os canais apresentam formas transicionais, regulares e irregulares (Teodoro et al., 2007; Riccomini et al., 2009; Feitosa et al., 2011).

3.2. Erosão em bacia hidrográfica: Produção de sedimentos

A produção de sedimentos é definida como a quantidade de sedimentos que deixa a área de captação da bacia e atinge a área de drenagem (Parsons et al., 2006). A produção de sedimento pode ser definida como uma parcela representativa do total de sedimento produzido na bacia em decorrência dos processos erosivos atuantes, sendo então descrita como a diferença entre a erosão bruta e a quantidade de material que não alcançou a calha de drenagem da bacia (Walling, 1990).

A produção de sedimentos depende de vários fatores (Rodríguez-Blanco et al., 2010) que regulam os processos de produção e de transferência dos sedimentos das áreas de vertente para a calha fluvial. O aporte de sedimento em uma bacia hidrográfica depende dos hidro-geológicos, mas sua magnitude é influenciada por três processos distintos: a) da intensidade com que o solo é desagregado pela ação da precipitação e do escoamento superficial (erosão bruta); b) dos processos de transferência dos sedimentos da bacia vertente para calha fluvial; c) pela sua propagação na calha fluvial (Minella et al., 2007).

A identificação da fonte principal dos sedimentos em uma bacia hidrográfica é fundamental para estabelecer os processos erosivos envolvidos na produção dos sedimentos (Rodríguez-Blanco et al., 2010). Estas fontes de sedimentos em uma bacia hidrográfica rural dependem do uso e ocupação destas, como pastagem, lavouras e florestas (Minella et al., 2007).

3.2.1. Taxa de transporte de sedimentos suspenso

As taxas de sedimentos produzidos em uma bacia hidrográfica dependem das características morfológicas, da cobertura vegetal e das propriedades do solo, aspectos topográficos (Nearing et al., 2007). Os sedimentos transportados que atingem os cursos d'água apresentam granulometria variada e estão sujeitos a sofrerem processo de transporte que vão variar com as condições locais e de escoamento (Carvalho, 2008). Este autor, ainda ressalta a importância da granulometria do material, os mais finos são transportados em suspensão, enquanto os de granulometria mais grosseira são transportados por carga de fundo.

Os sedimentos também podem ser classificados como coesivos e não coesivos, os coesivos são uma mistura de argila, areia fina, silte e matéria orgânica, onde as forças de coesão atuam sobre as partículas mantidas unidas, enquanto os sedimentos não coesivos são constituídos principalmente por materiais de diâmetro maiores, a exemplo da areia grossa e cascalhos, o que torna difícil a atuação das forças de coesão nas partículas (Berlamont et al., 1993).

Os sedimentos de granulometria, mais fina nos cursos de água se deslocam com uma velocidade tal qual a do escoamento superficial, enquanto os sedimentos de granulometria, mais grosseira movem-se ocasionalmente, ou

ainda, permanecem em repouso por um longo período (Cunha Filho, 2009; Edwards & Glysson, 1999). Os sedimentos de granulometria mais fina ou seja, os sedimentos transportados em suspensão, são tipicamente constituído de areia, silte e argila, que são transportado para os cursos d'água por escoamento superficial (Powell, 2009). Estes sedimentos transportados em suspensão são reflexos das características climáticas, topográficas, litológicas e práticas de controle antropicas (Powell, 2009, Lvovich et al., 1991).

Nas últimas décadas tem crescido o interesse pela dinâmica do transporte de sedimentos em suspensão (Fang et al., 2008). No entanto, as graves consequências do transporte de sedimento em suspensão surgem não só pelo aumento de partículas mineral erodida e transportada, mas também pelo aumento de sedimentos contendo nutrientes, pesticidas e outros poluentes (Oeurng et al., 2010; Fang et al., 2008; Araújo, 2007; Fan, 1999).

O estudo da concentração de sedimentos em suspensão promove importantes informações do processo de erosão e deposição oriundas das diferentes fontes de erosão na bacia na forma de erosão em entressulcos e em sulcos, escoamento em áreas agrícolas, atividades da construção e os efluentes industriais (Collins et al., 1997; Rondeau et al., 2000; Fang et al., 2008).

O transporte de sedimento em suspensão em bacia rural é responsável pela degradação dos ambientes aquáticos, processo de sedimentação de reservatório e o transporte de poluentes (pesticidas, partículas de nutrientes, metais pesados e outras substâncias tóxicas) (Oeurng et al., 2010). A compreensão da dinâmica da produção de sedimento torna-se importante para o planejamento de vários processos de conservação do solo e da água nas bacias hidrográficas (Singh et al., 2008). Muitos estudos da dinâmica do transporte de sedimento em suspensão são realizadas em bacias rurais pequenas, com área de até 100 km² (Oeurng et al., 2010; Deasy et al., 2009; Estrany et al., 2009; Lefrançois et al., 2007; Gao et al., 2007).

Os estudos envolvendo quantificação e na dinâmica do transporte de sedimento em suspensão transfere para as áreas agrícolas o controle dos processos erosivos e a implementação de práticas mitigadoras para reduzir o aporte de sedimento em suspensão e os poluentes associados aos materiais minerais (Oeurng et al., 2010; Heathwaite et al., 2005). Os efeitos das práticas conservacionistas na escala de bacia hidrográfica para mitigar a produção de

sedimentos são muitas vezes dificultados pelo grande variabilidade dos processos envolvidos, como a erosão do solo, do escoamento, e o transporte de sedimento que causam impactos negativos nas práticas de conservacionistas (Garbrecht & Starks, 2009). A erosão do solo, o escoamento, a produção de sedimento em suspensão em bacia hidrográfica pequena sofre a influência direta dos efeitos das precipitações ao longo dos vários anos (Garbrecht & Starks, 2009; Garbrecht, 2008; Garbrecht et al., 2006).

No estudo da dinâmica de sedimento em suspensão em uma bacia hidrográfica, são utilizadas diferentes técnicas de mensuração para identificar a fonte do sedimento e determinar as principais fontes de contribuição (Rodríguez-Blanco et al., 2010). Os sedimentos em suspensão que atingem os cursos d'água são provenientes de diferentes fontes, cuja caracterização possibilita avaliar as implicações sobre as práticas mitigadoras da produção de sedimento na bacia (Walling & Fang, 2003).

A concentração de sedimento em suspensão apresenta uma ampla variação no tempo e no espaço exigindo medições em intervalos de tempo reduzidos, necessários para uma compreensão da dinâmica dos processos hidrossedimentológicos, caso contrário a mensuração em intervalos longos pode esconder variações significativas (Cunha Filho, 2009). A produção de sedimento em suspensão apresenta uma grande variabilidade quando é analisada em evento para evento, isto é, esta associada a uma série de fatores físicos e antropogênicos responsáveis pela produção e pelo transporte do sedimento dentro da bacia em cada evento (Zabaleta et al., 2007).

Dentro os ambientes mais afetados por este processo erosivo associados com a sedimentação estão as regiões áridas e semiáridas do mundo, com destaque para as áreas na Austrália, Ásia, África e nas Américas (Pimentel et al., 1995; UNEP, 1997; Cunha Filho, 2009).

Nestas regiões apesar dos danos causados pelos processos erosivos em associação com produção de sedimentos, ainda são incipiente os estudos publicados na literatura especializada abordando os transportes de sedimentos em cursos d'água nas regiões semiáridas, esta situação foi comprovada por Probst & Amiotte-Suchet (1992). Os rios das regiões áridas apresentam uma alta eficiência no transporte de sedimentos (Cohen & Laronne, 2005; Reid & Laronne, 1995).

3.2.2. Taxa de transporte de sedimentos de fundo

A produção de sedimentos é o resultado de processos naturais, porém, pode ser acelerado ou modificado por ação antrópicas (Araújo, 2007; Mutua et al., 2006). O sedimento constituído de materiais de granulometria mais grosseira, areia ou classe superior a essa (Powell, 2009; Carvalho, 2008) são transportados por arraste sobre o leito através de movimentos tipo saltação, rolamento ou deslizamento.

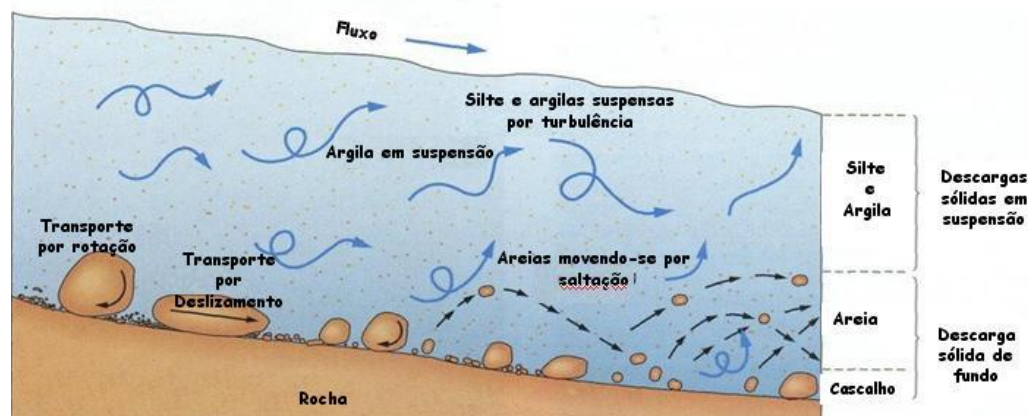


Figura 2. Formas de transporte de sedimento. Fonte: Google/imagens – modificada.

Dessa forma, define-se como sedimento de fundo o material transportado junto e ao longo do leito do rio, movendo-se por rolagem, deslizamento ou saltos (Figura 2) (Gordon et al., 2004; Ward & Trimble, 2004). O movimento de deslocamento do sedimento de fundo apresenta uma estreita relação com as mudanças na morfologia os cursos d'água (Gordon et al., 2004).

Os sedimentos transportados por carga de fundo estão sujeito a uma série de fatores que são atribuídas as causas de variação longitudinalmente e transversalmente no leito, entre estes fatores está a forma do fundo do canal, variação do local de tensão de cisalhamento do escoamento em consequência da topografia do leito, variações do suprimento de sedimentos de montante, flutuações da turbulência e composição granulométrica do sedimento constituintes do leito do rio (Diplas et al., 2008). A forma de transporte do sedimento no curso d'água em suspensão ou por carga de fundo, dependerá das forças que induzem o movimento a grão, as forças da gravidade estão relacionadas com o deslocamento de carga de fundo, enquanto os processos

de turbulência e viscosidade são responsáveis pelo deslocamento em suspensão (Mount & Fong, 1995).

As taxas de transporte de sedimento de fundo estão diretamente associadas a composição granulométrica do leito do canal, quando este é composto por sedimento de tamanho heterogêneo e não coesivos, o sedimento com maior diâmetro é deslocado mais facilmente devido a uma maior exposição as forças de elevação e de arraste, os sedimentos de tamanho menor sofre o efeito do sombreamento das partículas maiores, o acarreta menor exposição à força de arraste (Parker & Toro-Escobar, 2002).

O transporte de sedimento de fundo é influenciado por muitas variáveis Knighton (1998), quando os materiais atingem a insuficiência dos corpos receptores em transportar os sedimentos, iniciam-se a deposição em estuários, calha fluvial, reservatórios e portos, contribuindo para diminuição da capacidade hidráulica dos mesmos. Durante o processo de transporte, quando as condições locais apresentam alta resistência, há uma diminuição na velocidade média do fluxo, contribuindo para condições hidráulicas próximas do leito do canal favorecendo o processo de deposição (Charlton, 2007). Estes efeitos são característicos da dinâmica da produção de sedimento, que em suspensão ou em carga de fundo, podem ocasionar vários problemas, que vão desde o impedimento a navegação ao assoreamento dos portos, de reservatórios e mudanças na qualidade da água (Carvalho, 2008).

Os sedimentos de carga de fundo, não devem ser subestimados nos valores das taxas de produção de sedimentos, estes sedimentos representam cerca de 5 a 25% total de sedimentos em suspensão (Yang, 1996). Nos cursos d'água da região semiárida estudo tem mostrado que os sedimentos em suspensão respondem por mais de 90% dos totais dos sedimentos (Powell et al., 1996).

Os valores percentuais entre sedimento em suspensão e em carga de fundo nas regiões áridas, mensurados com amostras do material suspenso no fluxo do escoamento no rio, incorpora tanto o material da carga de lavagem e o de carga de fundo, sendo o primeiro de granulometria mas fina e o segundo compreende um material de granulometria mas grosseira. Embora as duas componentes não possam ser separadas, inequivocamente, muitas vezes faz-se uma distinção arbitrária com base no tamanho das partículas, comparando o material do leito e suspenso através de sua granulometria (Powell, 2009).

A maioria dos estudos da produção de sedimento em regiões áridas centralizou seus esforços na compreensão da dinâmica do transporte de sedimento em suspensão em detrimento ao sedimento de carga de fundo (Powell, 2009). A escassez de estudos enfocando o transporte de sedimento de fundo nesta região pode está relacionada a extrema variabilidade no regime de descarga nos rios efêmeros, torna-se especialmente problemática, principalmente, por causa da sua representatividade no padrões de longo prazo (Cohen & Laronne, 2005; Walling & Kleo, 1979).

Nas regiões áridas os cursos d'água tendem a transportar grandes concentrações de sedimentos em suspensão e em carga de fundo, devido aos processos erosivos atuantes nas encostas que apresentam baixa cobertura vegetal e a material grosseiro constituinte do leito do canal (Bull & Kirkby, 1997). As características do leito do canal dos rios destas regiões apresentam tamanho e arranjo dos sedimentos que conferem rugosidade ao leito e resistência fluvial (Charlton, 2007). Estas características do leito conferem aos rios de ambientes secos um transporte mas eficiente de materiais grosseiros quando comparado ao transporte de sedimento de carga de fundo de ambiente úmidos (Cohen & Laronne, 2005; Laronne & Reid, 1993).

A mensuração do sedimento de carga de fundo pode ser realizada pelos métodos diretos e indiretos (Powell, 2009). As medições diretas de sedimento de carga de fundo são difíceis de serem realizadas, além das dificuldades de logística e prática são reforçadas com a incerteza, a imprevisibilidade e raridade das chuvas e do escoamento em ambientes secos (Powell, 2009). Existem três tipos de amostradores que possibilitam a mensuração das descargas de sedimento por carga de fundo (Wren & Kunhle, 2008), sendo os dois primeiros para medições diretas e o último para medições indiretas. Os amostradores estão divididos em: a) Amostradores fixos, que compreendem estruturas construídas sobre o leito do rio com a finalidade de capturar os sedimentos durante os eventos de escoamento; b) Amostradores portáteis, este equipamentos são utilizados para medir sedimentos com granulometria variável entre 1 a 300 mm. c) Amostradores não invasivos são equipamentos utilizados nas medições de sedimentos de carga de fundo de forma indireta (Powell, 2009). Apresentam custos elevados de instalação e calibração, não permitem leituras confiáveis (Wren & Kunhle, 2008).

3.3. Erosão bruta

A erosão hídrica é a forma mais prejudicial de desagregação do solo, provocando sérios problemas ambientais no planeta (Nunes & Cassol, 2011; Oliveira et al., 2010). O processo erosivo tem gerado altas taxas de erosão e conseqüentemente desgaste do solo em grandes proporções, com enormes implicações de ordem física, financeira e social (Oliveira et al., 2010). No Brasil, a cada ano são perdidos, milhões de toneladas de solo nas áreas agrícolas em consequência da erosão hídrica (Oliveira et al., 2010).

Assim, todo sedimento desagregado e mobilizado pelas formas de erosão hídrica nas áreas de vertentes da bacia, constituem as fontes de sedimentos na forma de erosão em entressulcos, erosão em sulcos e erosão na forma de voçorocas, as quais representam uma massa de erosão total conhecida como erosão bruta (Casali et al., 2009). A seguir descreve-se as principais formas de erosão hídrica que ocorrem em bacias hidrográficas.

3.3.1. Erosão em entressulcos

A erosão em entressulcos é definida como a primeira fase do processo erosivo, ocorre pela combinação de dois processos: a) a desagregação da massa de solo pela ação direta do impacto da gota de chuva e pelo fluxo superficial raso (Cassol et al., 2004; Zartl et al., 2001; Nearing, 1997; Kinnell & Cummings, 1993; Evereart, 1991). b) o transporte do solo desagregado pelo escoamento em entressulcos, que parece não ter capacidade de transportar todo sedimento produzido pela ação do impacto da gota de chuva (Evereart, 1991). A erosão em entressulcos é um processo erosivo decorrente da ação direta do impacto da gota de chuva, pois escoamento superficial não tem capacidade de realizar incisões na superfície do solo (Govers, 1996). O escoamento superficial da erosão em entressulco é frequentemente denominado de fluxo laminar raso, Gerits et al.(1990) sendo o principal mecanismo de transporte do material despendido no processo de impacto das gotas de chuva no solo que ocorrem na erosão em entressulcos (Nunes & Cassol, 2011).

A erosão em entressulcos é um processo erosivo caracterizado pela desagregação e transporte de sedimento pelo escoamento superficial, onde o

agente principal é a energia cinética das gotas de chuva que ao atingirem a superfície do solo através do seu impacto impõe uma força de pressão e cisalhante promovendo a desagregação das partículas da massa original do solo (Cassol & Lima, 2003). Outro evento impulsionado pelo impacto pelo impacto das gotas de chuva é o transporte das partículas por salpicamento a pequenas distâncias e pelo transporte de sedimento em suspensão no fluxo laminar, decorrentes da turbulência provocada pela energia cinética da chuva (Schäefer et al., 2001).

O processo erosivo em entressulcos é afetado por vários fatores, dentre eles destaca-se a erodibilidade do solo, a declividade (Young & Onstad, 1978; Meyer & Harmon, 1992; Assouline & Ben-Hur, 2006; Liu et al., 2006; Armstrong et al., 2011), a rugosidade superficial do solo (Römkens & Wang, 1987; Eltz & Neston, 1997), umidade inicial do solo (Ghuidey & Alberts, 1994; Cassol et al., 2004; Cantalice et al., 2009), a intensidade da chuva, cobertura vegetal do solo, a erodibilidade do solo (Foster, 1982; Meyer & Harmon, 1992; Watson & Laflen, 1986; Reichert et al., 1994; Cassol & Lima, 2003; Bezerra & Cantalice, 2006; Martin et al., 2010). Dentre eles, os fatores que exercem influência sobre a erosão em entressulcos, a cobertura do solo viva ou morta, tem merecido destaque em virtude do aumento da rugosidade hidráulica e da redução dos processos erosivos do solo (Foster, 1982; Perin et al., 2002; Cantalice et al., 2009; Freitas et al., 2008).

A cobertura do solo apresenta efeito importante na erosão em entressulcos (Cassol & Lima, 2003), a proteção exercida pela cobertura viva ou morta na superfície é uma das alternativas mais efetivas no controle erosivo (Cantalice et al., 2009; Perin et al., 2002). A cobertura do solo atua na redução da erosão a partir de três tipos de efeitos: a) reduzindo a ação direta do impacto das gotas de chuva na superfície do solo, principal fonte de energia de desagregação nessas áreas que é a energia cinética; b) diminuindo a capacidade de transporte do fluxo superficial, pela redução de sua velocidade, e c) aumentando a profundidade do fluxo de escoamento, que dissipa a energia cinética do impacto das gotas de chuva.

A cobertura do solo por resíduos vegetais tem sido muito eficiente na redução da velocidade de escoamento, isto ocorre, por causa do aumento da rugosidade hidráulica do fluxo superficial, elevando a altura do escoamento,

impedindo a ação das gotas de chuva na superfície do solo (Cantalice et al., 2009; Braida & Cassol, 1996; Foster, 1982)

Vários trabalhos de pesquisa enfocam a eficiência da cobertura do solo por resíduos vegetais, dentre eles, Braida & Cassol (1999), utilizando resíduos de milho e de trigo, determinaram a redução exponencial da erosão em entressulcos, enquanto Cassol et al. (2004); Bezerra & Cantalice (2006) e Cantalice et al. (2009), obtiveram reduções significativas das taxas de desagregação do solo utilizando cobertura vegetal. Os resíduos vegetais na superfície do solo interceptam as gotas de chuva e dissipam a sua energia cinética evitando a desagregação das partículas (Cassol & Lima, 2003).

O estudo da erosão em entressulcos tem sido abordado extensivamente por meio de muitas relações empíricas e semi-empíricas para determinação da taxa de erosão (Liu et al., 2006). Nas últimas décadas foram desenvolvidos modelos de simulação da erosão hídrica baseados em processos físicos fundamentais, que têm fornecido estimativas consistentes da erosão (Cassol & Lima, 2003; Meyer et al., 1975). Entre esses modelos, merecem destaque o WEPP (Water Erosion Prediction Project), que surgiu com o objetivo de substituir a USLE (Universal Soil Loss Erosion) em médio prazo (Cassol & Lima, 2003; Lane et al., 1987). Nesse modelo, a erosão hídrica é separada em dois componentes: erosão em entressulcos e em sulcos (Flanagan et al., 1995).

O Water Erosion Prediction Project (WEPP) (Flanagan & Nearing, 1995), proposto inicialmente para predição da erosão hídrica nos Estados Unidos, apresentou as taxas de desagregação do solo na erosão em entressulcos equacionada pela seguinte forma:

$$Di = K_i i^2 S_f \quad (14)$$

em que Di = taxa de desagregação de solo em entressulcos ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$); K_i = fator de erodibilidade em entressulcos (kg s m^{-4}); i = intensidade de chuva (m s^{-1}) e S_f = fator declividade (adimensional). Posteriormente, o modelo inseriu e passou a considerar também os efeitos do escoamento superficial e da infiltração de água nas taxas de desagregação:

$$Di = K_i i^2 R S_f \quad (15)$$

em que R corresponde ao escoamento superficial em (m s^{-1}).

No estudo da erosão em entressulcos, Cassol et al. (2004) observaram que a presença de resíduos vegetais sobre a superfície do solo causou alterações nas características do escoamento superficial e nas taxas de desagregação e transporte de sedimento, levando ao desenvolvimento do modelo (abaixo) de estimativa do efeito dos resíduos em contato direto com a superfície do solo nas taxas de erosão em entressulcos:

$$C_i II = ab^{cs} \quad r^2 = 0,99 \quad (16)$$

em que a e b são coeficientes com os respectivos valores de 1,014 e 0,082, cs é a cobertura do solo em (m² m⁻²).

3.3.2. Erosão em sulcos

A erosão em sulcos é considerada a segunda fase no processo físico da erosão hídrica. Inicialmente constituído de escoamento difuso na superfície do solo, concentra-se em pequenas depressões na superfície, que passam a serem denominadas de sulcos (Lafayette et al., 2011; Bezerra et al., 2010; Cantalice et al., 2005), em condições naturais estas pequenas depressões ocorrem de forma aleatório na superfície do solo (Cantalice et al., 2005). A concentração do escoamento superficial nessas depressões do solo ocorre devido às irregularidades na superfície do terreno ou por variações em sua densidade (Giasson & Cassol, 1996). A concentração do escoamento superficial promove a elevação da tensão de cisalhamento, que é considerado o principal agente de desagregação e transporte dos sedimentos nos sulcos (Cantalice et al., 2005; Schäfer et al., 2001; Meyer et al., 1975).

Para que haja um aumento nas incisões do solo, em decorrência da atuação das forças promovidas pelo escoamento concentrado, é preciso que a tensão de cisalhamento do fluxo supere a força coesiva do solo (Braidá & Cassol, 1996; Cantalice et al., 2005). A este evento denominamos de taxa de desagregação do solo, que representa um balanço entre as forças erosivas do fluxo e a resistência do solo ao processo erosivo (Rauws & Govers, 1988).

Quando a tensão de cisalhamento do fluxo concentrado supera as forças coesivas do solo, sua atuação ocorre sobre o fundo e as laterais do sulco (Giasson & Cassol, 1996), inicialmente este evento promove um aprofundamento do sulco, devido à uma maior tensão cisalhante do fluxo no fundo do sulco (Chow, 1959). Este processo ocorre até que o fluxo atinja uma

zona de impedimento, que na maioria das vezes é uma camada de solo mais resistente ao processo erosivo. Quando isto ocorre, tem início uma nova etapa no processo, o alargamento do sulco (Giasson & Cassol, 1996).

O alargamento dos sulcos promove a diminuição do raio hidráulico, que reflete diretamente na redução da tensão de cisalhamento do fluxo (Bezerra et al., 2010). A diminuição da tensão de cisalhamento do fluxo a valores menores que os da tensão crítica do solo, leva o sistema a uma condição de equilíbrio, não havendo, mas desagregação do solo em sulco (Foster, 1982).

O estudo do desenvolvimento do processo de formação dos sulcos de erosão pode ser feito utilizando-se os Números de Reynolds e Froude. Merrit, (1984) estudando diferentes lâminas de fluxo de escoamento em ensaios de laboratório, em parcelas experimentais com um solo de textura franco-arenosa. Este estudo possibilitou que fosse identificado quatro estádio para o processo de formação do sulco de erosão. a) primeiro estádio de escoamento é classificado como regime difuso ou laminar, quando o número de Reynolds (R_e) = 100; b) segundo estádio, número de Reynolds (R_e) entre 100 e 180, o escoamento é classificado de transição; c) terceiro estádio, os valores do número de Reynolds (R_e) entre 180 e 460, o escoamento concentra-se em canais bem definidos, porém pequenos; d) quarto estádio, o número de Reynolds (R_e), apresenta valores maiores que 460 até 840, ocorrendo a formação de sulcos incipientes.

Cantalice et al. (2005) em concordância com Slattery & Bryan (1992) apontaram que o número de Froude também é utilizado para descrever as fases de formação do sulco. Escoamento com número de Froude de 1,2 está relacionado com o início da formação dos sulcos em solos de textura arenosa, quando o escoamento atinge valores de 2,8, iniciam-se os sulcos em solos com textura mais argilosa, que devido sua natureza pedogenética apresenta um maior grau de coesão.

No estudo da erosão em sulco, faz-se necessário o conhecimento do parâmetro erodibilidade do solo. Este parâmetro consta em Hudson (1995), como sendo a suscetibilidade ou vulnerabilidade de um solo em resistir ao processo erosivo. A suscetibilidade de um solo em erodir está diretamente relacionada as suas propriedades físicas, químicas e mineralógicas (Foster, 1982; Braida & Cassol, 1996).

No modelo WEPP - Water Erosion Prediction Project (Flanagan & Nearing, 1995) consideram que a erodibilidade em sulcos (K_r) de um solo pode ser determinada a partir da relação entre as taxas de desagregação em sulcos e a tensão cisalhante do fluxo, expresso pela seguinte equação:

$$Dr = Kr(\tau - \tau_c) \quad (17)$$

em que Dr = taxa de desagregação em sulcos ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), K_r = erodibilidade do solo em sulcos ($\text{kg N}^{-1} \text{s}^{-1}$ ou s m^{-1}), τ = tensão cisalhante do fluxo (N m^{-2} ou Pa) e τ_c = tensão crítica de cisalhamento do solo (N m^{-2} ou Pa).

3.3.3. Erosão em voçorocas

Voçoroca é geralmente descrita como um canal profundo em uma encosta, com fluxo de água não perene (Kirkby & Brackem, 2009). A Soil Science Society of America (2001) define voçoroca como um canal resultante de erosão em função da concentração do fluxo de água intermitente, relacionado à chuva, com profundidade e largura superior a 50 cm. Uma das mais antigas definições de voçoroca foi proposta pelo Departamento de Agricultura e Conservação do Solo – USDA-SCS, (1966), as voçorocas são canais lineares formados pela ação do fluxo concentrado, promovendo a remoção de grande quantidade de material. Os processos erosivos de voçoroca e ravina são denominados de erosão lineares profundos (Salgado et al., 2008). Alguns estudos não fazem distinção entre as ravinas e voçorocas (Poesen et al., 2003) procuram entender os fatores e processos envolvidos na formação destes eventos erosivos (Kompari-Zanee et al., 2011).

A complexidade dos fatores está relacionada a alta variabilidade espacial e temporal dos atributos ligados aos aspectos geomorfológicos (Gomide et al., 2011). O estudo do processo de voçoroca torna-se difícil devido a alta relação entre os fatores envolvidos, fato este que tem sido negligenciado em virtude da interação da definição dos fatores que promovem este processo (Valentim et al., 2005). Porém torna-se necessário conhecer melhor a atuação de cada fator, como um meio de conter o avanço do processo erosivo por voçoroca (Pereira et al., 2012) além de prever sua ocorrência.

As voçorocas representam uma das formas mais agressivas de erosão hídrica, vem causando sérios danos ambientais, pois promove grandes alterações nas áreas em que se formam. Estas modificações nos ambientes

estão associadas a movimentação de quantidades significativa de materiais que são transportados através dos cursos d'água, podendo chegar aos reservatórios e mananciais, contribuindo para o assoreamento dos mesmos contribuindo para a degradação dos recursos naturais (Valentim et al., 2005). Sidorchuk, (1999), relata as perdas de solos promovidos pela erosão em voçoroca nas Planícies da Rússia, nas pastagens da Austrália e no Oeste da Europa, como perdas elevadas. Ainda segundo este autor, o processo erosivo por voçoroca promove a remoção da camada fértil do solo, além de provocar danos nas áreas próxima da voçoroca.

A erosão por voçoroca é considerado um dos principais agentes causadores de degradação do ambiente, principalmente pela elevada capacidade de movimentar massa de solo (Meyer & Martínez-Casasnovas, 1999). Os estudos que envolvem erosão por voçoroca por meio da modelagem dos fatores e processos envolvidos que geralmente apresentam alta variabilidade espacial e temporal dos vários atributos que influenciam no funcionamento do processo (Chaves, 1994). A dificuldade dos estudos dos processos erosivos em voçoroca está no desenvolvimento e aperfeiçoamento de técnicas que possibilitem a mensuração dos dados acessíveis e praticas (Kompani-Zaree et al., 2011).

3.3.3.1. Modelagem da erosão em voçorocas

Na busca de suprir está lacuna, Foster & Lane (1983) desenvolveram um modelo matemático para quantificação da erosão nas voçorocas pelo escoamento concentrado nesses canais baseados capacidade da tensão cisalhamento em desagregar o solo, podendo ser aplicado na estimativa de perdas de solos em processos erosivos em sulcos e em voçoroca. A estimativa da taxa de erosão em voçoroca utilizando-se o modelo desenvolvido por Foster & Lane (1983), descrito por Haan et al. (1993), suportando variações de fluxo e está fundamento em quatro componentes descritos a seguir:

- Um modelo de largura de equilíbrio do canal
- Um modelo de função de propagação
- Um modelo de erosão do canal antes do processo atingir uma camada não erodível

- Um modelo de erosão do canal após o processo atingir uma camada não erodível

a - Geometria de Equilíbrio do canal

Toda desagregação nos canais das voçorocas devem-se a relação básica do excesso de tensão de cisalhamento apresentada na forma da equação (18). No desenvolvimento da estimativa do equilíbrio geométrico do canal, o modelo admite a existe uma distribuição simétrica da tensão de cisalhamento, descrito conforme a equação (18) abaixo:

$$\tau_* = \frac{\tau}{\tau_a} = 1,35[1 - (1 - 2X_*)^{2,9}]; \quad x < 0,5 \quad (18)$$

em que τ_* é a tensão de cisalhamento adimensional; τ é a tensão de cisalhamento real do escoamento na voçoroca; τ_a é a tensão de cisalhamento média escoamento e, X_* é descrita como a distância normalizada do perímetro molhado com inicio na superfície de agua, sendo definida pela equação (19) a seguir e pela figura (3).

$$X_* = X/WP \quad (19)$$

O modelo também define a normalização do raio hidráulico e da largura do canal pelas equações (20 e 21):

$$R_* = R/WP \quad (20)$$

$$W_* = W_{eq}/WP \quad (21)$$

em que W_{eq} é a largura de equilíbrio do canal. Um parâmetro normalizado conhecido como X_{*c} também foi definido como X_* , em que $\tau = \tau_c$, sendo τ_c a tensão crítica de cisalhamento.

Para definição da geometria do canal foi definido a relação entre X_{*c} , R_* e W_* apresentados na figura 3, que assume a suposição de que o canal erode verticalmente, e rapidamente ajusta-se a uma largura de equilíbrio.

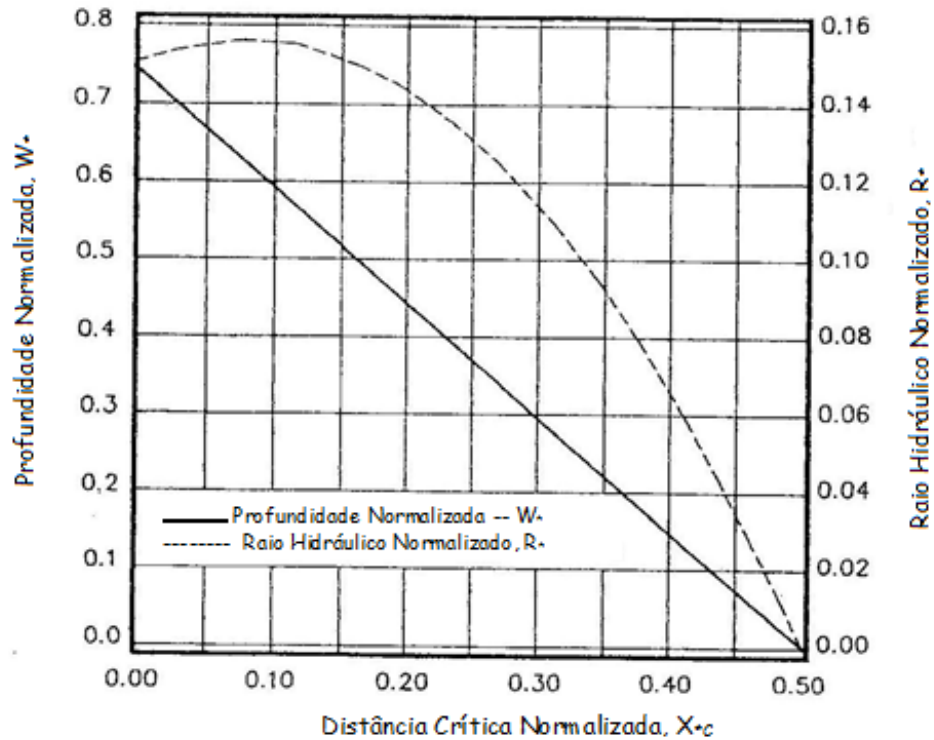


Figura 3. Equilíbrio normalizado para um canal de erosão (Adaptado por Foster & Lane, 1983, descrito por Haan et al., 1993). Fonte: Haan et al., 1993

b – Função de Propagação

A função de propagação foi desenvolvida para predição de X_{*c} , que é necessário para se determinar os valores de W_* na figura 3. Para predição de X_{*c} se faz necessário aplicação da equação de Manning e a equação (22).

$$g(X_{*c}) = \frac{1}{\tau_{*c} R_*^{3/8}} = \frac{\gamma S}{\tau_c} \left[\frac{nQ}{\sqrt{S}} \right]^{3/8} \quad (22)$$

em que $g(X_{*c})$ é uma função de X_{*c} definida pela figura (). Para $g(X_{*c}) > 35$, use $g(X_{*c}) = 35$. Para obtenção dos valores normalizados dos parâmetros X_{*c} , R_* e W_* , pode-se utilizar a figura (5). Obtidos os valores de X_{*c} , utilizam-se estes resultados para determinação dos valores normalizados de R_* e W_* pelo emprego da figura (4) abaixo.

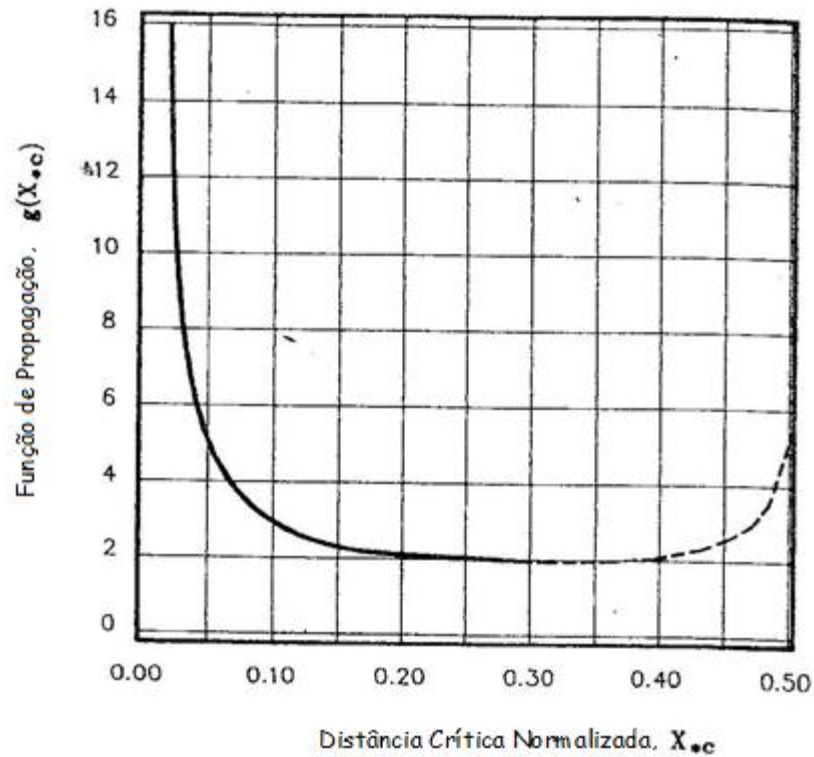


Figura 4. Função de transporte de Foster & Lane (1983), descrita por Hann et al. (1993).

Para determinação da largura (W_{eq}) e do raio hidráulico de equilíbrio (R) do canal utiliza-se as equações abaixo (23) e (24) abaixo.

$$WP = \left[\frac{nQ}{\sqrt{S}} \right]^{3/8} R_*^{-5/8} \quad (23)$$

$$W_{eq} = W_* WP = \left[\frac{nQ}{\sqrt{S}} \right]^{3/8} W_* R_*^{-5/8} \quad (24)$$

c – Componente de erosão do canal antes do processo erosivo atingir a camada não-erodível

Antes do processo erosivo atingir a camada não-erodível o canal sofre erosão verticalmente até a largura de equilíbrio (W_{eq}), conforme esquema da figura (5) e, a uma taxa potencial definida pela máxima força atrativa, ou seja, pela máxima tensão de cisalhamento (E_{rc}) obtida pela equação (25) abaixo:

$$E_{rc} = D_{rc} W_{eq} = K_r (1,35\tau_a - \tau_c) W_{eq} \quad (25)$$

em que onde: E_{rc} é a máxima taxa de erosão vertical; K_r é a erodibilidade do solo e τ_a é obtido pelo produto: (γRS) , usando-se Manning para obtenção do raio hidráulico (R), assim, a pela equação para obtenção de τ_a torna-se:

$$\tau_a = \gamma S \left[\frac{nQR_*}{\sqrt{S}} \right]^{3/8} \quad (26)$$

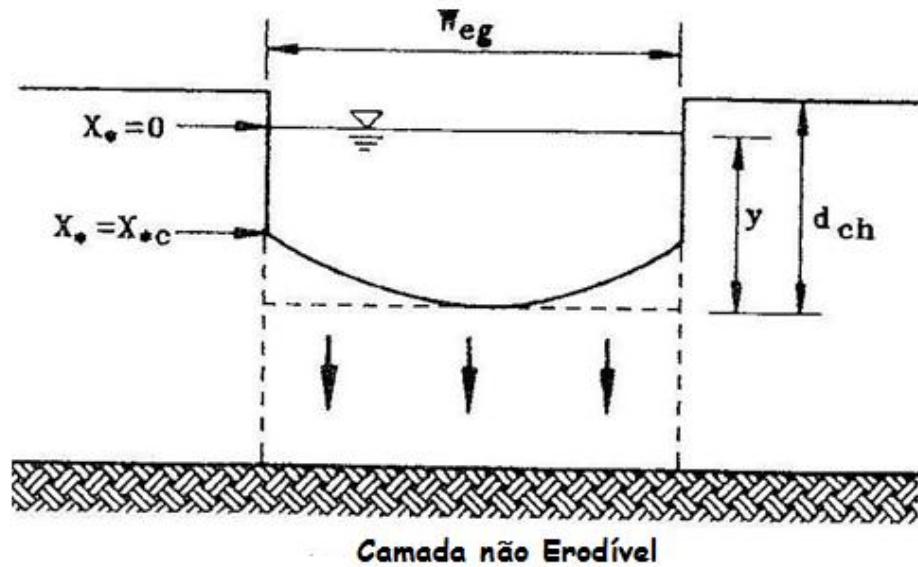


Figura 5. Representação da atuação do processo erosivo após a camada erodível do solo (Foster & Lane, 1983), descrita por Hann et al. (1993).

d – Componente de erosão do canal depois do processo erosivo atingir a camada não-erodível

Depois de atingir a camada não erodível, o canal expande-se lateralmente, como ilustra a (Figura 6) a uma taxa definida pela tensão de cisalhamento na intersecção da parede erodível e da camada não erodível do canal, e obtida pela equação (27).

$$E_{rc} = \rho_b \frac{dw}{dt} d_{ne} = d_{ne} K_r (\tau_b - \tau_c) \quad (27)$$

Em que d_{ne} é a profundidade da camada não erodível e τ_b e o cisalhamento na intersecção no fundo do canal com a parede do canal e, obtida pela expressão:

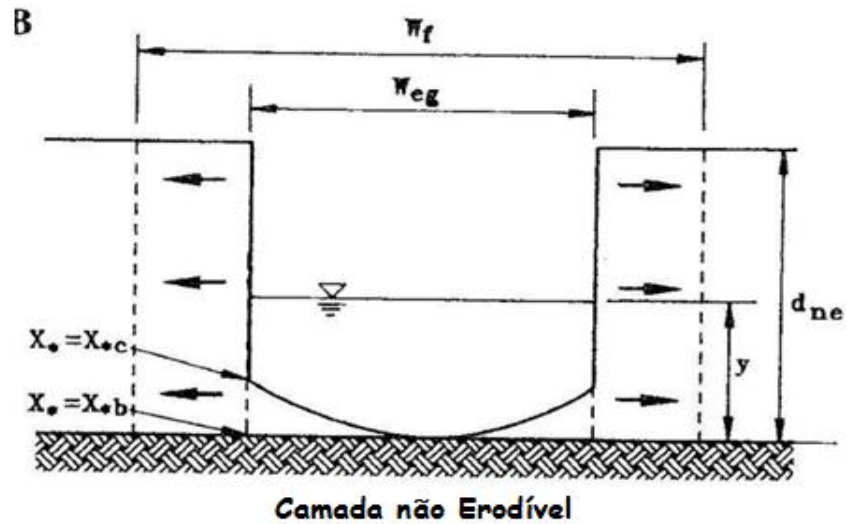


Figura 6. Representação da atuação do processo erosivo após a camada erodível do solo (Foster & Lane, 1983), descrita por Hann et al. (1993).

$$\tau_b = \tau_{*c} \tau_a \quad (28)$$

A largura final do canal da voçoroca, W_f , é alcançada quando X^*_c seja tal que o cisalhamento em qualquer lugar da parede do canal é menor que, sendo τ_{*c} = a tensão crítica normalizada; assim o X^*_c final ou X^* corresponde a condição da expressão:

$$X^* = \frac{y_f}{WP} \quad (29)$$

em que y_f é a profundidade do fluxo e WP o perímetro molhado, a partir do valor de X^* , obtém-se o valor da tensão crítica normalizada (τ_{*c}) pela expressão abaixo:

$$\tau_{*c} = 1.35(1 - (1 - 2X^*)^{2,9}) \quad (30)$$

E finalmente, por definição obtém-se a tensão de cisalhamento média escoamento (τ_a):

$$\tau_{*c} = \frac{\tau_c}{\tau_a} = \frac{\tau_c}{\gamma RS} \quad (31)$$

Outros métodos de estudo da voçoroca são realizados através do processo de modelagem dos diferentes fatores envolvidos, a exemplo de Sidorchuk & Sidorchuk (1998). Porém a modelagem dos processos não é tarefa fácil, a voçoroca é um processo físico que ocorre em certas áreas, em função do clima, litológica, tipos de solos e formas do relevo e uso da terra Meyer & Martínez-Casasnovas (1999), onde a interação desses fatores, influenciam a concentração do fluxo superficial e contribuem de forma significativa para as perdas de solo (Knapen & Poesen, 2010).

4. MATERIAL E MÉTODOS

4.1. Área de estudo, características hidrológicas e morfométricas da bacia hidrográfica do Exu

A área experimental constitui-se da bacia hidrográfica do riacho Exu localizado na meso-região Sertão do Alto Rio Pajeú, no município de Serra Talhada, semiárido pernambucano (Figura 7). O acesso se dá pela rodovia federal BR-232, km 448, pertencente ao limite municipal da cidade de Serra Talhada, com coordenadas geográficas 38°25'43" de longitude Oeste e 8°00'06" de latitude Sul. O clima da região, de acordo com a classificação de Kööper enquadra-se no tipo Bwh, denominado semiárido, quente e seco, com chuvas de verão-outono com pluviosidade média anual para o período de 1911 a 2013 de 647 mm ano⁻¹ (SUDENE, 1990; INMET, 2013), e temperatura média anual superior a 30°C. Os valores de precipitação média anual da bacia hidrográfica do riacho Exu encontram-se na figura 8.

Como descrito por Cantalice et al. (2013) a bacia hidrográfica do Exu apresenta padrão hidrológico caracterizado de alta variabilidade, com chuvas concentradas em breves intervalos e tempo (1,2 cm min⁻¹) e eventos de larga variação temporal de recorrência e, conseqüentemente, ocorrência picos de escoamento superficial seguidos por uma recessão de forma exponencial, como observado no pluviograma e hidrograma para a ano de 2008 (figura 9).

O tempo de concentração (T_c) da bacia do riacho Exu foi obtido através da equação de Hathaway descrita por Ponce (1989):

$$T_c = \frac{0,606(Ln)^{0,457}}{S^{0,234}} \quad (32)$$

em que T_c é o Tempo de Concentração (horas), L é o comprimento da bacia (km), n é o fator de rugosidade da bacia promovido pela cobertura vegetal e S é a declividade média do principal curso d'água (m m⁻¹).

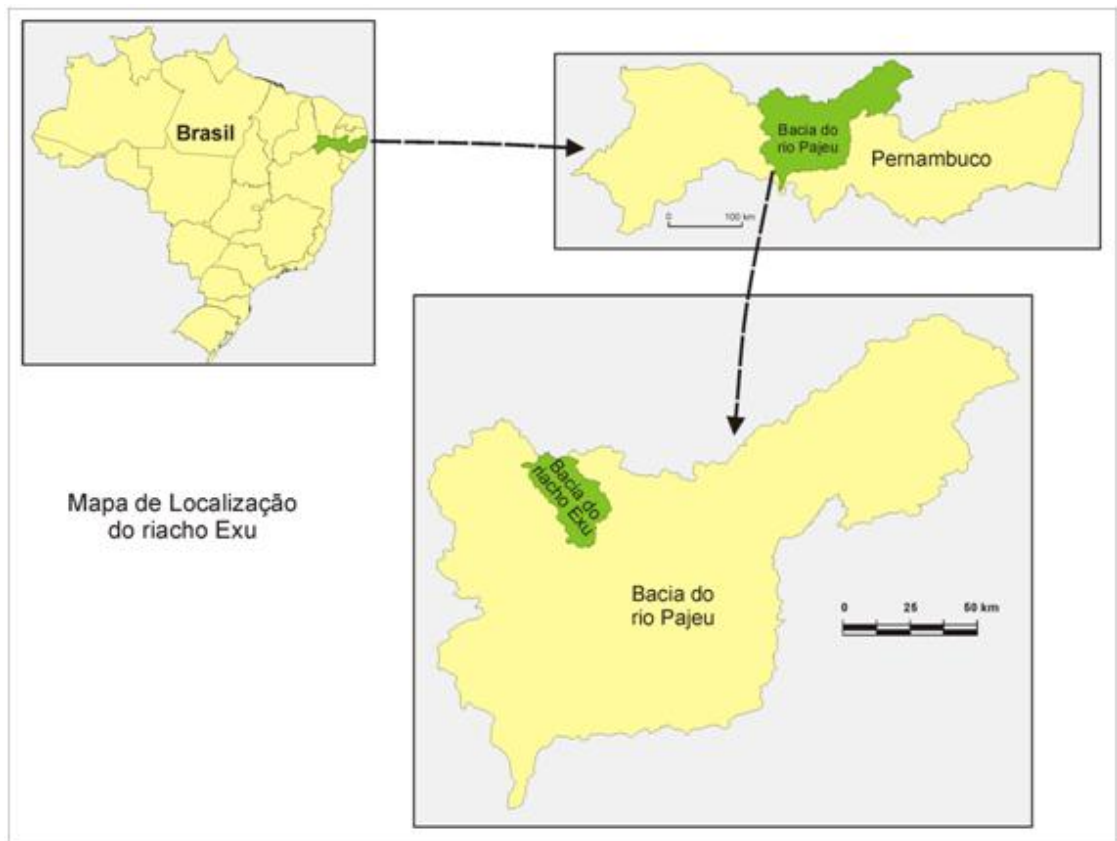


Figura 7. Localização da bacia hidrográfica do riacho Exu inserida na bacia do Pajeú no Estado de Pernambuco.

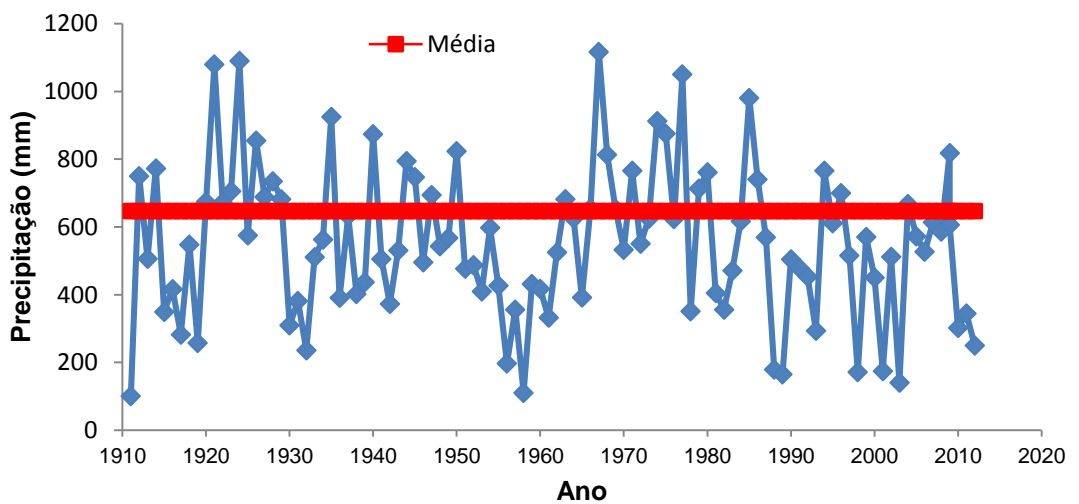


Figura 8. Precipitação pluviométrica anual do município de Serra Talhada – PE, no período de 1911 a 2012.

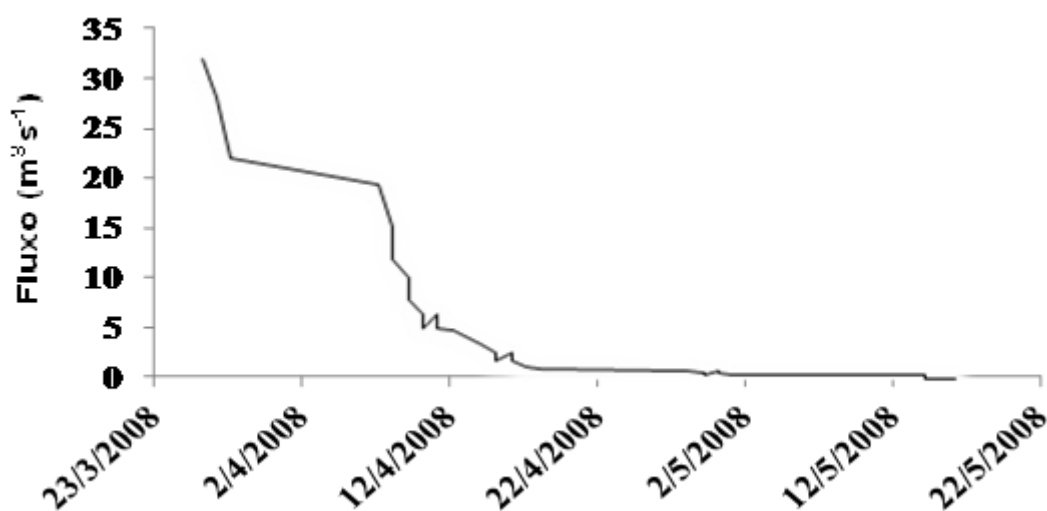
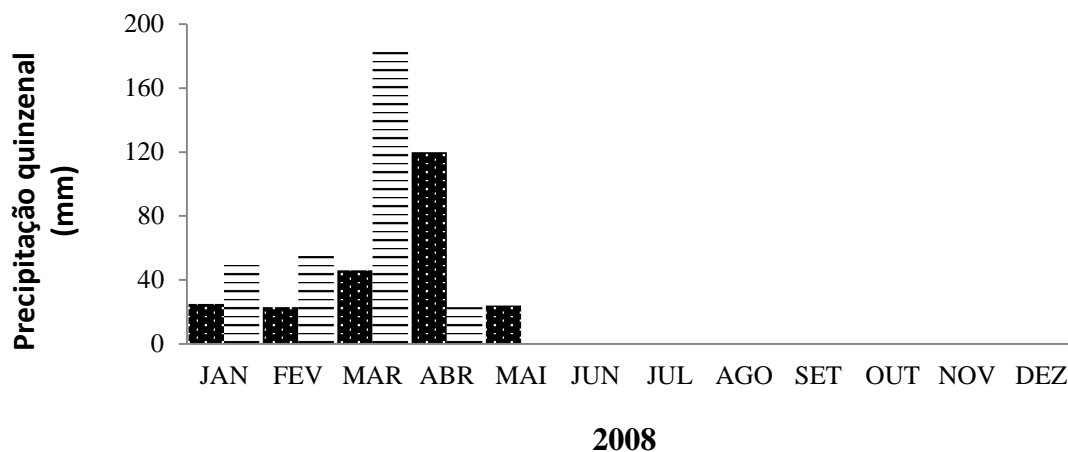


Figura 9. Pluviograma e hidrogramas da bacia hidrográfica do Exu para o ano de 2008.

As classes de solos existentes na bacia do riacho Exu foram obtidas do Zoneamento Agroecológico de Pernambuco (ZAPE, 2002) e atualizadas no Segundo Embrapa (2006). Este recorte foi totalmente executado dentro do ArcGIS, bem como a quantificação da área de cada uma das associações de solos. A figura 10 e a tabela 1 apresentam 17 associações de solos que ocorrem na bacia do Exu. Esses vão desde solos jovens, com as classes dos Neossolos (38%), a solos mais evoluídos como a classe dos Argissolos. Também ocorrem Planossolos e Cambissolo.

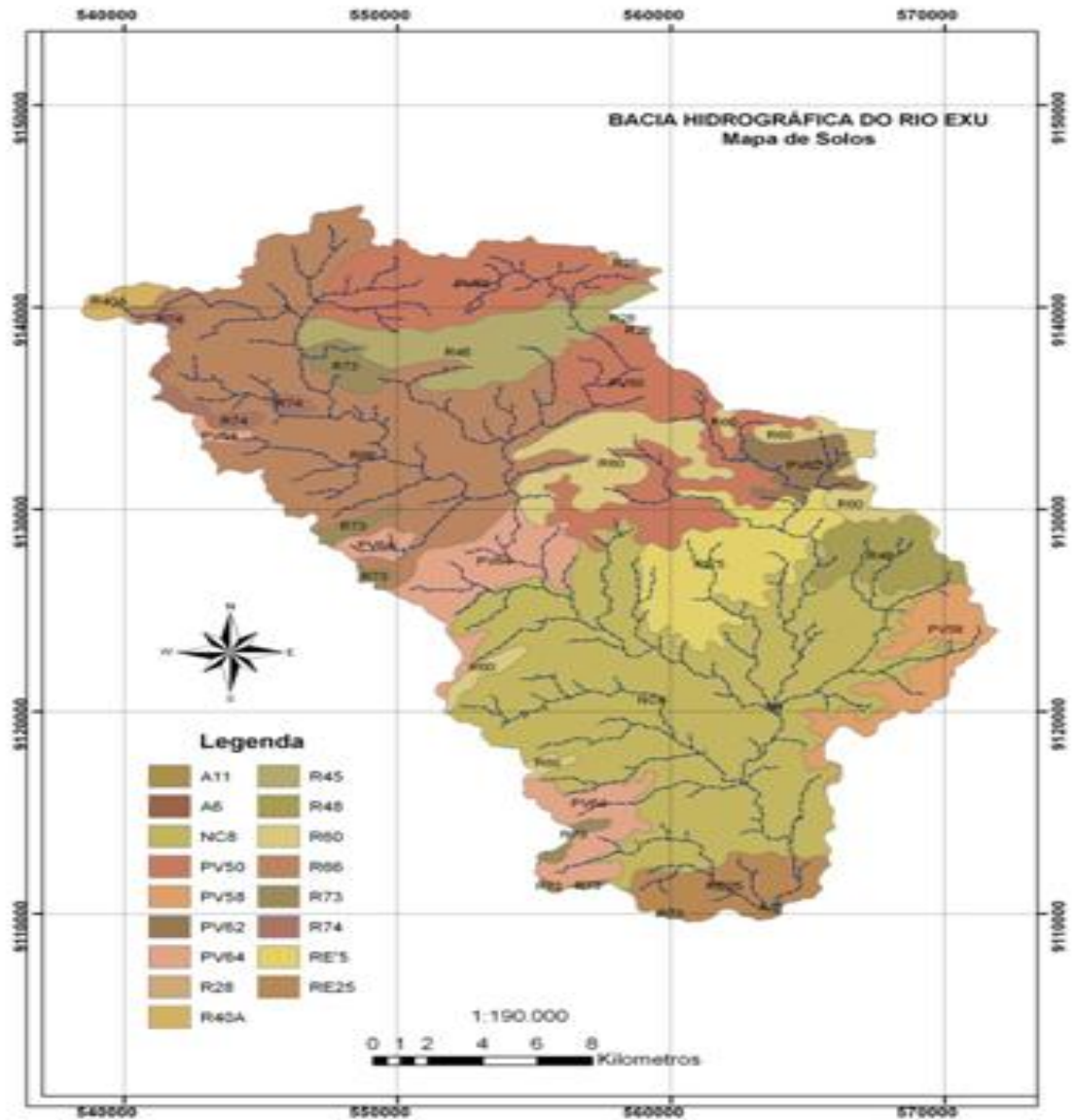


Figura 10. Mapa de ocorrência das classes de solos da bacia hidrográfica do riacho Exu. Fonte: ZAPE (2002).

Tabela 1. Classes de solos da bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE, atualizados. Fonte: ZAPE (2002).

| SIGLA | Classe de Solos (Embrapa, 2006) | Área (km²) | % |
|--------------|---|------------------------------|----------|
| RU6 | Neossolo Flúvico e Cambissolo | 3,36 | 0,59 |
| RU11 | Neossolo Flúvico e Neossolo Flúvico e Cambissolo | 0,49 | 0,09 |
| T8 | Luvissolo e Neossolo Litólico e Planossolo | 161,82 | 28,24 |
| PVA50 | Argissolo Vermelho-Amarelo e Argissolo Vermelho e Neossolo Litólico | 79,77 | 13,92 |
| PVA58 | Argissolo Vermelho-Amarelo e Neossolo Litólico e Planossolo | 18,23 | 3,18 |
| PVA62 | Argissolo Vermelho-Amarelo e Neossolo Litólico e Planossolo | 9,55 | 1,67 |
| PVA64 | Argissolo Vermelho-Amarelo e Luvissolo e Neossolo Litólico | 39,34 | 6,85 |
| RL28 | Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo | 0,71 | 0,12 |
| RL40A | Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo e Argissolo Vermelho | 3,48 | 0,61 |
| RL45 | Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo | 26,26 | 4,58 |
| RL48 | Neossolo Litólico e Luvissolo e Planossolo | 14,31 | 2,50 |
| RL60 | Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo | 33,02 | 5,76 |
| RL66 | Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo e Argissolo Vermelho | 118,72 | 20,71 |
| RL73 | Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo | 10,31 | 1,80 |
| RL74 | Neossolo Litólico e Argissolo Vermelho-Amarelo | 5,77 | 1,01 |
| RR25 | Neossolo Regolítico e Neossolo Litólico e Planossolo | 16,56 | 2,89 |
| RR´5 | Neossolo Regolítico e Neossolo Quartzarênico e Argissolo Amarelo e Argissolo Vermelho-Amarelo e Neossolo Litólico | 31,40 | 5,48 |

O Mapa de Usos do Solo da bacia hidrográfica do riacho Exu foi elaborado a partir de uma fotointerpretação convencional de uma composição colorida falsa-cor de imagens LANDSAT-TM, que possibilitou a identificação das áreas correspondentes a solo descoberto, cultura de subsistência, caatinga rala e vegetação arbustiva (figura 11). As áreas com solo preparado constituem-se na maior categoria de uso, demonstrando aquisição das

imagens na época próxima as chuvas, em que o manejo do solo no semiárido caracteriza-se pela queima e destoca para o plantio. A área com caatinga arbustiva natural só constituem 16,12%.

Tabela 2. Distribuição das classes de uso da bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE

| Uso do Solo | Área (km²) | % |
|-------------------------|------------------------------|---------------|
| Solo descoberto | 10,22 | 1,76 |
| Solo preparado | 222,88 | 38,47 |
| Cultura de subsistência | 55,70 | 9,61 |
| Caatinga rala | 197,17 | 34,03 |
| Caatinga arbustiva | 93,43 | 16,12 |
| Total | 579,40 | 100,00 |

Para a caracterização morfométrica e hidrológicas da bacia do riacho Exu foram gerados mapas a partir de imagem SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) SC.24-X-A, com resolução espacial recalculada para 30 metros, e montou-se uma base de dados (PROJETO_EXU.mdb) utilizando o software ArcGis 9.1, UTM, Datum WGS-1984 (Zona 24S).

A caracterização geométrica da bacia hidrográfica do riacho Exu foi definida pelas características físicas, dentre elas a área da bacia, que representa todo o conjunto do sistema de drenagem fluvial, disposta em um plano horizontal, e o perímetro da bacia, uma representação do contorno da linha imaginária ao longo do divisor de água. As classes de declividade e de altitude foram elaborados automaticamente processando-se a imagem SRTM através do aplicativo Spatial Analyst do ArcGIS 9.1. As classes de declividade foram separadas em seis intervalos distintos, conforme Embrapa (1979), expresso na Tabela 3.

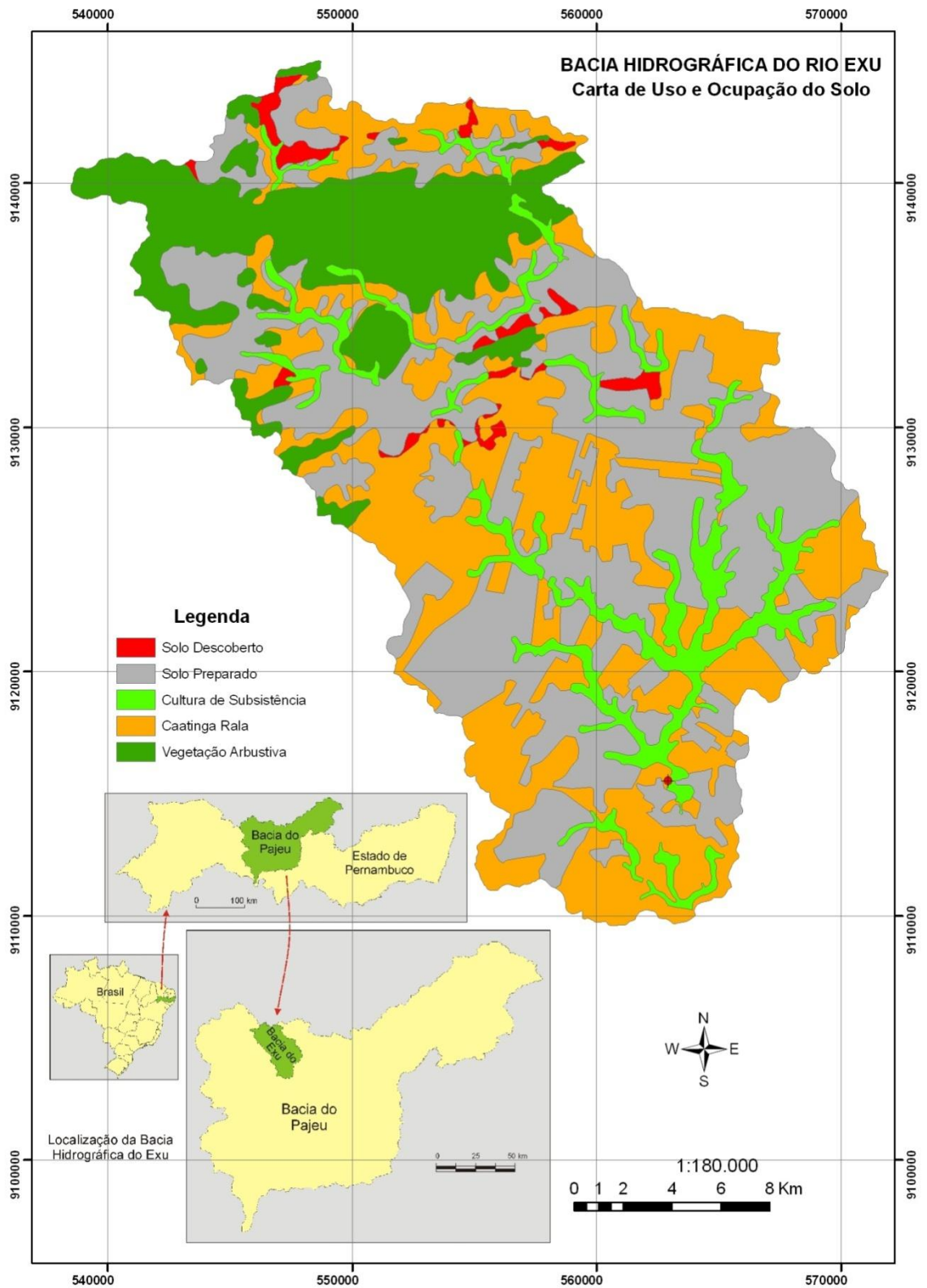


Figura 11. Mapa de uso dos solos da bacia hidrográfica do riacho Exu.

Tabela 3. Classes de relevo da bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE

| Declividade | Discriminação |
|-------------|--------------------------------|
| 0 a 3% | Relevo plano |
| 3 a 8% | Relevo suave ondulado |
| 8 a 13% | Relevo moderadamente ondulado |
| 13 a 20% | Relevo ondulado |
| 20 a 45% | Relevo forte ondulado |
| > 45% | Relevo montanhoso ou escarpado |

Todos os parâmetros morfométricos e geométricos levantados da bacia hidrográfica do riacho Exu constam da tabela 8.

Os critérios de ordenamentos dos cursos d'água foram introduzidos por Horton (1945) e posteriormente por Strahler (1957). Neste trabalho utilizamos o sistema de Strahler. Neste sistema os canais sem tributários são designados de primeira ordem. Os de segunda ordem são os que têm origem na confluência de dois canais de primeira ordem, permitindo que seus afluentes possam ser canais de primeira ordem. Canais classificados de terceira ordem são originados de confluência de canais de segunda ordem, sendo permitido receber afluentes de primeiras e segundas ordens, e assim sucessivamente.

4.2. Determinação da produção de sedimentos

Para a determinação da produção de sedimentos na bacia hidrográfica do riacho Exu foram consideradas no total 72 campanhas de medição direta, considerando o período compreendido entre 2008 e 2012, sendo 36 realizadas por Cunha Filho (2009) e Cantalice et al. (2013) em 2008, 26 em 2009; e nos anos de 2010 e 2011 foram realizadas respectivamente 5 campanhas de medição. No ano de 2012 não se registrou escoamento superficial no riacho Exu, e dessa forma, nenhuma campanha de medição direta de transporte de sedimento. Para determinação da produção de sedimentos foi necessário levantamento e a caracterização hidráulica do riacho exu descrita a seguir.

4.2.1. Características hidráulicas do riacho Exu

No ano de 2011 foi instalado um Sensor de Nível e vazão (Linígrafo) na seção de controle para conhecimento do regime de vazões, e um pluviógrafo para avaliação das precipitações pluviométricas. Para o período de 2008 a 2010 as precipitações pluviométricas foram obtidos através dos registros diários feitos pela UFRPE-UAST (Unidade Acadêmica de Serra Talhada). A velocidade média do escoamento foi obtida por integração do perfil utilizando-se molinete e/ou micromolinete fluviométrico (Figura 6) de acordo com o nível de vazão, através de equação linear fornecida pelo fabricante HIDROMEC do Brasil.

$$V = aN+b \quad (33)$$

em que V é a velocidade do fluxo ($m s^{-1}$), a e b são constantes características da hélice, fornecidas pelo fabricante no equipamento e N é o número de rotações.



Figura 12. Determinação da vazão a vau no riacho Exu utilizando-se micromolinete fluviométrico.

A vazão foi determinada pelo somatório do produto de cada velocidade média por sua área de influência, onde a vazão é determinada pela equação:

$$Ql = \Sigma Ql_i = \Sigma (A_i \times \bar{v}_i) \quad (34)$$

em que Ql é a descarga líquida total ($m^3 s^{-1}$), Ql_i é a descarga líquida de cada seção vertical ($m^3 s^{-1}$), A_i é a área de influência de cada seção vertical (m^2) e \bar{v}_i é a velocidade média do escoamento de cada seção vertical ($m s^{-1}$). O posicionamento do molinete é função da altura da lâmina do escoamento (Tabela 4) segundo Back (2006).

Tabela 4. Posição do micromolinete fluviométrico na vertical em relação à profundidade no riacho Exu, Serra Talhada – PE.

| Posições | Velocidade média ($m s^{-1}$) | Profundidade (m) |
|---------------------------|---|------------------|
| 0.6p | $\bar{V} = V_{0,6p}$ | < 0.6 |
| 0.2 e 0.8p | $\bar{V} = \frac{V_{0,2P} + V_{0,8P}}{2}$ | 0.6 - 1.2 |
| 0.2; 0.6 e 0.8p | $\bar{V} = \frac{V_{0,2P} + 2V_{0,6P} + V_{0,8P}}{4}$ | 1.2 - 2.0 |
| 0.2; 0.4; 0.6 e 0.8p | $\bar{V} = \frac{V_{0,2P} + 2V_{0,4P} + 2V_{0,6P} + V_{0,8P}}{6}$ | 2.0 - 4.0 |
| S; 0.2; 0.4; 0.6; 0.8 e F | $\bar{V} = \frac{V_S + 2(V_{0,2p} + V_{0,4p} + V_{0,6p} + V_{0,8p}) + V_F}{10}$ | > 4.0 |

em que S é a superfície corresponde à profundidade de 0,10m da superfície da lâmina de escoamento superficial, e a posição F (fundo). A partir destes dados foram desenvolvidas as relações de altura e vazão locais (curva chave).

Foram utilizados o número de Reynolds (Re) e Froude (Fr) segundo (Simons & Senturk, 1992), para caracterização hidráulica do escoamento, através das equações (35) e (36).

$$Re = \frac{Vh}{\nu} \quad (35)$$

$$Fr = \frac{V}{\sqrt{gh}} \quad (36)$$

em que V é a velocidade média do escoamento ($m s^{-1}$), h é a altura da lâmina de escoamento (m), g é a aceleração da gravidade ($m s^{-2}$) e ν é a viscosidade cinemática da água ($m^2 s^{-1}$). A viscosidade cinemática foi determinada pela equação proposta por Julien (1995), sendo a temperatura em ($^{\circ}C$) aferida por meio de um termômetro em cada teste.

$$\nu = [1,14 - 0,031 (T - 15) + 0,0006 (T - 15)^2] \times 10^{-6} \quad (37)$$

em que: T é a temperatura da água em $^{\circ}C$.

A rugosidade hidráulica da bacia foi determinada pela obtenção do coeficiente de Darcy-Weisbach (f) por meio da equação:

$$f = \frac{8ghs}{V^2} \quad (38)$$

em que g é a aceleração da gravidade ($m\ s^{-2}$); h é a altura da lâmina de escoamento (m) e s é o declive da parcela ($m\ m^{-1}$).

4.2.2. Descarga sólida suspensa e produção de sedimentos suspenso

As campanhas de medição direta de sedimento em suspensão foram realizadas com amostrador integrador de verticais (modelo US DH-48). O método de amostragem utilizado foi a obtenção de uma amostra simples por vertical, realizada pelo método de locação de verticais, denominado de Igual Incremento de largura (IIL). Este método baseia-se na divisão da seção transversal do curso d'água em segmentos igualmente espaçados, sendo a amostragem realizada em uma seção vertical, posicionada no centro de cada segmento (Edwards & Glysson, 1999).

Durante a amostragem, o amostrador modelo DH-48 foi submergido no centro da seção vertical, em um trajeto percorrido com velocidade constante de descida e de subida, visando obter uma amostragem isocinética. Na determinação da razão ou velocidade de trânsito fez-se uso da equação proposta por Edwards & Glysson, (1999).

$$V_t = \bar{V}_i K \quad (39)$$

onde V_t é a razão ou velocidade de trânsito ($m\ s^{-1}$); \bar{V}_i é a velocidade média do escoamento na seção vertical amostrada ($m\ s^{-1}$) e K é a constante de proporcionalidade, variável em função do diâmetro do bico do amostrador (0,4 para o bico de $\frac{1}{4}$ " utilizado).



Figura 13. Amostragem de sedimentos suspenso, com o amostrador DH-48 no riacho Exu.

Com base na velocidade de trânsito, foi determinado o tempo de percurso de amostragem, que é o tempo de descida e subida do amostrador. O tempo de percurso foi determinado pela equação:

$$T_{\min} = \frac{2p}{v_t} \quad (40)$$

em que T_{\min} representa o tempo mínimo para realização da amostragem (s) e p a profundidade da seção vertical de amostragem (m). No valor de p foi descontada a distância do equipamento ao fundo do leito para evitar o contato (5 ou 10cm). Os sedimentos coletados foram acondicionados em recipiente plástico e levados ao laboratório de Manejo e Conservação da UFRPE, e colocados em estufa a 65°C para obtenção da massa do sedimento pelo método da evaporação (USGS, 1973).

A descarga sólida suspenso foi determinada pelo somatório do produto entre a concentração de sedimento suspenso (C_{ss}) e a respectiva descarga líquida (Q_l) de cada vertical, na forma da expressão:

$$Q_{ss} = \sum (C_{ss_i} \times Q_{l_i}) \times 0,0864 \quad (41)$$

em que: Q_{ss} = Descarga sólida suspenso (t.dia⁻¹); C_{ss} = Concentração de sedimento em suspensão da vertical (mg.L⁻¹); Q_l = Descarga líquida da respectiva vertical (m³.s⁻¹).

4.2.3. Determinação da Produção de sedimento de fundo

A descarga sólida de fundo foi realizada a partir das campanhas de medição direta por meio da amostragem do sedimento de fundo, na qual foi utilizado o amostrador US BLH-84 que apresenta uma estrutura metálica com largura de amostragem de 0,076 m, sendo este equipamento projetado para coleta de sedimentos que variam de um tamanho entre 1 a 38 mm de diâmetro (Diplas et al., 2008). Essas amostragens seguiram-se nas mesmas verticais onde se realizaram as amostragens de sedimento suspenso; portanto, seguiram-se as verticais determinadas pelo método de iguais incrementos de largura (IIL). O tempo de coleta para cada vertical foi de 1 minuto. A partir dessa amostragem foi calculada descarga sólida de fundo segundo Gray (2005), pela equação abaixo:

$$Q_{sf} = \sum \frac{m}{wt} \quad (42)$$

em que Q_{sf} é a descarga sólida de fundo ($t \text{ dia}^{-1}$), m é a massa do sedimento (g), w é o diâmetro do bocal (m) e t é o tempo de amostragem (s). A produção de sedimento de fundo (Y_{sf}) foi obtida pela expressão:

$$Y_{sf} = \frac{Q_{sf} X}{A} \quad (43)$$

em que Y_{sf} é a produção de sedimento de fundo ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ou $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$); X é o número de dias do ano em que houve escoamento superficial no riacho Exu com registro no linígrafo. Por fim, a produção total de sedimentos foi obtida pela soma da produção de sedimento suspenso e de fundo:

$$Y_t = Y_{ss} + Y_{sf} \quad (44)$$

em que Y_t é a produção de sedimento total ($t \text{ km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ ou $t \text{ ha}^{-1} \text{ ano}^{-1}$).

4.3. Determinação da erosão bruta (E)

A determinação da erosão foi realizada considerando-se o somatório das perdas de solo ocorridas nos processos de erosão em entressulcos, erosão em sulcos e das voçorocas que ocorrem na bacia hidrográfica do riacho Exu. Segue abaixo descrição da obtenção dessas taxas de erosão.

4.3.1. Solo da Área experimental

A área experimental onde foram realizados os testes de erosão em entressulcos e em sulcos, localiza-se na Fazenda Caiçara, na bacia hidrográfica do riacho. Nesta área ocorrem NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico léptico (Figura 14), descrito segundo Embrapa (2006). Este apresenta uma sequência de horizontes: A (0-30 cm de profundidade), C (30-50 cm de profundidade) e Cr (+50 cm de profundidade). A caracterização física e química do solo onde foram obtidos os valores das taxas de erosão em entressulcos e em sulcos, e a caracterização físico-química da água utilizada nos testes experimentais encontram-se nas tabelas, 5, 6 e 7 abaixo.

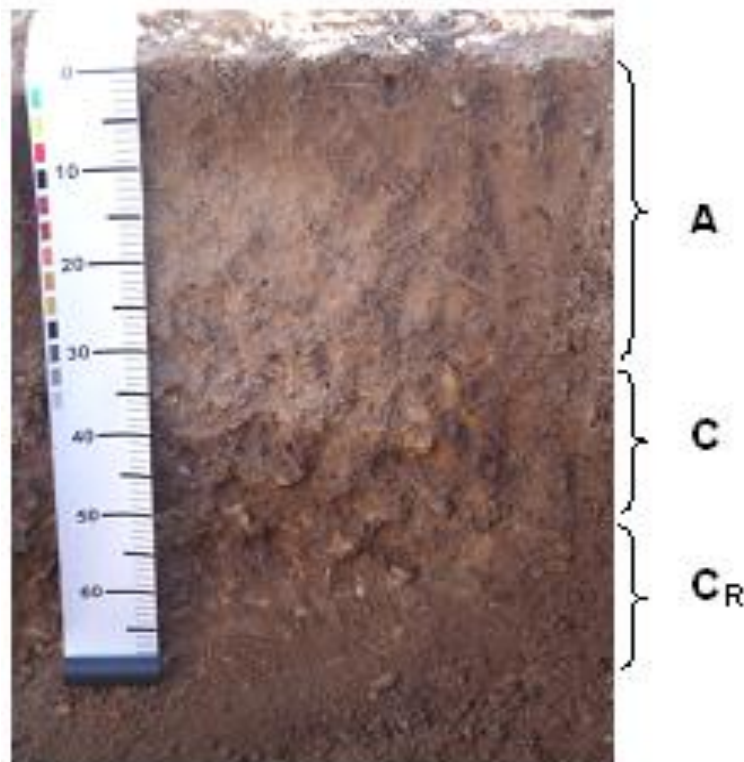


Figura 14. Perfil do NEOSSOLO LITÓLICO Eutrófico léptico no local do experimento na bacia hidrográfica semiárida do riacho Exu, Serra Talhada – PE

Tabela 5. Caracterização física da área dos testes de erosão em entressulcos e em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada, PE.

| TRATAMENTOS | Dp g\cm ³ | Ds g\cm ³ | P % | θ g g ⁻¹ | Areia | Silte g kg ⁻¹ | Argila | Textura |
|----------------------------------|-------------------------|-------------------------|--------|------------------------|-------|-----------------------------|--------|---------|
| Testes de erosão em entressulcos | | | | | | | | |
| Caatinga | 2,46 | 1,43 | 58,25 | 0,018 | 74,58 | 16,86 | 8,56 | Arenosa |
| Resíduos | 2,71 | 1,48 | 54,82 | 0,020 | 63,68 | 19,88 | 16,44 | Média |
| Solos descoberto | 2,51 | 1,42 | 56,59 | 0,019 | 64,54 | 17,50 | 17,96 | Média |
| Testes de erosão em sulcos | | | | | | | | |
| Bloco 1 | 2,58 | 1,43 | 55,44 | 0,018 | 67,58 | 19,54 | 12,98 | Média |
| Bloco 2 | 2,56 | 1,48 | 57,88 | 0,009 | 70,94 | 17,04 | 12,02 | Média |
| Bloco 3 | 2,49 | 1,42 | 57,29 | 0,008 | 72,00 | 17,90 | 10,10 | Arenosa |
| Bloco 4 | 2,70 | 1,43 | 53,32 | 0,018 | 71,54 | 17,50 | 10,96 | Arenosa |

Ds: densidade do solo; Dp: densidade de partículas; P: porosidade total; θ: umidade gravimétrica; Ar. f: areia fina; Ar. g: areia grossa.

Tabela 6. Caracterização química dos solos dos tratamentos dos testes de erosão em entressulcos e em sulcos realizados na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE.

| Tratamento | pH | P | K | Na | Ca+Mg | Ca | Mg | Al + ³ | H+Al |
|--------------------------------|------|--------------------|-------|-------|-------|------------------------------------|-------|-------------------|------|
| | Água | mg/dm ³ | ----- | | | cmol _e /dm ³ | ----- | | |
| Teste de erosão em entressulco | | | | | | | | | |
| Caatinga | 6,6 | 230,14 | 2,447 | 0,288 | 9,63 | 7,65 | 1,98 | 0,23 | 3,2 |
| Resíduos | 6,3 | 215,46 | 1,578 | 0,854 | 17,87 | 10,80 | 6,82 | 0,30 | 3,7 |
| S.descoberto | 6,2 | 242,77 | 1,081 | 0,537 | 16,77 | 10,25 | 6,52 | 0,27 | 3,1 |
| Teste de erosão em sulco | | | | | | | | | |
| Bloco 1 | 6,4 | 240,73 | 0,35 | 0,480 | 19,20 | 12,73 | 6,48 | 0,20 | 3,88 |
| Bloco 2 | 6,4 | 215,05 | 1,53 | 0,805 | 12,13 | 8,35 | 3,78 | 0,20 | 3,10 |
| Bloco 3 | 6,4 | 203,23 | 1,29 | 0,290 | 10,62 | 7,30 | 3,33 | 0,30 | 3,80 |
| Bloco 4 | 6,2 | 244,81 | 2,88 | 0,281 | 12,55 | 9,98 | 3,43 | 0,24 | 3,80 |

Segundo Embrapa,1997.

Tabela 7. Caracterização físico-química das amostras de água utilizadas nos testes de erosão em entressulcos e em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE

| PARAMETROS | Unidades | Água utilizadas nos testes de erosão | |
|------------------------|--------------------|--------------------------------------|--------|
| | | Entressulcos | Sulcos |
| pH | | 7,0 | 6,9 |
| Turbidez | Unt | 25 | 22 |
| Alumínio dissolvido | mg L ⁻¹ | ND | ND |
| Cobre dissolvido | mg L ⁻¹ | ND | ND |
| Ferro dissolvido | mg L ⁻¹ | 0,11 | 0,09 |
| Nitrato | mg L ⁻¹ | 4,7 | 5,3 |
| Nitrito | mg L ⁻¹ | 0,8 | 0,5 |
| Prata total | mg L ⁻¹ | ND | ND |
| Zinco total | mg L ⁻¹ | ND | ND |
| Cloreto total | mg L ⁻¹ | 25,8 | 26,0 |
| Dureza total | mg L ⁻¹ | 12,7 | 11,9 |
| Condutividade elétrica | dSm ⁻¹ | 11,25 | 11,78 |

Legenda: ND – Não detectável (valor inferior ao limite de quantificação).

4.3.2. Determinação das taxas de erosão em entressulcos

As taxas de erosão em entressulcos foram determinadas através de experimento conduzido no mês de agosto de 2012, considerando os seguintes tratamentos: caatinga semi-arbustiva, resíduos herbáceos ou serrapilheira e solo descoberto.

Para geração da chuva e do escoamento superficial, utilizou-se um simulador de chuva desenvolvido no laboratório de Manejo e Conservação de Solo da UFRPE. O simulador de chuva (Figura 15), construído de acordo as especificações por Meyer e Harmon (1979), equipado com um bico aspessor tipo Veejet 80-150 com diâmetro de interno de 12,7 mm. Este equipamento reproduz uma distribuição de tamanhos de gotas e níveis de energia cinética próximas as das chuvas naturais, que de acordo com Wischmeier & Smith (1978), é de 0,294 MJ ha⁻¹ mm⁻¹ e de 17,64 MJ ha⁻¹ para os 40 minutos de testes. O simulador de chuva ficou a 3,1 m acima da superfície do solo, após o simulador ser instalado, operando a uma pressão de serviço constante de 41 Kpa, verificada com o auxílio de manômetro. O simulador de chuva foi abastecido pelo sistema de bomba submersa colocado em um reservatório de polietileno de capacidade de 1000L. As chuvas simuladas tiveram uma intensidade média de 90 mm h⁻¹ aferido através de um conjunto de 10

pluviômetros colocados ao acaso fora e ao lado da área útil das parcelas experimentais.



Figura 15. Simulador de chuva utilizado para determinar as taxas de erosão em entressulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada –PE.

Foram utilizadas parcelas experimentais com área de 2 m² (1 m de largura e 2 m comprimento) (Figura 16), ficando a maior dimensão no sentido do declive, delimitadas por chapas metálicas galvanizadas de 30 cm de altura, cravadas no solo a 20 cm de profundidade. As mesmas continham, na parte inferior, uma calha coletora para a amostragem do escoamento superficial.



Figura 16. Área experimental dos testes de erosão em entressulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE.

A descarga líquida (q) por unidade de largura foi determinado a partir das coletas de enxurradas em recipientes plásticos na extremidade da calha coletora em intervalos de 5 minutos. A velocidade superficial (V_s) do escoamento gerado a partir da chuva simulada foi determinada através da tomada de tempo gasto por meio de um cronômetro para um corante (azul de metileno) percorrer a distância entre dois pontos fixos na parcela sendo (expresso em $m\ s^{-1}$), possibilitando posteriormente a determinação das velocidades médias do escoamento pelo produto das velocidades superficiais do escoamento por um fator de correção ($a = 2\sqrt{3}$), conforme Bezerra et al. (2006).

A altura da lâmina do escoamento (h) determinada pela equação derivada por Woolhiser e Liggett (1967) e Singh (1983) para solução cinemática das equações de Saint-Venant:

$$h = \frac{q}{V} \quad (45)$$

em que h = altura da lâmina de escoamento (m), q = descarga líquida por unidade de largura em ($m^2\ s^{-1}$), V = velocidade média do escoamento ($m\ s^{-1}$).

A taxa de desagregação do solo em entressulcos (D_i) foi determinada conforme Bezerra e Cantalice (2006):

$$D_i = \frac{M_{ss}}{AD_c} \quad (46)$$

em que M_{ss} é a massa de solo seco desagregado (kg), A é a área da parcela (m^2) e D_c é a duração da coleta em (s).

As perdas de solo (P_s) foram calculada segundo Bezerra & Cantalice (2006):

$$P_s = \frac{\sum(QC_s t)}{A} \quad (47)$$

em que P_s é a perda de solo ($kg\ m^{-2}$), Q é a vazão ($L\ s^{-1}$), C_s é a concentração de sedimentos em ($kg\ L^{-1}$), t é o intervalo em segundos (s) e A é a área da parcela (m^2).

O coeficiente de escoamento superficial foi calculado pela relação entre a taxa de escoamento superficial ($ES - mm\ h^{-1}$). A intensidade de precipitação foi determinada com base no volume coletado por 10 pluviômetros, espalhados ao acaso em torno da parcela experimental.

$$C = \frac{ES}{PT} \quad (48)$$

em que C é o coeficiente de escoamento superficial (adimensional), ES é a taxa de escoamento superficial (mm h^{-1}) e PT é a intensidade de precipitação (mm h^{-1}).

A taxa de infiltração ($T_i - \text{mm h}^{-1}$) foi calculada pela diferença entre a intensidade de precipitação e a taxa de escoamento superficial:

$$T_i = PT - ES \quad (49)$$

Os dados de erosão em entressulcos foi aplicado o delineamento inteiramente ao acaso e a análise de variância foi realizada utilizando-se o software estatístico SAS Learning Edition 2.0; como também o programa computacional Curve Expert 1.3 de uso livre para a análise de regressão.

4.3.3. Determinação das taxas de erosão em sulcos pré-formados

Os testes de erosão em sulcos foram realizados na Fazenda Caiçara, na Bacia Hidrográfica do riacho Exu (Figura 17), onde instalou-se um experimento com 16 parcelas experimentais, foram submetidas a quatro níveis de vazão com quatro repetições, que constituíram os tratamentos: aplicações crescentes de níveis de fluxo ($18,0$; $42,0$; $59,0$ e $75,0 \text{ L min}^{-1}$). Os sulcos foram pré-formados utilizando-se uma enxada com formato triangular na extremidade cortante e mantendo-se a inclinação natural do terreno.



Figura 17. Vista parcial da área experimental durante a instalação dos blocos dos testes de erosão em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE

As dimensões dos sulcos foram de 5 m de comprimento (Figuras 18 e 19), no sentido da maior pendente, 0,05 m de largura e 0,10 m de profundidade, delimitados na parte superior e lateralmente pela colocação de chapas metálicas de zinco com 30 cm de altura, os quais metade foram enterrados. A declividade dos sulcos foram obtidas antes da realização dos testes, com auxílio de um nível, obtendo-se a diferença de altura entre dois pontos de distância conhecida, sendo o resultado expresso em $m\ m^{-1}$.

Os 16 sulcos pré-formados foram divididos em 4 blocos com 4 sulcos cada bloco, e imediatamente submetidos aos testes de erosão em sulcos com a aplicação dos quatro níveis de vazão de forma aleatória e duração de 20 minutos (Cantalice et al., 2005).



Figura 18. Instalação dos sulcos de erosão na área experimental sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE



Figura 19. Vista parcial de sulcos pré-formados nos testes de erosão em sulcos na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE

A água foi conduzida aos sulcos, por gravidade através de mangueira de polietileno calibrada, proveniente de um reservatório de polietileno com capacidade de 1000 L, mantido sob carga constante, e abastecido com a água de um reservatório de água de chuva próximo à área experimental. Na extremidade superior dos sulcos foram enterrados dissipadores de energia na forma de recipientes plásticos circulares, de tal forma que a borda superior do recipiente ficasse ao nível da superfície do solo. Nesses recipientes foram introduzidas as mangueiras condutoras de água, que chegava aos sulcos pelo transbordamento dos recipientes.

Na extremidade inferior dos sulcos foi instalada uma calha coletora metálica para auxiliar na coleta das amostras de descargas líquida e sólida. As coletas de descarga líquida e sólida foram realizadas em provetas em intervalos de tempo de três minutos, contados a partir da aplicação da água até o final dos testes. Os volumes coletados foram transferidos para recipientes plásticos com capacidade de 1L. Os materiais coletados foram transferidos para o laboratório de Manejo e Conservação do Solo da UFRPE, para determinação da concentração de sedimentos.

A velocidade superficial do escoamento foi calculada por meio da cronometragem do tempo gasto para que o corante azul de metileno percorresse a distância de 3 metros centrais dos sulcos. A velocidade superficial do escoamento foram tomadas de 3 em 3 minutos, a partir da formação da lâmina de escoamento, esta medições foram determinadas no mesmo intervalo das descargas líquidas e sólidas. Os valores de velocidade superficial do escoamento foram multiplicados por um fator de correção $\alpha = 2\sqrt{3}$, para obter a velocidade média do escoamento. Esse valor sendo utilizado por diversos autores (Abrahams et al., 1986; Slattery & Brayn, 1992; Braida & Cassol, 1996 e Cantalice et al., 2005).

Foram mensuradas as dimensões das seções transversais dos sulcos com um perfilômetro (Figura 20), objetivando-se a determinação da área, perímetro molhado. O perfilômetro é constituído de 30 hastes plásticas espaçadas de 0,02 m e acopladas a uma estrutura retangular de acrílico com 0,8 m de comprimento e 0,4 de altura. As medições foram realizadas aos 4, 12 e 16 minutos. Estas medições foram realizadas em duas posições dos sulcos, aos 0,50 metros da entrada e a 0,5 m da saída do sulco. As medidas foram efetuadas colocando-se o perfilômetro nivelado e na posição vertical sobre as

chapas metálicas que o sustentam, as formas da seção transversal dos sulcos foram retratados em cartolinas.



Figura 20. Perfilômetro utilizado para obtenção das seções geométricas dos sulcos de erosão.

A área e o perímetro molhado de cada sulco foram calculados a partir da conformação dos sulcos nas cartolinas, estas determinações foram realizadas no laboratório de Manejo e Conservação do Solo da UFRPE, para o cálculo de área utilizou-se um planímetro, enquanto o perímetro molhado foi obtido por meio de um curvimetro. O raio hidráulico dos sulcos foi determinado pela equação descrita abaixo:

$$R_h = \frac{A}{P_m} \quad (50)$$

em que R_h é o raio hidráulico da seção transversal (m), A é a área da seção transversal do sulco (m^2) e P_m é o perímetro molhado da seção transversal do sulco (m).

A concentração de sedimentos e a taxa de erosão foram mensuradas após a determinação da massa de sedimentos e do volume de água no laboratório de Manejo e Conservação do Solo da UFRPE, para isto os recipientes plásticos contendo o material coletado foram pesados, em seguida adicionou-se 5 mL de uma solução de alúmen de potássio a 5% objetivando acelerar a deposição dos sedimentos. Passado um período de 24-48 horas, foi sifonada a água sobrenadante e os recipientes colocados em estufa a uma temperatura de 65°C por um período máximo de 72 horas, ou até a secagem completa dos sedimentos. Depois de completamente secos pesa-se

novamente os recipientes para obtenção da massa de sedimentos, que é expressa em kg.



Figura 21. Recipiente plástico com sedimentos após secagem em estufa a 65°C.

A taxa de desagregação de solo nos sulcos foi determinada a partir da massa de solo e da duração das coletas, os valores foram colocados na formula descrita por Cantalice et al. (2005).

$$D_r = \frac{QC}{LP_m} \quad (51)$$

em que D_r = taxa de desagregação do solo em sulcos ($\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$), Q = descarga líquida (L s^{-1}), C = concentração (kg L^{-1}), L = comprimento do sulco (m) e P_m = perímetro molhado (m).

Nos eventos de erosão em sulcos a adição de vazões, promove carga de sedimentos maior que a capacidade de desagregação do escoamento em sulcos (D_c), para o cálculo das taxas momentâneas de desagregação do escoamento, expressa por Elliot et al. (1989).

$$D_c = K_r(\tau \tau_c) \quad (52)$$

onde D_c é a capacidade de desagregação do escoamento em sulcos ($\text{kg m}^{-2}\text{s}^{-1}$); K_r é a erodibilidade do solo em sulcos ($\text{kg N}^{-1} \text{s}^{-1}$ ou s m^{-1}), τ_c é a tensão crítica de cisalhamento do solo (N m^{-2} ou Pa), abaixo da tensão crítica de cisalhamento não existe desagregação e τ é a tensão cisalhante do fluxo (N m^{-2} ou Pa); é expressa pela fórmula:

$$\tau = \gamma R_h S \quad (53)$$

em que γ é o peso específico da água (N m^{-3}), R_h é o raio hidráulico (m) e S representa a declividade do sulco (m m^{-1}). A erodibilidade do solo em sulco foi estimada através da análise de regressão para o modelo linear entre os valores médios de tensão de cisalhamento (τ) e da desagregação do solo (D_c) calculado para cada vazão aplicada, de acordo com o modelo de previsão WEPP (Water Erosion Prediction Project) descrito por Nearing, (1997).

Para o cálculo das perdas totais de solo foram utilizados os dados da concentração instantânea de sedimentos do escoamento superficial e da taxa de descarga líquida pela fórmula abaixo (Cantalice, 2002):

$$PS = \frac{\sum Q_{in} C_{in} t}{A} \quad (54)$$

em que PS representa a perda total de solo (kg m^{-2}), Q_{in} é a taxa de descarga líquida (L min^{-1}), C_{in} expressa a concentração de sedimentos (kg L^{-1}), t é o intervalo entre amostragem (min) e A é a representação da área do sulco (m^2).

A determinação das características hidráulicas do escoamento nos sulcos também se considerou o cálculo do número de Reynolds (Re) e Froude (Fr) descrito por Simons & Senturk, (1992), como já descritos no item 3.1.

O delineamento experimental usado foi blocos ao acaso com 04 repetições. Para análise da variância dos resultados foi utilizando o programa estatístico SAS Learning Edition 2.0, para a análise de regressão dos dados utilizou-se o programa computacional Curve Expert 1.3 de uso livre.

4.3.4. Determinação das taxas de erosão nas voçorocas

Na determinação das taxas de erosão das voçorocas aplicou-se o modelo matemático desenvolvido por Foster & Lane (1983) e descrito por Haan et al. (1993), apresentado na revisão bibliográfica. Para a aplicação do modelo foi levantada a área de voçorocamento da bacia hidrográfica riacho Exu.

A área de contribuição da voçoroca denominada de Caiçara (Figura 22) afluente da margem esquerda do riacho Exu, o qual contribui para o Rio Pajeú.

Para a área de contribuição da voçoroca Caiçara também foi realizada a caracterização morfométrica e hidrológica.

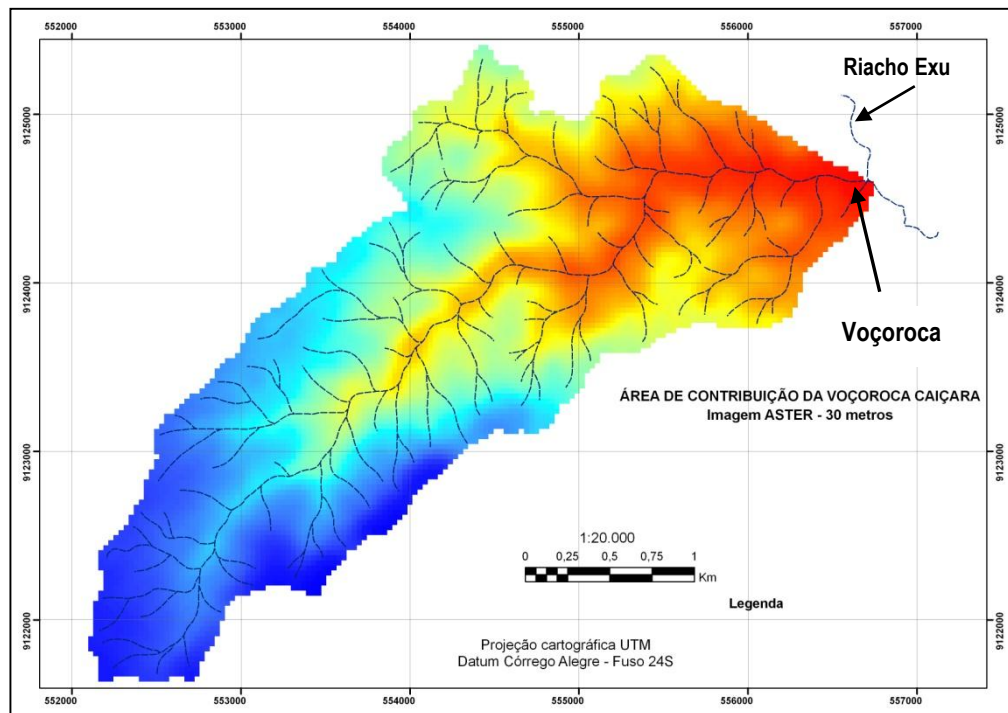


Figura 22. Área de contribuição da voçoroca Caiçara, município de Serra Talhada, PE.

Os mapas de declividade e de altitude foram elaborados automaticamente processando-se a imagem SRTM através do aplicativo Spatial Analyst do ArcGIS 9.1. (Figura 22).

A altitude da área de contribuição da voçoroca (Figura 23) foi elaborada com base na reclassificação dos valores dos pixels da imagem ASTERDTM com uma resolução de 10 metros. A abrangência de cada classe mapeada na bacia foi obtida através da análise quantitativa da carta hipsométrica (Figura 23).

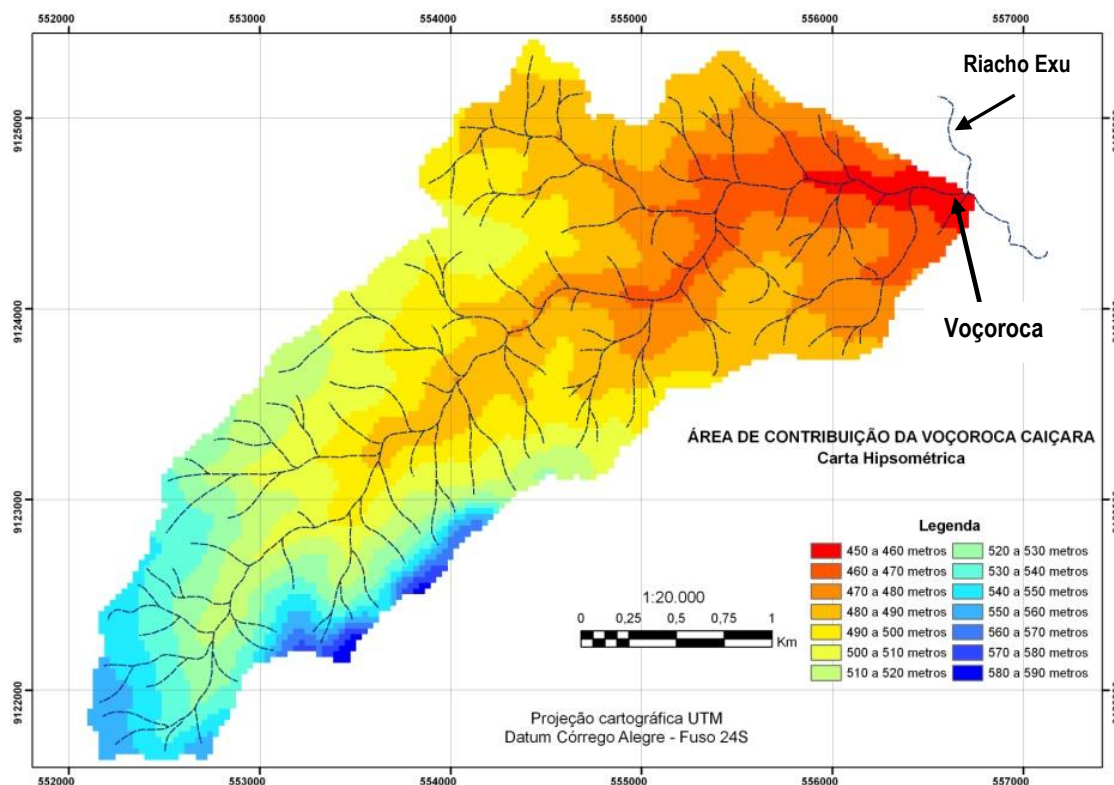


Figura 23. Carta Hipsométrica da área de contribuição da voçoroca na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada, PE.

As diferentes áreas de uso e de ocupação da bacia de contribuição da Voçoroca Caiçara foram obtidas com base na fotointerpretação das imagens LANDSAT-TM, onde foram extraídas as unidades de uso e ocupação que foram representadas na forma de mapa.

4.3.4.1 Parâmetros hidrológicos da área de contribuição da voçoroca Caiçara para aplicação do modelo Foster & Lane (1983)

Para aplicação do modelo Foster & Lane (1983) foram determinados os seguintes parâmetros hidrológicos da área da voçoroca Caiçara, descritos a seguir. Para determinação dos picos de escoamento na área de contribuição da voçoroca, utilizou-se o método da Curva-Número (CN) desenvolvido pelo SCS-USDA (1973), para estimativa do escoamento superficial em bacia hidrográfica com base no tipo, no uso, na umidade inicial e a condição hidrológica do solo. O método baseado nas seguintes equações:

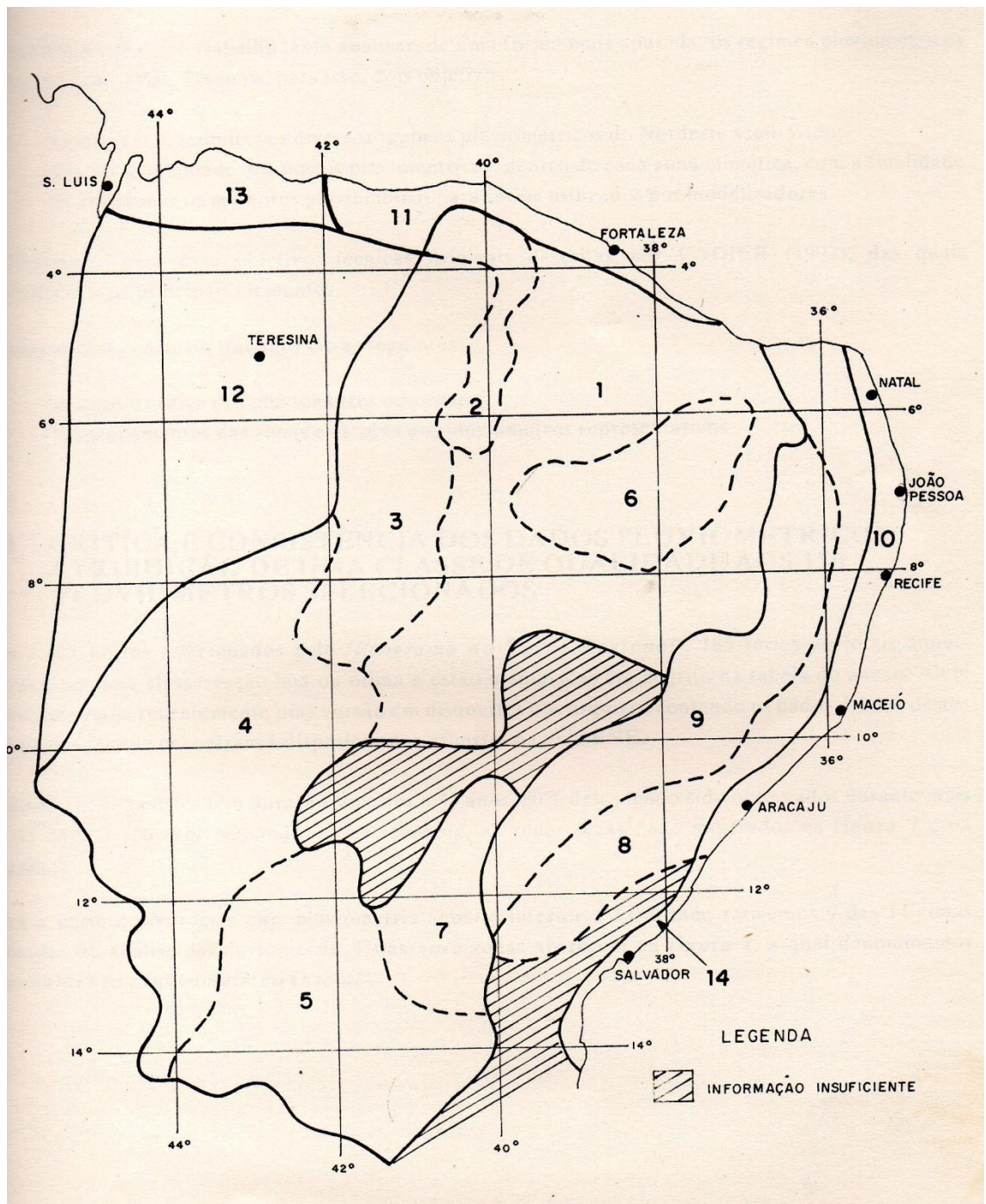
$$Q = \frac{(P-0,2S)^2}{(P+0,8S)} \quad (55)$$

em que Q = escoamento superficial em mm; P = Precipitação máxima em dado período de retorno (mm); S = saturação (mm) e obtido pela expressão abaixo:

$$S = \frac{25400}{CN} - 234 \quad (56)$$

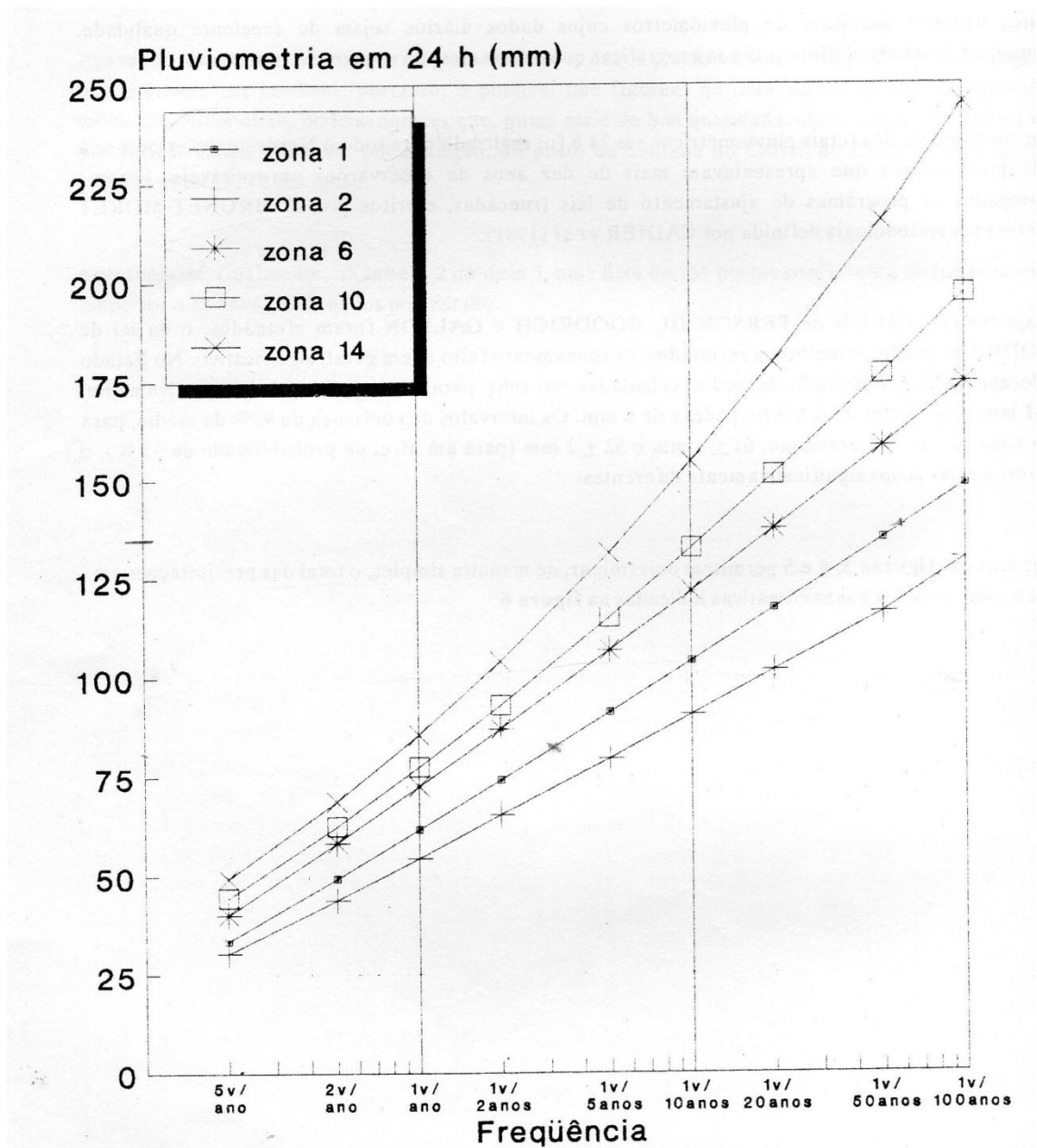
em que CN é a curva número (adimensional), onde o valor da CN varia numa escala de 1 a 100. Estes valores retratam as condições de cobertura vegetal e solos, estes valores variam desde uma cobertura totalmente permeável (cobertura superior) a uma cobertura muito impermeável (limite inferior), com valores tabelados (SCS- USDA, 1973).

Para precipitação máxima utilizada no cálculo da Curva Número (CN) em um dado período de retorno para área de Contribuição da Voçoroca Caiçara, foi considerado os seis meses mais chuvosos em uma série de 101 anos de precipitação do município de Serra Talhada (Figura 8), considerando um período de retorno de 10 anos (Figuras 24 e 25) de acordo com Molinier et al. (1994).



Fonte: Molinier et al. (1994).

Figura 24. Região Nordeste representada por 14 zonas homogêneas em relação aos totais pluviométricos em 24 horas. (Serra Talhada está inserida na zona 1).



Fonte: Molinier et al. (1994).

Figura 25. Total de precipitações em 24 horas em cinco zonas climáticas do Nordeste, em função do período de retorno. (Zona 1 – Compreende o município de Serra Talhada –PE).

As condições de solos descoberto, solos manejados com queimadas e vegetação de caatinga rala, foram definidos no grupo C, com valores de 91, 70 e 88 respectivamente, com base em valores tabelados pelo NRCS (1973). O tempo de concentração (T_c) da bacia de contribuição da Voçoroca Caiçara foi obtido através da equação de Hathaway descrita por Ponce (1989):

$$T_c = \frac{0,606 (L.n)^{0,467}}{S^{0,234}} \quad (57)$$

em que T_c é o Tempo de Concentração (horas), L é o comprimento da bacia (km), n é o fator de rugosidade da bacia promovido pela cobertura vegetal e S é a declividade média do principal curso d'água ($m\ m^{-1}$).

Também foi determinado o tempo de pico segundo O SCS-USDA (1973), para descrever o tempo de pico do escoamento em pequenas áreas. Este método é descrito pela equação (58) abaixo, onde T_p é o tempo de pico, D é a duração do escoamento em horas e T_c é o tempo de concentração da bacia, segundo Hathaway (58).

$$T_p = \frac{D}{2} + 0,6 T_c \quad (58)$$

A determinação da altura de pico foi descrito pelo SCS-USDA (1973), segundo a equação (59), onde q é a altura de pico (m^3/s), Q é o escoamento (mm), A é a área da bacia (ha) e T_p é o tempo de pico (horas).

$$q = 0,0021Q A/T_p \quad (59)$$

5. RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1. Características morfométricas e hidrologia relacionadas a produção e a taxa de entrega de sedimentos da bacia hidrográfica do Exu

5.1.1. Características morfometria da bacia hidrográfica do riacho Exu

Os resultados da caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do riacho Exu (tabela 8) mostra para uma área de drenagem de 579,40 km² e um perímetro de 138,89 km, um fator de forma baixo de 0,3876 indicando que a bacia do Exu não possui um formato com tendência alongada, apresentando menor tendência de concentração escoamento e menor possibilidade de inundações em condições normais de eventos climáticos (Cardoso et al., 2006). O coeficiente de compacidade calculado para a bacia hidrográfica do riacho Exu foi de 1,62, indicando um formato mais próximo do circular quanto mais próximo de 1. Segundo Cardoso et al. (2006), Tonello et al. (2006) bacias hidrográficas que apresentam valor igual ou superior a 1 para índice de compacidade serão mais suscetível a enchentes mais acentuadas em eventos anormais na bacia. Este resultado é semelhante ao obtido por Ferreira et al. (2010) para a bacia hidrográfica do Açúde Cachoeira II no município de Serra Talhada, PE.

A altitude da bacia hidrográfica do riacho Exu apresentou uma variação de 400 a 1.006 m em relação ao nível do mar, com uma altitude média de 606 m (Tabela 8). A declividade exerce grande influência nos processos hidrossedimentológicos em uma bacia, sobretudo na relação entre as taxas de infiltração e de escoamento superficial. Segundo Cardoso et al. (2006), esta influência regula o aumento da velocidade do escoamento ou diminuindo as taxas de infiltração de água no solo. A bacia hidrográfica do riacho Exu apresentou um percentual de 37,52% (Tabela 9) da sua área na classe de relevo suave ondulado (3-8%). A Figura 26 mostra a distribuição das seis classes de declividade do relevo da bacia em estudo.

Tabela 8. Parâmetros morfométricos e geométricos da bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE

| Parâmetros | Valor |
|--|-----------------------------|
| Área | 579,40km ² |
| Perímetro | 138,89km |
| Comprimento do eixo da bacia | 38,45km |
| Fator forma | 0,3876 |
| Coeficiente de compacidade | 1,62 |
| Índice de circularidade | 0,3737 |
| Comprimento do canal principal | 58,09km |
| Comprimento do canal principal rebatido | 38,71km |
| Número de canais da bacia | 350 canais |
| Ordem da bacia | Quinta ordem |
| Número de canais de 1 ^a ordem | 176 canais |
| Número de canais de 2 ^a ordem | 40 canais |
| Número de canais de 3 ^a ordem | 10 canais |
| Número de canais de 4 ^a ordem | 2 canais |
| Número de canais de 5 ^a ordem | 1 canal |
| Comprimento total dos canais | 443,55km |
| Comprimento médio dos canais | 1,27km |
| Densidade de drenagem | 0,77km/km ² |
| Densidade hidrológica | 0,61 canais/km ² |
| Razão de textura | 2,52 canais/km |
| Maior altitude da bacia | 1006m |
| Menor altitude da bacia | 400m |
| Amplitude altimétrica da bacia | 606m |
| Declividade do canal principal | 15,65m/km |
| Índice de sinuosidade | 1,50 |
| Tempo de concentração | 7,08 horas |

Tabela 9. Distribuição das classes de declividade da bacia hidrográfica do riacho Exu

| Classes | Relevo | Área (km ²) | % |
|----------|-------------------------|-------------------------|-------|
| 0 a 3% | Plano | 136,75 | 23,87 |
| 3 a 8% | Suave ondulado | 214,97 | 37,52 |
| 8 a 13% | Moderadamente ondulado | 100,60 | 17,56 |
| 13 a 20% | Ondulado | 54,13 | 9,45 |
| 20 a 45% | Forte ondulado | 55,99 | 9,77 |
| > 45% | Montanhoso ou escarpado | 10,44 | 1,82 |

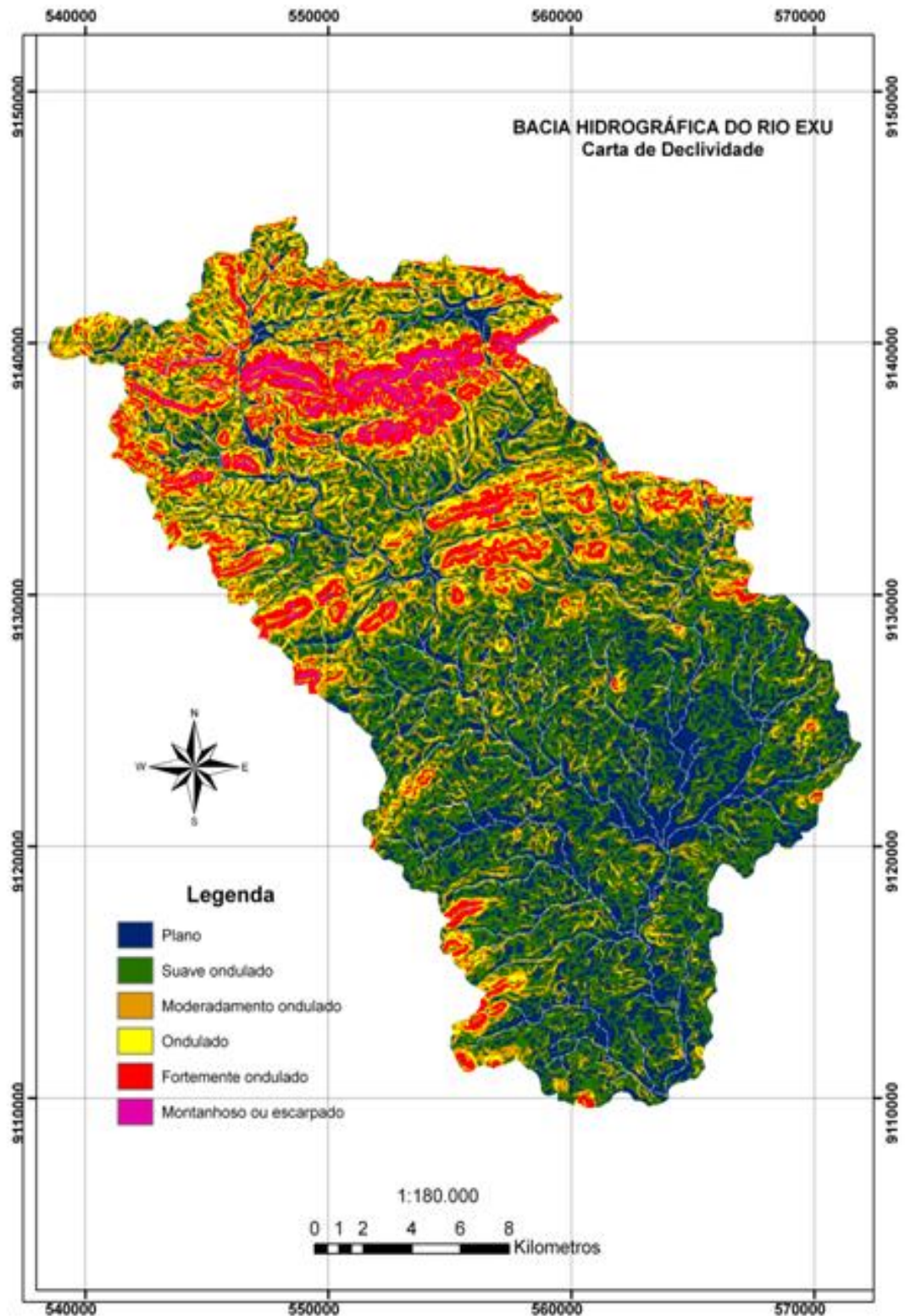


Figura 26. Distribuição das classes de relevo da bacia hidrográfica do riacho Exu

O sistema de drenagem da bacia hidrográfica do riacho Exu (Figura 27) é de 5ª ordem, de acordo com a classificação de hierarquização de Strahler (1957). Assim, segundo Tonello et al. (2006) quanto mais ramificadas for o sistema de drenagem mas eficiente é a drenagem.

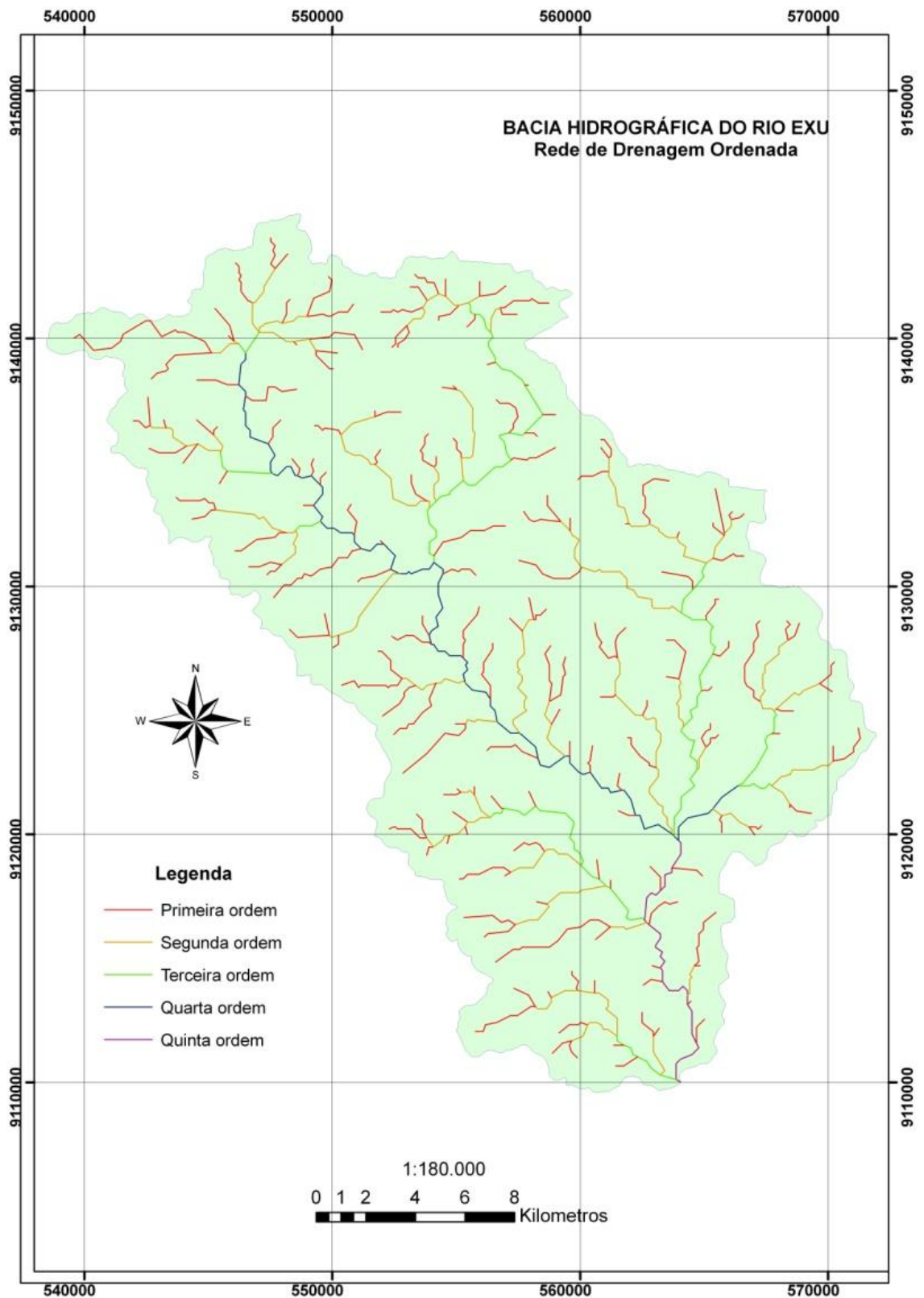


Figura 27. Rede de drenagem da bacia hidrográfica do riacho Exu

A densidade hidrográfica da bacia é de 0,61 canais/km² (figura 27), sendo uma relação baixa, pois representa menos de um canal por km² (Teodoro et al., 2007). Bacias que apresentam valores baixos possuem áreas

muito dissecadas e a possibilidade da ocorrência de novos cursos de d'água (Feitosa et al., 2011). O valor encontrado de 0,61, está muito baixo da classificação de Christofletti (1969), que define como baixa densidade hidrológica áreas da bacia que apresentem menos de 7,0 canais/km², indicando um relevo bastante dissecado morfologicamente.

A bacia do Exu apresentou um valor de 1,50 (Tabela 8) para o índice de sinuosidade, indicando que na área da bacia ocorrem canais transicionais, que vão dos retilíneos até os tortuosos. O índice de sinuosidade expressando a relação entre a extensão do curso d'água principal e a distância vetorial entre os extremos do canal, Alves & Castro (2003), e para Feitosa et al. (2011) tem grande influência no escoamento na carga de sedimentos, em função da litológica, estrutura geológica e relevo da área da bacia. Os valores do índice de sinuosidade próximo de 1 refletem a ocorrência de canais retilíneos, Teodoro et al. (2007), enquanto valores superiores a 2,0 representam a ocorrência de canais tortuosos, enquanto os valores intermediários indicam que na bacia ocorrem canais transicionais, regulares e irregulares.

5.1.2. Comportamento hidrológico da bacia do riacho Exu no período de 2010 a 2012 relacionado ao transporte de sedimento suspenso e sedimento de fundo

A figura 28 abaixo apresenta o comportamento hidrológico para os anos de 2010 a 2012, e a figura 29 apresenta uma curva chave com dados desde 2008 até 2012, sendo que no ano de 2012 não ocorreu escoamento superficial concentrado no principal canal da bacia, pela baixa ocorrência de precipitação pluviométrica em 2012 com apenas 38,29 % da média histórica de 647 mm (figura 28), caracterizando esse ano como seco. No ano de 2010 as chuvas atingiram 93,7 % da média histórica, e em 2011 situaram-se 53 % acima dessa média.

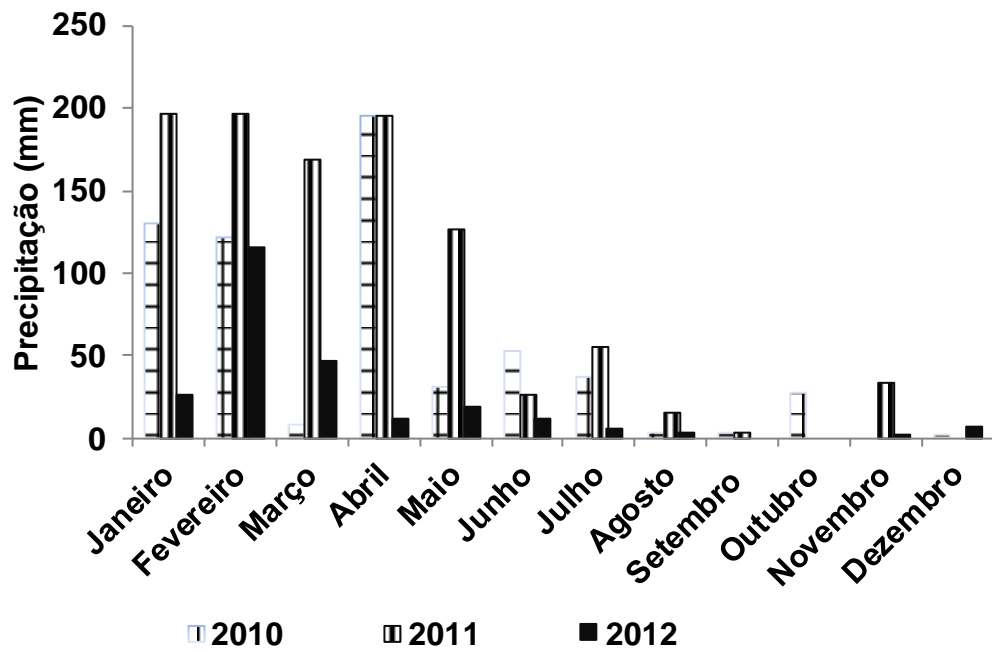


Figura 28. Precipitação pluviométrica mensal na bacia do Exú no período de 2010 a 2012.

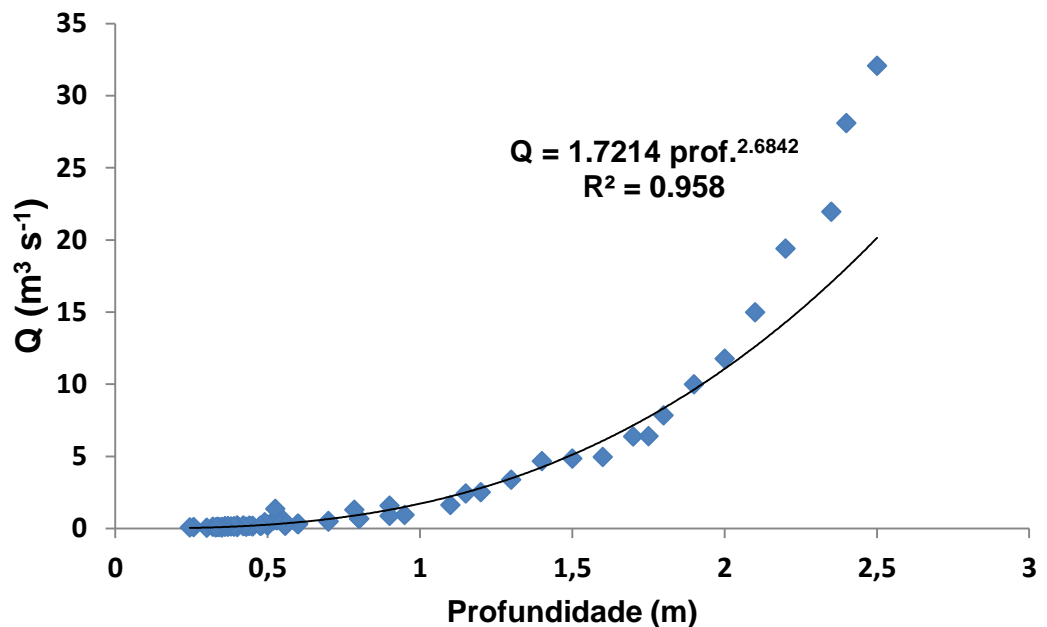


Figura 29. Curva chave ampla em ajuste de potencia do riacho Exu no período de 2008 a 2012

A figura 30 apresenta uma curva chave obtida a partir de todas as verticais levantadas nas campanhas de 2010 e 2011, e um ajuste de potência, mas com os dois eixos na forma de log-log, produzindo uma reta ainda com bastante dispersão e médio coeficiente de determinação (r^2). Tal fato deve-se a baixa amplitude de vazões ocorridas no período com valor máximo pouco acima de $0,21 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, quando já foi registrado em 2008 por Cantalice et al. (2013), uma vazão de $32 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ para bacia do Exú. Assim, esse baixo regime de vazões para o período de 2010 e 2011, dificultou um melhor ajuste para esse tipo de curva, no entanto, essa variação interanual são típicas de ambientes áridos e semiáridos (Tooth, 2000) e Bell, 1979).

A curva chave da Bacia hidrográfica do Exu da figura 29 incorpora os dados levantados por Cunha Filho (2009) e Cantalice et. (2013) e os dados levantados entre 2010 e 2011, constantes da figura 30. Assim, o ajuste de potência obtido na curva da figura 29 foi superior, por representar a maior amplitude de vazões da bacia do Exu.

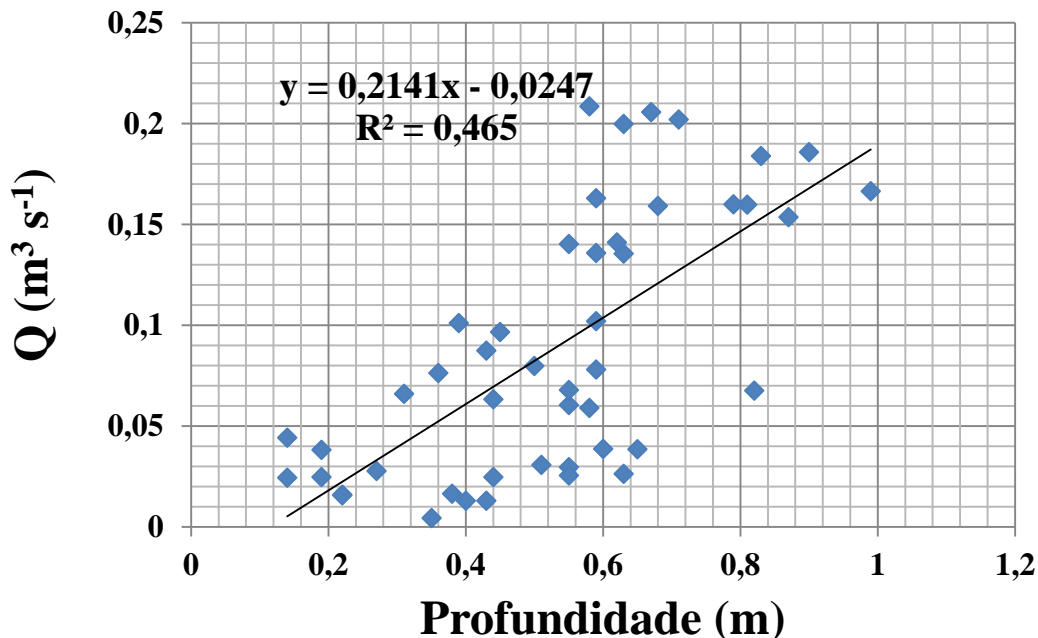


Figura 30. Curva chave em escala log-log do riacho Exu para todas as verticais levantadas nos anos de 2010 e 2011

A figura 31 apresenta a resposta hidrológica do Exu para as chuvas de 2011 que tiveram início a partir da segunda quinzena de janeiro e, que só produziram vazões pouco maiores de $1,2 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a partir de abril. Essa resposta hidrológica esta relacionada com a dimensão média da bacia, de tempo de concentração de 7 horas e, com o fator de forma obtido (0,3876) para forma não alongada de menor propensão a concentração escoamento e menor possibilidade de inundações, bem como a densidade hidrográfica da bacia é de $0,61 \text{ canais/km}^2$, indicando possibilidade de formação de novos canais.

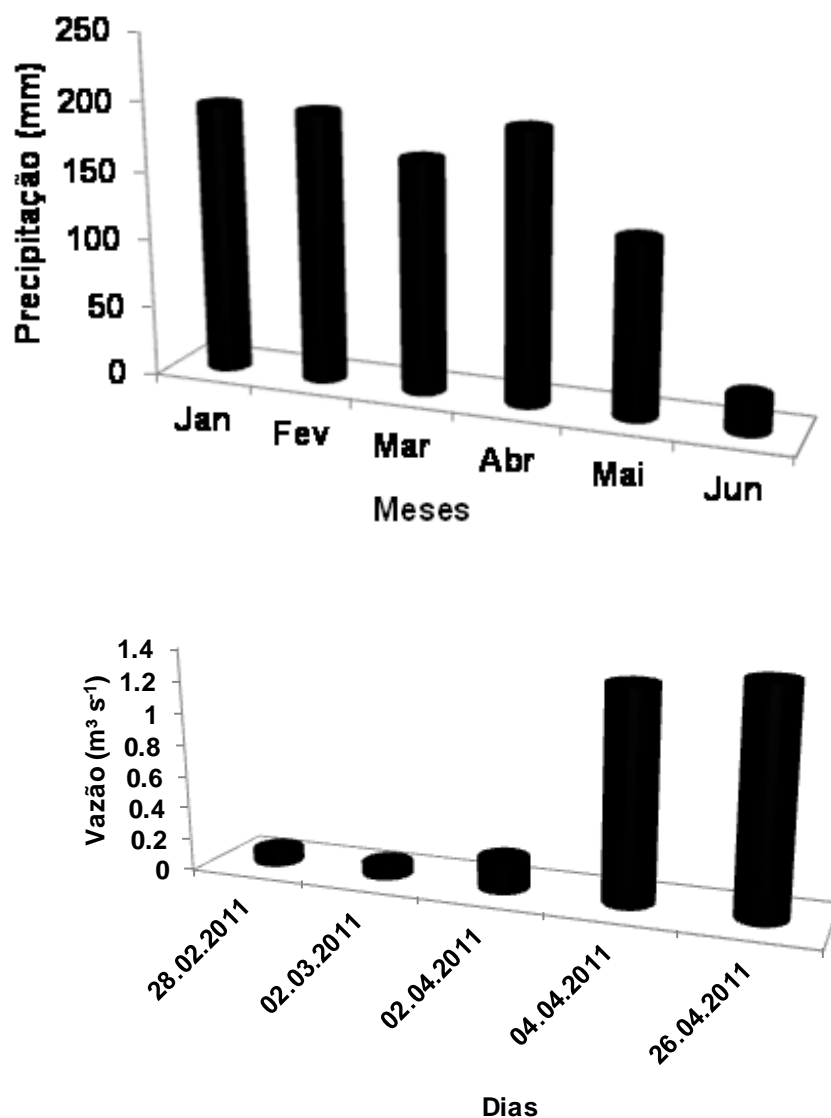


Figura 31. Precipitação pluviométrica da bacia hidrográfica do riacho Exu para a estação chuvosa (janeiro a abril), e respectivo hidrograma para as campanhas de amostragem de sedimento do ano de 2011

5.2. Fluxo de sedimento suspenso na bacia hidrográfica do riacho Exu no período de 2010 a 2012

Consta na tabela 10 os valores de concentração de sedimentos (mg l^{-1}) e o fluxo de sedimento suspenso amostrados no período de 2010 e 2011, bem como, a respectiva avaliação da acuracidade de amostragem por meio do cálculo do coeficiente box. Os valores de concentração de sedimento suspenso dos eventos amostrados em 2011 variaram entre 401,30 a 1882,59 mg l^{-1} , e uma amostragem em 2010 com 1910,69 mg l^{-1} , as quais tiveram acuracidade satisfatória entre 0,67 e 1,5 de acordo com Gray (2005). Esses valores de concentração de sedimentos (mg l^{-1}) obtidos em 2010 e 2011 ficaram abaixo dos valores obtidos por Cantalice et al. (2013) no riacho Exu, mas para maiores vazões de até $32 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Grande variação dos valores de concentração de sedimentos em suspenso e níveis de vazão das regiões áridas e semiáridas, é bastante comum, Achite & Ouillon (2007) obtiveram na bacia do intermitente Wadi Abd na Nigéria, região semiárida do continente africano, valores de concentrações de sedimento suspenso entre 140 a 118.500 mg l^{-1} para descargas líquidas entre $0,093 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ a $352 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

Observando-se a figura 32 a seguir, percebe-se que as concentrações de sedimento decresceram de forma linear com a elevação das vazões no decorrer da estação de chuvas, embora o nível de vazões alcançado não tenha sido alto. Esse comportamento advém do fato da ocorrência de chuvas mais regulares e em maior quantidade, 53% acima da média histórica, demonstrando uma redução da quantidade de sedimento suspenso disponível ao movimento com o transcorrer do período chuvoso e da descarga líquida da bacia do Exu.

Tabela 10. Valores de concentração de sedimentos (mg L^{-1}) e o fluxo de sedimento suspenso amostrados no período de 2010 e 2011 na bacia hidrográfica do riacho Exu, Serra Talhada – PE

| Dia | Q | Css | Qss | Coeficiente Box |
|------------|----------------------------|--------------------|---------------------|-----------------|
| | $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ | mg L^{-1} | t dia^{-1} | ----- |
| 14.04.2010 | 0,174 | 1910,692 | 28,72463 | 0,89 – 1,13 |
| 28.02.2011 | 0,082 | 1882,959 | 13,3404 | 0,92 – 1,06 |
| 02.03.2011 | 0,073 | 1277,135 | 8,0551 | 0,64 – 1,31 |
| 02.04.2011 | 0,189 | 592,214 | 9,6706 | 0,88 – 1,16 |
| 04.04.2011 | 1,298 | 401,306 | 45,0053 | 0,80 – 1,92 |
| 26.04.2011 | 1,366 | 694,004 | 81,9080 | 0,87 – 1,11 |
| 2012 | 0 | 0 | 0 | - |

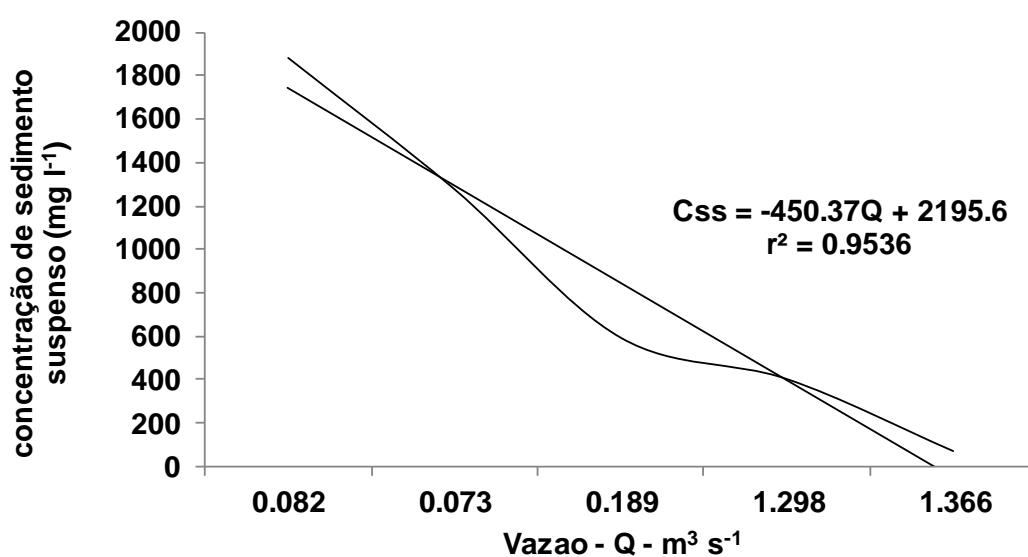


Figura 32. Concentração de sedimentos (mg L^{-1}) e descarga líquida para as campanhas realizadas durante a estação chuvosa (Janeiro a abril) de 2011 da da bacia hidrográfica do riacho Exu

5.3. Fluxo de sedimento de fundo da bacia hidrográfica do Exu no período de 2010 a 2012

A tabela 11 mais adiante apresenta o fluxo de sedimento de fundo do riacho Exu, bem como as condições hidráulicas que possibilitaram esse transporte no ano de 2011. No ano de 2010 não foi possível avaliar o transporte de fundo, enquanto no ano de 2012 não houve escoamento na bacia.

As condições de fluxo geradoras das cargas de fundo foram de regime de fluxo baixo com vazão máxima de $1,36 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$, larguras de lâmina entre 4 e 14 m e profundidades de lâmina entre 0,227 a 0,78 m, sendo o regime de escoamento fluvial turbulento. O fluxo de sedimento de fundo foi baixo variando de $0,077$ a $4,538 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$, quando comparados com $4300 \text{ g m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ observados por Powell (2009) em Nahal Yatir um riacho efêmero do deserto de Negev de Israel.

A figura 33 relaciona as taxas de transporte de sedimento de fundo (Q_{sf}) com as tensões de cisalhamento do escoamento (τ), demonstrando que as taxas de transporte de fundo responderam de forma linear as variações das tensões de cisalhamento do escoamento, mesmo nas baixas condições de vazão. Essa relação bem definida, Powell (2009), demonstra que o transporte de sedimento de fundo responde bem as tensões de cisalhamento medias desses canais, sugerindo que as taxas de transporte de sedimento de fundo observadas em ambientes áridos e semiáridos estão bem próximas da capacidade de transporte do escoamento.

Tabela 11. Fluxo de sedimento de fundo da bacia hidrográfica do riacho Exu no ano de 2011

| Dia | Vazão ($\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$) | Largura (m) | h (m) | Velocidade (m s^{-1}) | $Q_{sf}(\text{g m}^{-1} \text{ s}^{-1})$ | $Q_{sf}(\text{t dia}^{-1})$ |
|------------|---------------------------------------|-------------|-------|----------------------------------|--|-----------------------------|
| 28/02/2011 | 0.082 | 1.000 | 0.258 | 0.088 | 0.077 | 0.007 |
| 2/03/2011 | 0.074 | 1.000 | 0.227 | 0.132 | 1.072 | 0.093 |
| 2/04/2011 | 0.190 | 1.288 | 0.597 | 0.042 | 0.830 | 0.092 |
| 4/04/2011 | 1.298 | 1.444 | 0.784 | 0.130 | 4.583 | 0.572 |
| 26/04/2011 | 1.366 | 1.200 | 0.525 | 0.211 | 1.491 | 0.155 |
| 27/04/2011 | 0.979 | 1.200 | 0.497 | 0.165 | 1.361 | 0.141 |

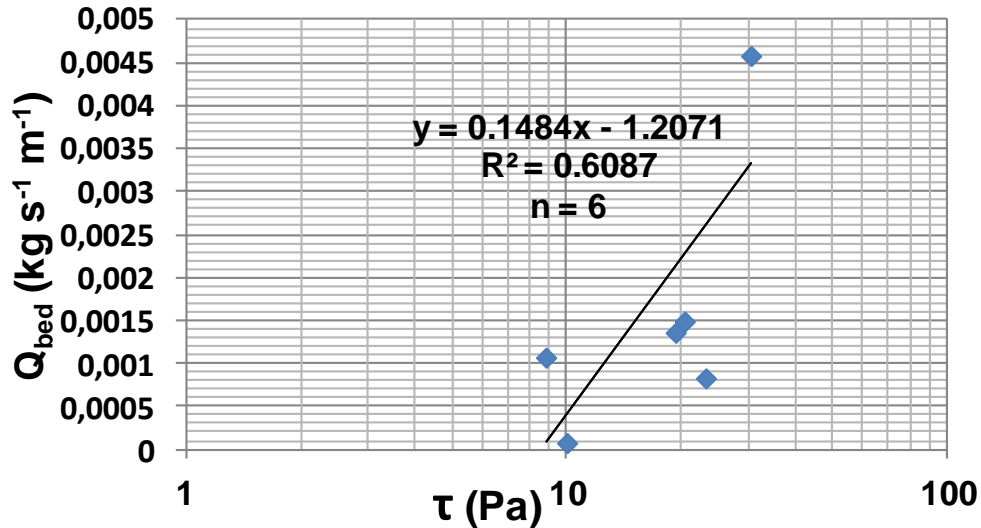


Figura 33. Relação entre as tensões de cisalhamento do escoamento (τ) e as taxas de transporte de fundo (Q_{sf}) do riacho Exu em 2011

5.4. Erosão bruta (E) da bacia hidrográfica do Exu

5.4.1. Erosão em entressulcos

As três condições de cobertura vegetal da caatinga avaliadas sob chuva simulada para avaliação da erosão em entressulcos apresentaram as condições hidráulicas constantes da tabela 12.

Observa-se que as condições de cobertura do resíduo da serrapilheira, caatinga semi-arbustiva e solo descoberto não se diferenciaram em relação a descarga líquida (q) e a altura de lâmina, mas a velocidade média do escoamento para o solo descoberto foi maior do que nas condições de cobertura com a serrapilheira e caatinga semi-arbustiva.

Os três tratamentos apresentaram escoamento laminar lento com base nos valores dos números de Reynolds (Re) < 500 e de Froude (Fr) < 1 , atestando a condição do escoamento característico da erosão em entressulcos, em conformidade com Guy et al. (1990); Cassol et al.(2004); Bezerra & Cantalice (2006); Freitas et al.(2008) e Cantalice et al. (2008).

Os valores de rugosidade hidráulico ($\log f$) não se diferenciaram significativamente entre todas as condições de cobertura vegetal da caatinga avaliadas e o solo descoberto, o que atribui-se a pouca quantidade de

cobertura vegetal e serrapilheira no ano de 2012 que foi um ano de seca e, a realização dos testes no período seco.

Tabela 12. Características hidráulicas do escoamento gerado por chuva simulada, sob as condições de caatinga, resíduos e solo descoberto na bacia hidrográfica do Riacho Exu – Serra Talhada, PE

| Variáveis | Tratamentos | | |
|-------------------------------------|---------------------------|--------------------------|--------------------------|
| | Caatinga semi-arbustiva | Resíduos | Solo descoberto |
| q (m ² s ⁻¹) | 3,4 x 10 ⁻⁵ A | 3,1 x 10 ⁻⁵ A | 3,3 x 10 ⁻⁵ A |
| h (mm) | 9,23 x 10 ⁻⁴ A | 8,31x 10 ⁻⁴ A | 5,15x 10 ⁻⁴ A |
| V(m s ⁻¹) | 0,04005 B | 0,03878 B | 0,06682 A |
| Re (adimensional) | 39,904 A | 37,069 A | 37,517 A |
| Fr (Adimensional) | 0,505738 AB | 0,487122 B | 1,00363 A |
| Log f (Adimensional) | 0.938614 A | 0.857167 A | 0.276049 A |

Medidas seguidas de letras maiúscula na mesma linha não diferem entre si, ao nível de 5% de significância, pelo teste de Turkey. q =descarga líquida; h = altura da lâmina do escoamento; V = velocidade de escoamento; Re = número de Reynolds; Fr = número de Froude; log f = rugosidade hidráulica (coeficiente de Darcy-Weisbach).

A tabela 13 apresenta as taxas de infiltração de água no solo, os coeficientes de escoamento superficial e as taxas de erosão. As taxas de infiltração de água no solo, bem como, o coeficiente de escoamento superficial (C) não se diferenciaram para todas as condições de cobertura do solo, acompanhando a descarga líquida, altura da lâmina e a rugosidade hidráulica por conta do efeito do ano de seca que reduz a folhagem e, conseqüentemente, a quantidade de serrapilheira.

As taxas de infiltração de água no solo nas condições consideradas, representadas na Figura 34 na forma de bons ajustes de potência, também conhecido como ajuste de Kostiakov, tiveram um comportamento bastante próximo com elevadas taxas no início dos testes, e no fim com a estabilização da lâmina de infiltração uma taxa pouco maior, embora não significativa, na condição do solo sob caatinga semi-arbustiva. Estes resultados estão em concordância com Blackburn (1975); Belsky et al. (1993); Bergkamp et al. (1996) e Cantalice et al. (2009), que observaram valores elevados para taxas de infiltração em ambiente semiárido. Outro fator que também pode ter contribuído para estes valores, está a textura arenosa do solo Neossolo Litólico Eutrófico léptico (Embrapa, 2006).

Tabela 13. Taxas de infiltração de água, coeficiente de escoamento superficial (C), taxas de desagregação (Di) e perdas de solo (PS) da erosão em entressulcos obtidas sob as condições de caatinga, resíduos e solo (Neossolo Litólico Eutrófico léptico) descoberto na bacia do Riacho Exu, Serra Talhada, PE

| Variáveis | Tratamentos | | |
|---|----------------------------|---------------------------|---------------------------|
| | Caatinga semi-arbustiva | Resíduos | Solo descoberto |
| Taxa de Infiltração (mm h ⁻¹) | 18.67655 A | 25.438561 A | 18.001145 A |
| C (Adimensional) | 0.76187 A | 0.680528 A | 0,775762 A |
| Di (kg m ⁻² s ⁻¹) | 2,55 x 10 ⁻⁴ AB | 1,36 x 10 ⁻⁴ B | 5,08 x 10 ⁻⁴ A |
| PS (t ha ⁻¹) | 0,657 AB | 0,344 B | 1,305 A |

Medidas seguidas de letras maiúscula na mesma linha não diferem entre si, ao nível de 5% de significância, pelo teste de Turkey.

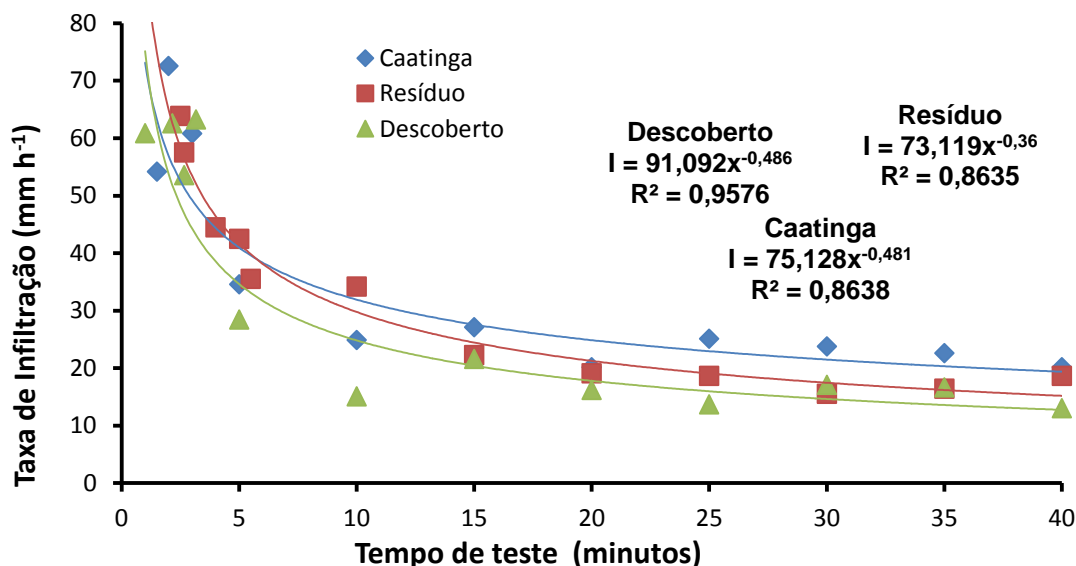


Figura 34. Taxas de infiltração média de água no solo para as condições da caatinga, do resíduo e do Neossolo Litólico Eutrófico léptico descoberto na bacia hidrográfica do riacho Exu

Já as taxas de erosão em entressulcos se diferenciaram, seja na forma das taxas de desagregação do solo ou na forma das perdas de solo, com a condição de solo descoberto apresentando as mais elevadas taxas de erosão, enquanto as condições com a presença dos fatores da vegetação protegeram mais o solo. Estes resultados assemelham-se aos resultados obtidos por Freitas et al. (2008) e Piscoya (2011) que em estudos de erosão em entressulcos com chuva simulada encontraram valores inferiores de perdas de solos na condição de caatinga semi-arbustiva.

A figura 35 apresenta uma relação demonstrando que perdas de solo para todas as condições de cobertura de solo avaliadas, elevaram-se em resposta ao aumento dos momentos de turbulência na lâmina de escoamento promovido pelo impacto das gotas de chuva, que representam as forças de movimento em contraponto as forças de inércia. Portanto, as coberturas de solo estudadas não foram suficientes para mudarem as condições hidráulicas do escoamento, no entanto, quando existiu turbulência, essa foi responsável pela elevação das taxas de erosão em entressulcos.

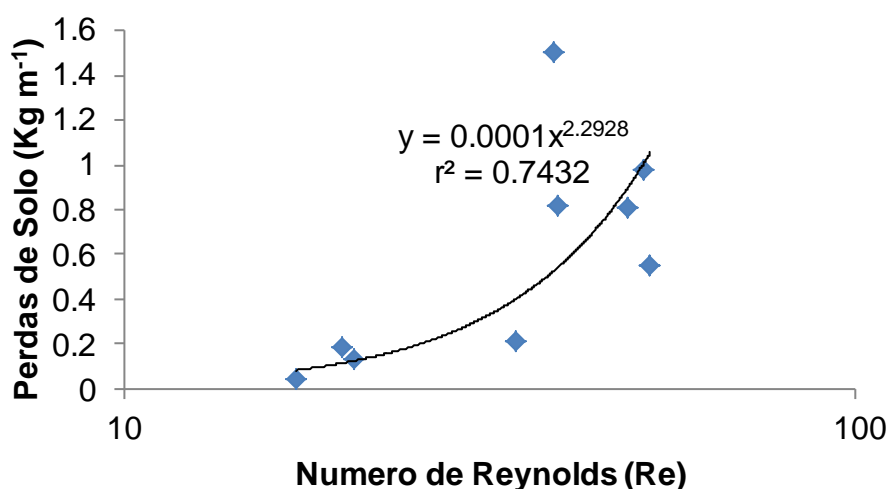


Figura 35. Relação das perdas de solos com o numero de Reynolds nas condições de cobertura do solo avaliadas no semiárido de Pernambuco

5.4.2. Erosão em sulcos

5.4.2.1. Condições hidráulicas dos sulcos pré-formados no Neossolo Litólico da bacia hidrográfica do Exu

Para determinação das relações de erosão nos sulcos foram determinadas as variáveis geométricas da seção transversal dos sulcos para as vazões aplicadas que se encontram na tabela 14. Estes valores representam a média das medições realizadas em dois pontos dos sulcos em dois momentos do teste para todas as repetições. A área (A), o perímetro molhado (P_m) e o raio hidráulico (R_h) dos sulcos pré-formados no Neossolo litólico só apresentaram diferenças entre a menor vazão aplicada de 18 min⁻¹ e os três maiores níveis de vazão aplicados de 42; 59 e 75 L min⁻¹, ou seja, este

Neossolo litólico cascalhento com 70,49% de areia na camada superficial foi completamente erodido já no segundo nível de vazão aplicado, atingindo a camada não erodível, ou seja o horizonte C, o que a priori já indica um elevado valor de erodibilidade.

Tabela 14. Geometria da seção transversal dos sulcos: área (A), perímetro molhado (Pm) e raio hidráulico (Rh), em função das vazões aplicadas nos sulcos do Neossolo Litólico no semiárido Pernambucano

| Vazão | A x 10 ⁻⁴ | Pm | Rh x 10 ⁻³ |
|---------------------|----------------------|---------------|-----------------------|
| L min ⁻¹ | m ² | ----- m ----- | |
| 18 | 8,0 b | 0,1115 b | 7,6 b |
| 42 | 11,0 ab | 0,1227 a | 9,0 a |
| 59 | 12,0 a | 0,1228 a | 9,7 a |
| 75 | 13,0 a | 0,1268 a | 10,4 a |

Médias seguidas da mesma letra na mesma coluna não diferem estatisticamente pelo teste de Tukey a 5%.

Apesar da diferenciação das variáveis hidráulicas entre a menor vazão e as demais vazões aplicadas, o raio hidráulico (Rh) e área (A) dos sulcos pré-formados de erosão relacionaram-se em um bom ajuste de potência com r² de 0,92 (figura 36). Esta relação de potência tem um valor do expoente de 0,71, sendo que, segundo Bezerra et al. (2010), expressa a ação da tensão de cisalhamento sobre as variáveis geométricas na erosão em sulcos. O valor do expoente obtido neste trabalho assemelha-se ao resultado obtido por Piscoya (2012) em um Cambissolo, também nas condições de semiárido, com valor de expoente de 0,70, no entanto está acima dos encontrados por outros autores entre 0,51 e 0,57 (Cantalice et al., 2005, Braida & Cassol, 1996; e Bezerra et al. 2010). Esse maior expoente está relacionado a erodibilidade do Neossolo que facilmente foi erodido.

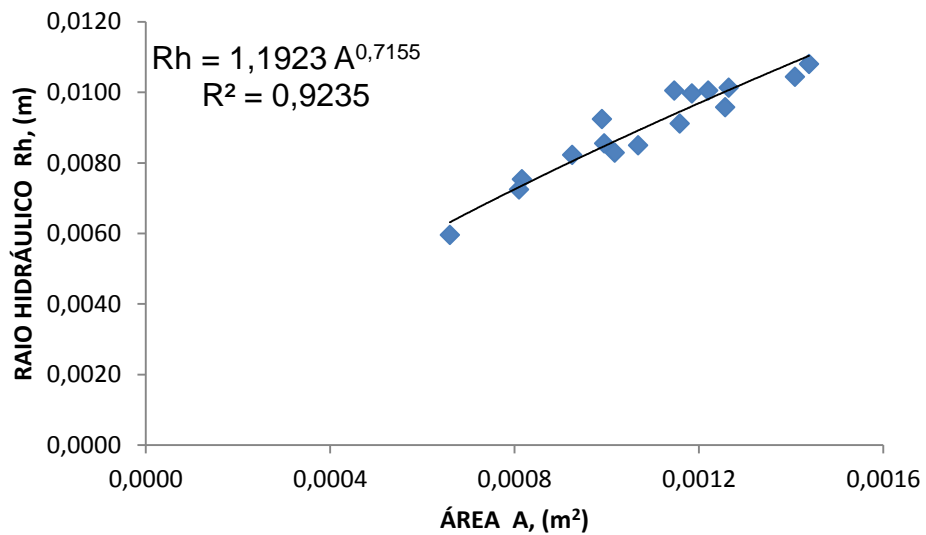


Figura 36. Variação do raio hidráulico de acordo com a área dos sulcos pré-formados em solo do semiárido Pernambucano

As condições hidráulicas resultantes das vazões aplicadas nos sulcos de erosão pré-formados no Neossolo Litólico encontram-se na tabela 15. Da mesma forma que as variáveis geométricas, observa-se que a velocidade do escoamento e os números de Reynolds e Froude também não se diferenciaram para as vazões aplicadas, e só as descargas líquidas dos sulcos que se consistiram nos tratamentos foram significativas.

Tabela 15. Variáveis hidráulicas dos fluxos aplicados aos sulcos pré-formados sobre o Neossolo litólico da bacia hidrográfica do riacho Exu no semiárido Pernambucano, para avaliação da erosão em sulcos

| Variáveis hidráulicas | Fluxos aplicados aos sulcos (L min ⁻¹) | | | |
|--------------------------|--|-----------|-----------|-----------|
| | 18 | 42 | 59 | 75 |
| Q (L min ⁻¹) | 16,78 C | 40,95 B | 52,00 AB | 69,15 A |
| Vm (m s ⁻¹) | 0,5122 A | 0,4335 A | 0,6360 A | 0,7125 A |
| S (m m ⁻¹) | 0,123 A | 0,132 A | 0,129 A | 0,130 A |
| Re (adm.) | 4879,10 A | 4701,40 A | 6839,47 A | 8569,10 A |
| Fr (adm.) | 1,864 A | 1,463 A | 2,162 A | 2,255 A |

Médias seguidas de letras maiúsculas na mesma linha não diferem entre si, ao nível de 5% de significância, pelo teste de Tukey. Q = descarga líquida; Área (m²); Perímetro (m); Raio hidráulico (m); S = declividade média das parcelas em sulcos; Re = número de Reynolds; Fr = número de Froude.

Os declives dos sulcos não diferenciaram-se, confirmando uniformidade experimental dos blocos. Os valores do número de Reynolds (Re) variaram entre 4.870 a 8.570 caracterizando o regime de escoamento como turbulento, e os números de Froude foram sempre supercríticos, isto é, acima de 1. Os valores desses números confirmam as condições de escoamento concentrado que ocorrem nos sulcos de erosão, como já determinado por Piscoya (2012; Bezerra et al., 2010; Knapen & Poesen, 2010; Cantalice et al., 2005; Bezerra et al. (2006); Cantalice et al. (2005) e Bezerra et al. (2010). O número de Froude está relacionado com a formação inicial dos sulcos, Slattery & Brayn (1992) para valores acima de 1,2.

5.4.2.2. Taxas de erosão dos sulcos pré-formados no Neossolo Litólico da bacia hidrográfica do Exu

Na Tabela (16) constam os valores da tensão de cisalhamento desenvolvidos e as taxas de desagregação e de perdas de solo dos sulcos pré-formados para as vazões aplicadas. Acompanhando as variáveis hidráulicas, as taxas de desagregação, as perdas de solo e as tensões de cisalhamento que se desenvolveram nos sulcos igualaram-se estatisticamente para os maiores vazões aplicadas e, essas diferenciaram-se do menor nível de vazão aplicada de 18 L min⁻¹.

Como preconiza a literatura Laflen & Thomas (1987), Flanagan et al. (2001), Bulygina (2007) e Knapen & Poesen (2010) para determinação da erodibilidade do solo em sulcos, as tensões de cisalhamento obtidas no escoamento dos sulcos de erosão foram ajustadas linearmente as taxas de desagregação observadas, figura 37. No entanto, como não houve diferença significativa para os maiores níveis de tensão de cisalhamento do escoamento aplicadas, a regressão não apresentou bom ajuste. Atribui-se este fato ao Neossolo com 70,49% de areia na sua granulometria e, que já desagregou-se no segundo nível de fluxo aplicado. Assim, esperava-se um valor de erodibilidade do solo em sulcos maior que o obtido de 0,0022 Kg N⁻¹ S⁻¹, para um Neossolo Litólico. Dessa forma, como esse solo não ofereceu resistência e já desagregou-se com a aplicação pouco acima dos 18 L min⁻¹, percebe-se que os níveis de vazões aplicados deveriam ser menores, por exemplo como 5, 10 e 20 L min⁻¹. No entanto no momento dos testes o solo encontrava-se seco

e muito duro o que levou a escolha de níveis de vazão mais elevados. Já foram obtidos maiores valores de erodibilidade do solo em sulcos para solos mais evoluídos, 0,0024 e 0,0077 para Argissolos por Cantalice et al. (2005) e Giasson e Cassol (1996), respectivamente. Dessa regressão, decorre que o valor de erodibilidade obtido precisa de novas avaliações para essa classe de solo.

Tabela 16. Taxas médias da tensão de cisalhamento média do escoamento (τ), taxa de desagregação do solo (D_r) e perda de solo em sulco (PS), em função das vazões aplicadas

| Vazão | τ | D_r | PS |
|---------------------|----------|------------------------------------|--------------------|
| L min ⁻¹ | Pa | Kg m ⁻² s ⁻¹ | t ha ⁻¹ |
| 18 | 9,307 B | 0,0020 B | 24,540 B |
| 42 | 11,979 A | 0,0046 A | 55,701 A |
| 59 | 13,137 A | 0,0042 A | 50,903 A |
| 75 | 14,391 A | 0,0053 A | 58,815 A |

Médias seguidas da mesma letra na mesma coluna não diferem estatisticamente pelo teste de Tukey a 5%.

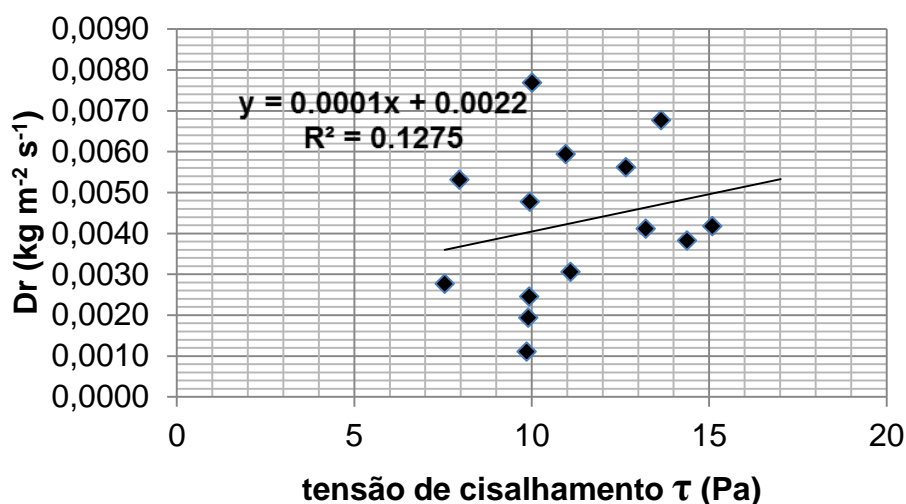


Figura 37. Erodibilidade do solo (K_r) em sulcos, obtidas a partir da regressão das taxas de desagregação do solo (D_r) com as respectivas tensões de cisalhamento do escoamento superficial, gerados pelos fluxos crescentes aplicados no Neossolo Litólico da bacia hidrográfica do Exu

5.4.3. Taxas de erosão em voçorocas

Constam da tabela 17 as variáveis hidráulicas e as estimativas das taxas de erosão do voçorocamento presente na bacia hidrográfica do riacho Exu obtidas através do modelo de Foster e Lane (1983).

A estimativa da vazão de pico na voçoroca, utilizada na equação de propagação (equação 22) do modelo de Foster e Lane (1983), foi obtida pela aplicação do método da curva número considerando as médias dos 3, 4 e 6 meses mais chuvosos da localidade para o período de 1911 a 2012. Para obtenção da lâmina de escoamento pela curva número, quando os Neossolos Litólicos em associação com Luvisolo e Planossolo ocupando 76,37 % da área (figura 38), os Neossolos Litólicos em associação com Argissolo ocorrendo em 11,65% da área, e os Luvisolos em associação com Neossolos Litólicos em 12,03 % da área foram enquadrados no Grupo hidrológico C, ou seja, solos de alto potencial de produção de escoamento superficial e, para as seguintes condições de uso (Figura 39): caatinga rala com 4,44 ha, solo descoberto com 2,11 ha e manejo com queimadas 0,6 ha. A condição hidrológica do método da curva número considerada foi a condição III, que representa a condição de umidade dos solos da área da voçoroca no período chuvoso.

Tabela 17. Predição das variáveis hidráulicas e das taxas de erosão antes e após a camada não erodível da Voçoroca Caiçara da bacia hidrográfica do Exu em Serra Talhada no semiárido de Pernambuco, segundo o modelo de Foster e Lane (1983)

| Meses de chuva | Qp | Pm | τ | Taxa Erosão (E_{rc}) | | Taxa Erosão (E_{rc}) | | Taxa Erosão final | |
|----------------|------------------|-------|--------|--------------------------|-----------------|--------------------------|-----------------|------------------------|-----------------|
| | ($m^3 s^{-1}$) | (m) | (Pa) | Antes da camada | ($t ha^{-1}$) | Após camada | ($t ha^{-1}$) | ($kg m^{-1} s^{-1}$) | ($t ha^{-1}$) |
| 6 meses | 33.57 | 11.13 | 32.43 | 0.77 | 49.77 | 0.01 | 0.61 | 0.78 | 50.38 |
| 4 meses | 12.78 | 7.75 | 22.58 | 0.37 | 23.79 | 0.01 | 0.43 | 0.38 | 24.22 |
| 3 meses | 10.91 | 7.30 | 21.28 | 0.33 | 21.07 | 0.01 | 0.40 | 0.33 | 21.47 |

Q_p = Vazão de pico ($m^3 s^{-1}$); P_m = Perímetro molhado (m); e τ = Tensão de cisalhamento (Pa).

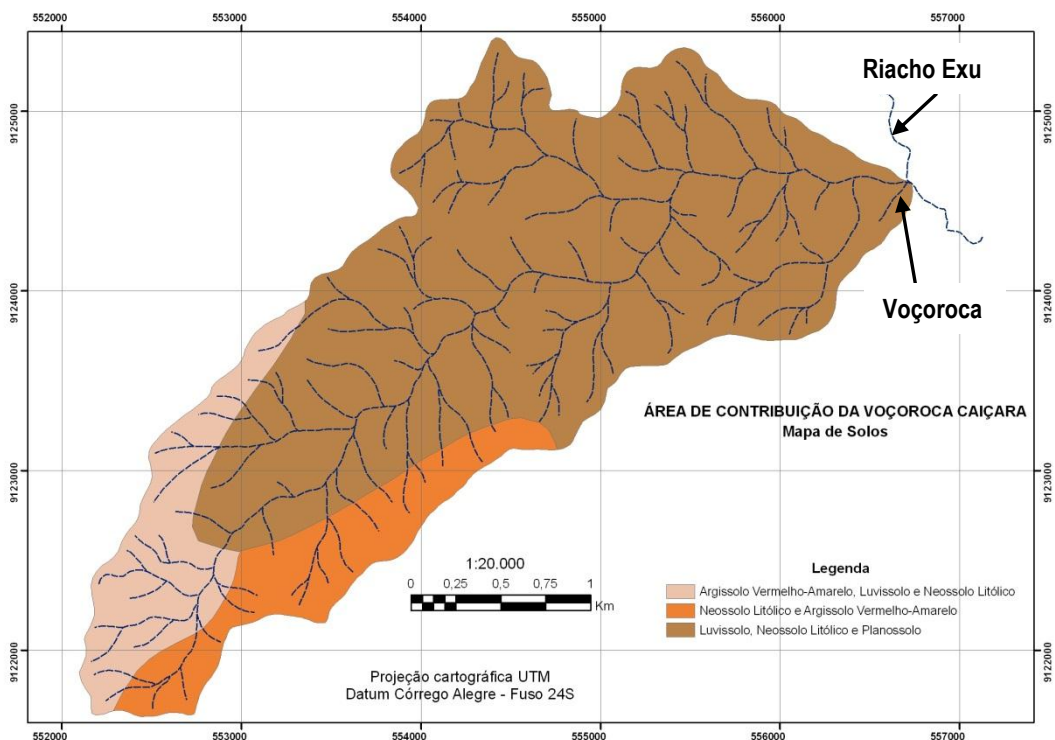


Figura 38. Mapa de solos da área de contribuição da voçoroca Caiçara, Serra Talhada - PE

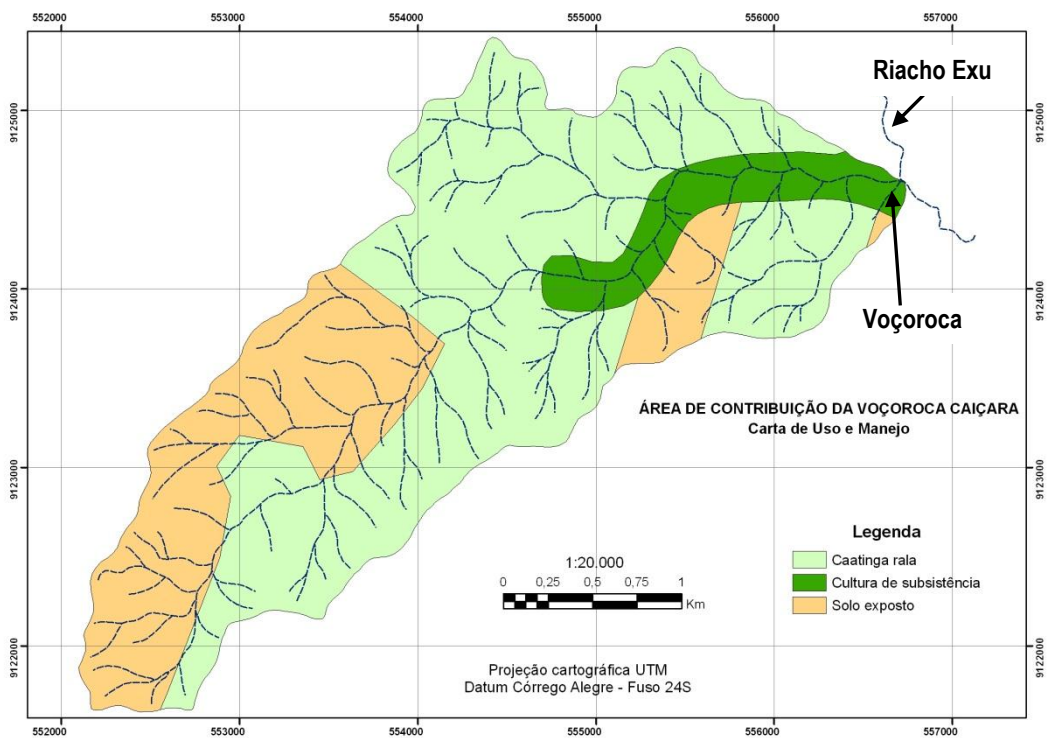


Figura 39. Mapa de uso e manejo do solo da área de contribuição da voçoroca Caiçara, Serra Talhada-PE

As taxas de erosão na voçoroca, que serão utilizadas para determinação da erosão bruta e taxa de entrega da bacia do Exu, foram estimadas para os

momentos antes e após o processo erosivo atingir a camada não erodível (figura 40) e, em seguida somados para obtenção da taxa de erosão final, que para predição com base nos seis meses mais chuvosos foi de 50,38 t ha⁻¹.

Para avaliação das estimativas das variáveis hidráulicas e das taxas de erosão na voçoroca pelo modelo de Foster e Lane (1983), estão comparados na tabela 18, os valores preditos de largura e profundidade da voçoroca pelo modelo, com os valores que foram medidos em campo. Observa-se que as predições realizadas com a média do período chuvoso de seis meses foram as melhores estimativas aproximando-se bastante da largura final da voçoroca e, praticamente igualando o valor da profundidade media observada.

Levando-se em consideração estes resultados e, a escassez de metodologias de calculo e estimativas de taxas de erosão em voçorocas, considera-se que o modelo de Foster & Lane teve um desempenho muito bom para as condições do voçorocamento da bacia hidrográfica do riacho Exu.



Figura 40. Processo de erosão lateral na voçoroca Caiçara, Serra Talhada- PE, conforme previsto pelo modelo de Foster & Lane (1983)

Tabela 18. Comparação dos valores de largura e profundidade preditos pelo modelo de Foster & Lane (1983) e observados da Voçoroca Caiçara, na bacia hidrográfica do Exu em Serra Talhada no semiárido de Pernambuco

| Chuvas | Largura prevista (m) | Largura Observada (m) |
|---------------|----------------------------------|-----------------------------------|
| 6 meses | 11.04 | 14.54 |
| 4 meses | 7.69 | 14.54 |
| 3 meses | 7.25 | 14.54 |
| | Profundidade prevista (m) | Profundidade Observada (m) |
| 6 meses | 1.42 | 1.48 |
| 4 meses | 0.99 | 1.48 |
| 3 meses | 0.93 | 1.48 |

5.5. Produção de sedimentos e taxa de entrega de sedimentos da bacia hidrográfica do Exu

Na Tabela 19 estão apresentados além das vazões, os valores da concentração de sedimentos produção de sedimentos, os dias com escoamento superficial, médias do riacho Exu para o período de 5 anos.

A produção de sedimentos que representa o somatório entre a produção de sedimentos em suspensão e a produção do sedimento de fundo teve um valor médio de 12,77 t km⁻² ano⁻¹ variando de 46.990,00 t km⁻² ano⁻¹ em 2008, que foi o ano com as mais altas vazões, a zero em 2012 quando não ocorreu escoamento no canal principal do Exu, um típico ano de seca com apenas 38,29 % da precipitação média histórica, portanto com a característica variabilidade interanual semiárida, reportada por Tooth (2000). No ano de 2011 apresentou uma produção de sedimentos próxima a média do período dos 5 anos. Nesse ano ocorreu melhor distribuição dos eventos (figura 41) chuvosos e 131 dias de escoamento no ano, apesar das precipitações terem superado a média em 53 %.

Tabela 19. Valores de descarga líquida (Q); sólida suspensa (Q_{ss}) e de fundo (Q_{sf}); e produção de sedimentos da bacia hidrográfica do Riacho Exu determinadas para o período entre os anos de 2008 a 2012

| Ano | Css | X | Qss | Qsf | Yss | Ysf | Yt | Yt |
|--------------|--------------------|-----------|---------------------------------|--------------|---|--------------|---------------|-------------------------------------|
| | mg L ⁻¹ | dias | ----- t dia ⁻¹ ----- | | -----t ha ⁻¹ ano ⁻¹ ----- | | | tkm ⁻² ano ⁻¹ |
| 2008 | 542.508 | 91 | 299.188 | | 0.470 | | 0.4699 | 46.990 |
| 2009 | 342.150 | 121 | 6.060 | 0.414 | 0.013 | 0.001 | 0.0135 | 1.266 |
| 2010 | 1910.692 | 85 | 28.725 | | 0.042 | 0.000 | 0.0421 | 4.214 |
| 2011 | 969.524 | 131 | 50.394 | 3.765 | 0.114 | 0.009 | 0.1225 | 11.394 |
| 2012 | 0.000 | 0 | 0.000 | | 0.000 | 0.000 | 0.0000 | 0.000 |
| Média | 752.975 | 86 | 76.873 | 0.836 | 0.128 | 0.002 | 0.1296 | 12.773 |

Css: concentração de sedimentos em suspensão; X: dias de escoamento no ano; Qss: descarga sólida em suspensão; Qsf: descarga sólida de fundo; Yss: produção de sedimentos suspensos; Ysf: produção de sedimentos de fundo; Yt: produção total de sedimentos.

Vanoni (1975) reporta que os valores da concentração de sedimentos nos cursos de água nas regiões semiáridos apresentam comportamentos diferenciados quando comparados com eventos nas regiões de clima úmido. Nestas regiões a vegetação promove uma limitação na produção dos sedimentos, enquanto nas regiões mais secas a vegetação não promove uma cobertura eficiente do solo, permite que seja transportado pelo escoamento, gerando grandes volumes de sedimentos que chegam aos cursos de água.

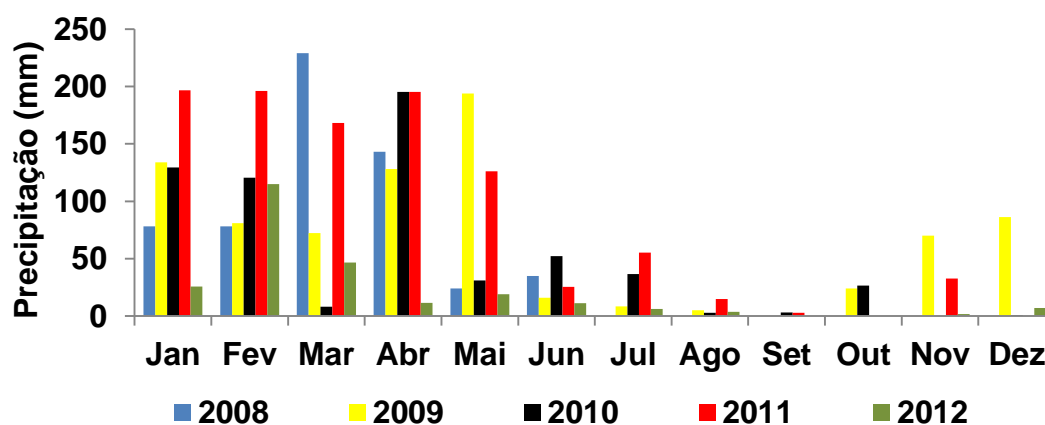


Figura 41. Distribuição mensal das chuvas na bacia hidrográfica riacho Exu, referente ao período de 2008 a 2012

Trabalhos desenvolvidos também em região semiárida da África em bacias maiores avaliaram a produção de sedimentos em suspensão e obtiveram valores que variaram de 136, 400 e 1120 t km⁻² ano⁻¹, respectivamente para Achite & Ouillon (2007); Probst & Amiotte-Suchet (1992)

e Megnounif et al. (2003). Na pequena bacia hidrográfica do Jacu, também na região do semiárido pernambucano, Piscoya (2012) obteve produção de sedimento entre 45 a 172 t km⁻² ano⁻¹ para o período de 2008 a 2011.

Os valores de taxa de entrega de sedimentos (SDR) da bacia hidrográfica do Exu para o período de 2008 a 2012, bem como, algumas estimativas das mesmas encontram-se na tabela 20.

Observa-se que os valores determinados de taxa de entrega (SDR) da bacia do Exu para o período considerado são baixos, com média de 0,0017. Esse baixo valor revela a natureza do ambiente semiárido, onde o fator limitante se constitui na deficiência de precipitação pluviométrica e escoamentos, o que foi exacerbado pelo período de seca estendendo-se de 2012 e prosseguido em 2013. Essa limitação climática repercute nos valores de produção de sedimentos que se torna limitada pelo déficit de energia para transporte e, assim, nas taxas de entrega de sedimentos. Assim, o valor da taxa de entrega de sedimentos (SDR) da bacia hidrográfica do Exu, pode ser maior em um período de observação mais longo.

Tabela 20. Taxa de entrega de sedimentos (SDR) determinada para bacia hidrográfica do riacho Exu no período de 2008 a 2012, e estimativas da SDR pelas equações de Vanoni (1975), Williams & Berndt (1972) e USDA-NRCS (1979)

| Ano | E | Yt | SDR | SDR Estimada | SDR Estimada | SDR Estimada |
|--------------|--------------------------------|--------------|---------------|-----------------|------------------|-----------------|
| | ----- t ha ⁻¹ ----- | | Determinada | Vanoni | William & Berndt | USDA-NRCS |
| | | | Adimensional | | | |
| 2008 | 76.225 | 0.470 | 0.0062 | - | - | - |
| 2009 | 76.225 | 0.014 | 0.0002 | - | - | - |
| 2010 | 76.225 | 0.042 | 0.0006 | - | - | - |
| 2011 | 76.225 | 0.122 | 0.0016 | - | - | - |
| 2012 | 76.225 | 0.000 | 0.0000 | - | - | - |
| Média | | 0.130 | 0.0017 | 0.213569 | 0.326256 | 0.281258 |

A magnitude dos valores de SDR costumam aumentar com o aumento de área, sendo de no máximo 0,3 ou 30% para bacias de 0,5 a 5,2 km² (Walling, 1983; Mutua & Clik, 2006; Lu et al. 2006; e Vente et al. 2007). Assim, espera-se valor maior para taxa de entrega de sedimentos da bacia do Exu com 579,4 km².

Em relação a comparação do valor determinado para esse período com os valores estimados, observa-se diferenças. Entretanto, como as estimativas realizadas por equações baseadas características morfométricas que advém da comparação de dados de entrega de sedimentos de muitas bacias e por longos períodos de tempo, esses valores ainda não podem ser comparados, por conta da necessidade de uma amostragem mais prolongada da produção de sedimentos do ambiente semiárido da bacia do Exu, para uma melhor definição dessa grandeza.

6. CONCLUSÕES

1. A caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do Riacho Exu, a enquadra como uma bacia de médio porte, muito dissecada e com uma rede de drenagem muito ramificada, sendo classificada de quinta ordem, com a ocorrência de canais de diversas formas que vão desde os retilíneos até os tortuosos.
2. No ano de 2011 com chuvas 53 % acima da média histórica, as concentrações de sedimento decresceram de forma linear com a elevação das vazões, demonstrando uma redução da quantidade de sedimento suspenso disponível ao movimento com o transcorrer do período chuvoso.
3. As taxas de transporte de fundo responderam de forma linear às variações das tensões de cisalhamento do escoamento, mesmo nas baixas condições de vazão, sugerindo que as taxas de transporte de sedimento de fundo observadas em ambientes áridos e semiáridos estão bem próximas da capacidade de transporte do escoamento.
4. As estimativas realizadas com modelo de Foster & Lane para as taxas de erosão e as variáveis hidráulicas da voçoroca na bacia hidrográfica do riacho Exu foram adequadas por aproximarem-se bastante da largura final da voçoroca e, praticamente igualarem o valor da profundidade média da voçoroca observada.
5. A produção do sedimento de fundo teve um valor médio de $12,77 \text{ t km}^{-2}\text{ano}^{-1}$ variando de $46.990,00 \text{ t km}^{-2} \text{ ano}^{-1}$ em 2008, que foi o ano com as mais altas vazões, a zero em 2012, quando não ocorreu escoamento no canal principal do Exu, demonstrando a necessidade desse monitoramento por um período de tempo mais extenso.
6. Os valores determinados de taxa de entrega (SDR) da bacia do Exú com média de 0,0017 para o período considerado são baixos, mas muito pelo efeito do período de seca, assim, essa taxa pode ser maior em um período de observação mais longo.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABRAHAMS, A.D.; PARSONS, A.J.; LUK, S.H. Resistance to overland flow on desert hillslopes. *J. Hydrol.* v.88, 1986, p.343-363.

ACHITE, M.; OUIILLON, S. Suspended sediment transport a semiarid watershed, Wadi Abd, Algeria, (1973-1995). *Journal of Hydrology.* v.343, p. 187-202. 2007.

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.* V.33, n.2, p.117-127, 2003.

ANTONELI, V.; THOMAZ, E.L. Caracterização do meio físico da bacia do Arroio Boa Vista, Guamiranga – PR. *Revista Caminhos da Geografia: Uberlândia,* v.8, n.21, 2007. P.46-58.

ARAÚJO, J.C. Entropy-based equation to assess hillslope sediment production. *Earth Surface Processes and Landforms.* v,32, 2007, p.2005-2011.

ARMSTRONG, A.; QUINTON, J.N.; HENG, B.C.P.; CHANDLER, J.H. Variability of interrill erosion at low slopes. *Earth Surface Processes and Landforms,* v.36, p.97 – 106, 2011.

ASADI, H.;GHADIRI, H.; ROSE, C.W.; ROUHIPOUR, H. Interrill soil erosion processes and their interaction on low slopes. *Earth Surface Processes and Landforms,* v. 32, p.711-724, 2007.

ASSOULINE, S.; BEN-HUR, M. Effects of rainfall intensity and slope gradient on the dynamics of interrill erosion during soil surface sealing. *Catena,* v.66, p.211-220, 2006.

BACK, A.J. Medidas de vazão com molinete hidrométrico e coleta de sedimentos em suspensão. Boletim Técnico nº 130. EPAGRI, Florianópolis – SC. 58p, 2006.

BARRELLA W. As relações entre as matas ciliares os rios e os peixes. In: RODRIGUES, R.R.; LEITÃO FILHO; H.F. (Ed.) Matas ciliares: Conservação e recuperação, 2001.

BARROS, E.O.; MACIEL, G.F.; MAIA, F.G.; SCHMIDT, G. Caracterização fisiográfica da bacia hidrográfica do Córrego Tiúba, município de Palmas – TO. Revista Bras. Geografia, v.3, n.2. p.23-32, 2003.

BELL, F.C. Precipitation. In: Goodall, D.W.; PERRY, R.A. (Eds). Arid Land Ecosystems. Cambridge Univ. Press, Cambridge, pp. 373-393. 1979.

BELSKY, A.J.; MWONGA, S.M.; AMUNDSON, R.G.; DUXBURY, J.M.; ALI, A.R. Comparative effects of isolated trees on their undercanopy environments in high and low rainfall savannas. Journal of Applied Ecology, Oxford, v.30, p.143-155, 1993.

BERGKAMP, G.A. Hierarchical view of the interactions of runoff and infiltration with vegetation and microtopography in semiarid Shrublands. Catena. v.33, p.201-220, 1996.

BERLAMONT, J.; OCKENDEN, M.; TOORMAN, E.; WINTERWERP, J.A. Caracterização das propriedades sedimentar. Engenharia Costeira, 1993, p.110-128.

BERTOL, I.; MELLO, E.L.; GUADAGNIN, J.C.; ZAPAROLLI, A.L.V.; CARRAFA, M.R. Nutrients losses by water erosion. Science Agricultural, v.60, 2003. p.581-586.

BEZERRA, S.A.; CANTALICE, J.R.B.; CUNHA FILHO, M.; SOUZA, W.L.S. Características hidráulicas da erosão em sulcos em um Cambissolo do semiárido do Brasil. R. Bras. Ci. Solo, v.34, 2010, p.1325-1332.

BEZERRA, S.A.; CANTALICE, J.R.B. Erosão entre sulcos em diferentes condições de cobertura do solo, sob cultivo da cana-de-açúcar. R. Bras. Ci. Solo, v.30, 2006, p.565-573.

BLACKBURN, W.H. Factors influencing infiltration and sediment production of semi-arid rangelands in Nevada. Water Resources Research, 1977, v.11, n.6, p.929-937, 1975.

BISANTINO, T.; GENTILE, F.; LIUZZI, G. Continuous Monitoring of Suspended sediment load in Semi-arid environments. In: SEDIMENT TRANSPORT, 2011, v.34, p.295-312.

BHUNYA, P.K.; JAIN, S.K.; SINGH, P.K.; MISHRA, S.K. A sample conceptual model of sediment yield. Water Resour Manage. 2009.

BRAIDA, J.A.; CASSOL, E.A. Erodibilidade em sulcos e em entressulcos de um Podzólico Vermelho-Escuro franco arenoso. R. Bras. Ci. Solo, v.20, 1996, p.127-134.

BULYGINA, N.S.; NEARING, M.A.; STONE, J.J.; NICHOLS, M.H.; DWEPP: a dynamic soil erosion model based on WEPP source terms. Earth Surface Processes and Landforms, v.32, 2007, p.998-1012.

BULL, L.J., KIRKBY, M., 2002. Channel heads and channel extension. In: BULL, L.J., KIRKBY, M.J. (Eds.), Dryland Rivers: Hydrology and Geomorphology of Semi-Arid Channels. Wiley, Chichester, UK, pp. 263– 298.

BULL, L.J.; KIRKBY M.J. Gully processes and modelling. Progress in Physical Geography, v.21, 1997, p.354-374.

CANTALICE, J.R.B.; CUNHA FILHO, M.; STOSIC, B.D.; PISCOYA, V.C.; GUERRA, S.M.S.; SINGH, V.P. Relationship between bedload and suspended sediment in a sand bedded Exu River, semi-arid of Brazil. Hydrological Science Journal, in press, 2013.

CANTALICE, J.R.B.; BEZERRA, S.A.; OLIVEIRA, O.F.L.; MELO, R.O. Hidráulica e taxas de erosão em entressulcos sob diferentes declividade e doses de cobertura morta. *Revista Caatinga*, v.22, n.2, 2009, p.68-74.

CANTALICE, J.R.B.; SILVA, M.D.R.O.; RODRIGUES, J.J.V.; RODAL, M.J.N.; PESSOA, L.M. Estrutura lenhosa e hidrodinâmica do escoamento superficial em uma área de Caatinga. *Revista Caatinga*, v.21, n.4, p.201-211, 2008.

CANTALICE, J.R.B.; CASSOL, E.A.; REICHERT, J.M.; BORGES, A.L.O. Hidráulica do escoamento e transporte de sedimentos em sulcos em solo franco-argilo-arenoso. *R. Bras. Ci. Solo*, v.29, 2005, p.597-607.

CANTALICE, J.R.B. Escoamento e erosão em sulcos e em entressulcos em distintas condições de superfície do solo. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002. 141p. (Tese de Doutorado).

CARDOSO, C.A.; DIAS, H.C.T.; BOECHAT, C.P. Caracterização Morfométrica da Bacia Hidrográfica do Rio Debossan, Nova Friburgo/RJ. *Revista Árvore*, v.30, n.2, 2006, p.241-248.

CARVALHO, N.O. Hidrossedimentologia prática. 2. Ed. Rev. Atual. e Ampliada. Rio de Janeiro: Interciência, 2008. 372p.

CASALÍ, J.; GIMÉNEZ, R.; BENNETT, S. Gully erosion processes: monitoring and modelling. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.34, 2009, p.1839-1840.

CASSOL, E.A.; CANTALICE, J.R.B.; REICHERT, J.M.; MONDARDO, A. Escoamento superficial e desagregação o solo em entressulcos em solo franco-argilo-arenoso com resíduos vegetais. *Pesq. Agropec. Bras.*, v.39, 2004, p.685-690.

CASSOL, E.A.; LIMA, V.S. Erosão em entressulcos sob diferentes tipos de preparo e manejo do solo. *Pesq. Agropec. Bras.*, v.38, 2003, p.117-124.

CHARLTON, R. Fundamentals of Fluvial Geomorphology. Rutledge: London, 2007, 243p.

CHAVES, H.M.L. Métodos estocásticos para a estimativa da erosão sulcos e voçorocas. R. Bras. Ci. Solo. v.18, 1994, p.285-294.

CHORLEY, R.J.; SCHUMM, S.A.; SUGDEN, D.E. Geomorphology. Routledge, 605p. 1985.

CHOW, V.T. Open-channel hydraulics. New York, McGraw-Hill, 1959. 680p.

CHRISTOFOLETTI, A. Análise morfométrica de bacias hidrográficas. Notícia Geomorfológica, n.18, p.35-64, 1969.

COHEN, H.; LARONNE, J.B. 2005. High rates of sediment transport by flashfloods in the Southern Judean Desert, Israel. Hydrological Processes. 19:1687-1702.

COLLINS, A.D.; WALLING, D.E.; LEEKS, G.J.L. 1997. Fingerprinting origin of fluvial suspended sediment in large river basins: combining assessment of spatial provenance and source type. Geografiska Annaler 79A: 239-254.

CUNHA FILHO, M. Produção de sedimentos em suspensão e por carga de fundo na bacia hidrográfica do riacho Exu no semiárido Pernambucano. 2009, 215p. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife.

DEASY, C.; BRAZIER, R.E.; HEATWAITE, A.L.; HODGKINSON, R. 2009. Pathways of runoff and sediment transfer in small agricultural catchments. Hydrological Processes, v.23, p.1349-1358.

DIPLAS, P.; KUHNLE, L.; GLYSSON, D.; EDWARDS, T. Sediment transport measurements, In: Sedimentation Engineering: Process, Measurements, Modeling and practice. v.(a), p.307 – 309, 2008.

EDWARDS, T.K.; GLYSSON, G.D. Field methods for measurement of fluvial sediment. In: Techniques of Water-Resources Investigations of the U.S. Geological Survey (USGS). Reston, Virginia. 1999.

ELLIOT, W.J.; LIEBOW, A.M.; LAFLEN, J.M.; KOHL, K.D. A compendium of soil erodibility data from WEPP cropland soil field erodibility experiments, 1987 e 88. West Lafayette, The Ohio State University and USDA-ARS, 1989. (NSERL– National Soil Erosion Research Laboratory Report, 3).

ELTZ, F.L.F. & NORTON, L.D. Surface roughness changes as affected by rainfall erosivity, tillage, and canopy cover. Soil Sci. Soc. Am. J., v.61, 1997, p.1746-1755.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema Brasileiro de Classificação de Solos. 2. Ed. Rio de Janeiro, 2006. 306p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de solos. Manual de análises de solo. Rio de Janeiro. 1979.

ESTRANY, J.; GARCIA, C.; BATALLA, R.J. 2009. Suspended sediment transport in a small Mediterranean agricultural catchment. Earth Surface Processes and Landforms. v.34, p.929-940.

EVERAERT, W. Empirical relations for the sediment transport capacity of interrill flow. Earth Surf. Landforms. 16:53-532, 1991.

FANG, H.Y.; CAI, Q.G.; CHEN, H.; LI, Q.L. 2008. Temporal changes in suspended sediment transport in a gullied loess basin: the lower Chabagou Creek on the Loess Plateau in China. Earth Surface Processes and Landforms. 33: 1977-1992.

FAN, S.S. 1999. Sediment management at hydropower reservoirs. *International Journal of Sediment Research*, IRTCES. 14(2): 391-397.

FEITOSA, A.; SANTOS, B.; ARAÚJO, M.S.B. Caracterização morfométrica e identificação de áreas susceptíveis a erosão na bacia do rio Pajeú, PE: o Estudo de caso da bacia do rio Pajeú, PE. *Rev. Bras. Geografia Física*. v.4, 2011, p.820-836.

FERREIRA, C.W.S.; LIMA, C.S.; CAVALCANTI, L.C.S.; SANTOS, A.H.O. Caracterização morfométrica da bacia hidrográfica do açude Cachoeira II, no município de Serra Talhada – PE, Brasil. *Anais... VI Seminário Latino Americano de Geografia Física. II Seminário Ibero Americano de Geografia Física*. Coimbra, Portugal, 2010.

FLANAGAN, D.C.; ASCOUGH, J.C.; NEARING, M.A.; LAFLEN, J.M. The Water Erosion Prediction Project Model. In: *Landscape Erosion and Evolution Modeling*, Harmon, R.S.; DOE, W.W. (Eds). Kluwer: New York, 2001, p.145-199.

FLANAGAN, D.C.; NEARING, M.A. United States Department of Agriculture-USDA: Water Erosion Prediction Project. West Lafayette, National Soil Erosion Research Laboratory – NSERL, 1995. (Technical Documentation, 10).

FLANAGAN, D. C.; ASCOUGH II, J. C.; NICKS, A. D.; NICKS, A. D.; NEARING, M. A.; LAFLEN, J. M. Overview of the WEPP erosion prediction model. In: FLANAGAN, D. C.; NEARING, M. A. (Ed.). *Water erosion prediction project: hillslope profile and watershed model documentation*. West Lafayette: United States Department of Agriculture/National Soil Erosion Research Laboratory, 1995. p. 1.1-1.12 (NSERL Report, 10).

FOSTER, G.R.; LANE, L.J. Erosion by concentrated flow farm fields. In "Proceedings, D.B. Simons symposium on Erosion and Sedimentation". Colorado State University, Ft. Collins, CO, pp. 9.65-9.82. 1983.

FOSTER, G.R.; YOUNG, R.A.; NEIBLING, W.H. Sediment composition for nonpoint source pollution analyses. Transactions of the ASAE, v.28, 1985, p.133-139.

FOSTER, G.R. Modeling the erosion process. In: HANN, C.T.; JOHNSON, H.P.; BRAKENSIEK, D.L. (Eds.) Hydrologic modeling of small watersheds. St. Joseph, American Society of Agricultural Engineering, 1982, p.297-380.

FREITAS, F.J.; CANTALICE, J.R.B.; BEZERRA, S.A.; SILVA, M.D.R.O.; SANTOS, P. M.; CORREA, R.M.; LIMA, P.A.; FIGUEIRA, S.B. Erosão em entressulcos sob caatinga e culturas agrícolas. R. Bras. Ci. Solo, v.32, 2008, p.1743-1751.

GAO, P.; PASTERNAK, G.B.; BALI, K.M.; WALLENDER, W.W. Suspended-sediment transport in an intensively cultivated watershed in south-eastern California. Catena, v.69, p.239-252, 2007.

GARBRECHT, J.D.; STARKS, P.J. 2009. Watershed sediment yield reduction through soil conservation in a West-Central Oklahoma watershed. Ecohydrology. 2:313-320.

GARBRECHT, J.D. 2008. Multi-year precipitation variations and watershed sediment yield in a CEAP benchmark watershed. Journal of Soil and Water Conservation. 63 (2):70-76.

GARBRECHT, J.D.; STARKS, P.J. STEINER, J.L. 2006. The under appreciated climate factor in the conservation effects assessment project. Journal of Soil and Water Conservation. 61 (4):110-112.

GERITS, J.J.P.; LIMA, J.L.P.D.; BROEK, T.M.W.V.D. Overland flow and erosion. In: ANDERSON, M.G.; BURT, T.P. Process studies in hillslope hydrology. Chichester: John Wiley & Sons, 1990. P.173-214.

GHUIDEY, F.; ALBERTS, E.E. Interrill erodibility affected by cropping and initial soil water movement. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, v.37, 1994, p.1809-1815.

GIASSON, E.; CASSOL, E.A. Relações de erosão em sulcos com vazões aplicadas e doses de resíduos de trigo incorporados a um Plintossolo franco-argilo arenoso. *R. Bras. Ci. Solo*, v.20, 1996, p.117-125.

GRAY, J.R. Sediment data collection techniques. U.S. Geological Survey Training Course. Castle Rock and Vancouver, WA. 2005. CD-ROM.

GOMIDE, P.H.O.; SILVA, M.L.N.; SOARES, C.R.F. Atributos físicos, químicos e biológicos do solo em ambientes de voçorocas no município de Lavras – MG. *R. Bras. Ci. Solo*, v.35, 2011, p.567-577.

GORDON, N.D.; FINLAYSON, B.L.; McMAHON, T.A.; GIPPEL, C.J. *Stream hydrology: an introduction for ecologists*. 2. Ed. John Wiley and Sons, 2004, 429p.

GOVERS, G. Soil erosion process research: A state of the art. Brussel: Paleis der Academien, 53p. *Klasse der Wetenschappen, Jaargang 58, n.1*. 1996.

GUY, B.T.; DICKINSON, W.T.; RUDRA, R.P. Hydraulics of sediment-land on sheet low and the influence of simulated rainfall. *Earth Surf. Proc. Landforms*, v.15, p.101-118, 1990.

HAAN, C.T.; BARFIELD, B.J.; HAYES, J.C. *Design hydrology and sedimentology for small catcaments*. Academic Press. Elsevier, 1993.

HEARTHWAITE, A.L.; DILS, R.M.; LIU, S.; CARVALHO, L.; BRAZIER, R.E.; POPE, L.; HUGHES, M.; PHILIPS, G.; MAY, L. 2005. A tiered risk-based approach for predicting diffuse and point source phosphorus losses in agricultural areas. *The Science of the Total Environment*. 344 (1-3): 225-239.

HORTON, R.E. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, v.56, 1945, p.807-813.

HUDSON, N. Soil conservation. 3.ed. Ames: Iowa State University Press, 1995, 391p.

JULIEN, P.Y. Erosion and sedimentation. Melbourne: Cambridge University Press, 1995. 280p.

KINELL, P.I.A.; CUMMINGS, D. Soil/slope gradient interactions in erosion by rain-impacted flow. Trans. of the ASAE, St. Joseph, v.36, 1983. p.381-387.

KNIGHTON, D. Fluvial forms and processes, a new perspective. New York: Oxford University Press Inc. 1998.

KIRKBY, M.J.; BRACKEN, L.J. Gully processes and gully dynamics. Earth Surface processes and Landforms. v.34, 2009, p.1841-1851.

KNAPEN, A.; POESEN, J. Soil erosion resistance effects on rill and gully initiation points and dimensions. Earth Surface processes and Landforms. v.35, 2010, p.217-228.

KOMPANI-ZARE, M.; SOUFI, M.; HAMZEHZARGHANI, H.; DEHGHANI, M. The effect of some watershed, soil characteristics and morphometric factors on the relationship between the gully volume and length in Fars Province, Iran. Catena, Ed. 86, 2011, p.150-159.

LAFAYETTE, K.P.V.; CANTALICE, J.R.B.; COUTINHO, R.Q. Resistência à erosão em ravinas, em Latossolo argiloarenoso. R. Bras. Ci. Solo, v.35, 2011, p.2167-2174.

LAFLEN, J.M.; THOMAS, A.W. Crop land experiments for the WEPP Project. In: International Winter Meeting of the American Society of Agricultural Engineers, 1987. Illinois [Papers]. St. Joseph, American Society of Agricultural Engineers, 1987. 14p. (Paper nº 87-2544).

LANE, L.J.; FOSTER, G.R.; NICKS, A.D. Use of fundamental erosion mechanics prediction. St. Joseph: American Society of Agricultural Engineers, 1987. (ASAE Paper, 87-2540).

LANE, L.J.; HERNANDEZ, M.; NICHOLS, M. Processes controlling sediment yield from watersheds as functions of special scale. *Environmental Modelling & Software* 12, 1997, p.355-369.

LARONNE, J.B.; REID, I. Very high rates of bedload sediment transport by ephemeral desert rivers. *Nature*, 366; 148-150, 1993.

LEFRANÇOIS, J.; GRIMALDI, C.; GASCUEL-ODOUX, C.; GILLIET, N. 2007. Suspended sediment and discharge relationship to identify bank degradation as a main sediment source on small agricultural catchments. *Hydrological Processes*, v.21: 2923-2933.

LIU, H.; MORAN, C.J.; PROSSER, I.P. Modeling sediment delivery ratio over the Murray Darling basin. *Environmental Modelling & Software*, v,21, 2006, p.1297-1308.

LVOVICH, M.I.; KARASIK, G.Y.; BRATSEVA, N.L.; MEDVEDEVA, G.P.; MELESHKO, A.V. 1991. Contemporary intensity of the World land Intracontinental Erosion. USSR Academy of Sciences, Moscow.

MANER, S.B. Factors affecting sediment delivery rates in the red hills physiographic area. *Transaction of American Geophysics*, v.39, 1958, p.669-675.

MARTIN, C.; POHL, M.; ALEWELL, C.; KÖRNER, C.; RIXEN, C. Interrill erosion at disturbed alpine sites: effects of plant functional diversity and vegetation cover. *Basic and Applied Ecology*, v.11, p.619-626, 2010.

MEGNOUNIF, A.; TERFOUS, A.; BOUANANI, A. Production and transport of suspended sediment transport in the Upper-Tafna river basin (North West Algeria). *Rev. Sci. Eau*. v.16, n.3, p.369-380. 2003.

MERRIT, E. The identification of four stages during micro-rill development. *Earth Surface Processes and Landforms*, New York, v.9, 1984. p.493-496.

MERTEN, G.H.; MINELLA, J.P.G.; REICHERT, J.M.; MORO, M. Implicações do uso e manejo do solo e das variações climáticas sobre os recursos hídricos, *Tópicos em ciência do solo*. Viçosa, MG: SBCS, v.7, 2011, p.307-366.

MEYER, A.; MARTÍNEZ-CASASNOVAS, J.A. Prediction of existing gully erosion in vineyard parcels of the NE Spain: a logistic modelling approach. *Soil & Tillage Research*, v.50, 1999, p.319-331.

MEYER, L.D. & HARMON, W.C. Interrill runoff and erosion: Effects of row-sideslope, rain energy, and rain intensity. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, v.35, 1992, p.1199-1203.

MEYER, L.D. & HARMON, W.C. Multiple intensity rainfall simulator for erosion research on row side slopes. *Transactions of the ASAE*, St. Joseph, v.22, p.100-103, 1979.

MEYER, L.D.; FOSTER, G.R. & RÔMKENS, M.J.M. Source of soil eroded by water from upland slopes. In: *Present and prospective technology for predicting sediment yields and sources*. Washington, USDA, 1975. p.177-189.

MINELLA, J.P.G.; MERTEN, G.H.; REICHERT, J.M.; SANTOS, D.R. Identificação e implicações para a conservação do solo das fontes de sedimentos bacia hidrográficas. *R. Bras. Ci. Solo*, Viçosa, v.31, n.6, 2007. p.1637-1646.

MOLINIER, M.; ALBUQUERQUE, C.H.C.; CADIER, E. Análise da pluviometria e isoetas homogeneizadas no Nordeste Brasileiro. *SUDENE/DPG/PRN/HME*. Recife, 1994, 58p. (Hidrologia, 32).

MORRIS, G. L.; FAN, J. Reservoir Sedimentation Handbook: Design and management of dams, reservoirs and watersheds for sustainable use. MC Graw-Hill, New York, 890 p. 1998.

MOUNT, J.F.; FONG, J.C. California rivers and streams: the conflict between fluvial process and land use. University of California Press: California, 1995, 359p.

MUTUA, B.M.; KLIK, A.; LOISKANDL, W. Modelling soil erosion and sediment yield at a catchment scale: The case of Masinga Catchment, Kenia. Land Degradation & Development, v.17, 2006, p.557-570.

MUTUA, B.M.; KLIK, A. Development of a physically based model for estimation of spatial sediment delivery ratio for Lange remote catchments. Journal of Spatial Hydrology, v.5, n.2, 2005. p.45-59.

NEARING, M.A. The mechanics of soil detachment by raindrops and runoff. Eurasian Soil Science, v, 30, n.5, p.552-556, 1997.

NEARING, M.A.; NICHOLS, M.H.; STONE, J.J.; RENARD, K.G.; SMANTON, J.R. Sediment yield from unit-source watersheds at Walnut Gulch. Water Resour. Res. v.43, 2007.

NUNES, M.C.M.; CASSOL, E.A. Produção de sedimentos pela erosão em entressulcos em três Latossolo do Rio Grande do Sul. Ver. Bras. Engenharia Agrícola e Ambiental, v, 15, n.6, p.541-547, 2011.

OEURNG, C.; SAUVAGE, S.; SÁNCHEZ-PÉREZ, J.M. 2010. Dynamics of suspended sediment transport and yield in a large agricultural catchment, southwest France. Earth Surface Processes and Landforms. v,35:1289-1301.

OLIVEIRA, J.R.; PINTO, M.F.; SOUZA, W.J.; GUERRA, J.G.M.; CARVALHO, D.F. Erosão hídrica em um Argissolo Vermelho-Amarelo, sob diferentes padrões de chuva simulada. R. Bras. Eng. Agric. Amb., v.14, n.2, 2010, p.140-147.

PARSONS, A.J.; WAINWRIGHT, J.; BRAZIER, R.E.; POWELL, D.M. Is sediment delivery a fallacy?. *Earth Surface Processes and Landforms*, v.31, 2006, p.1325-1328.

PARKER, G.; TORO-ESCOBAR C.M. Equal mobility of gravel in streams: the remains of the day. *Water Resources Research*. v. 38, n.11, 1264p. 2002.

PEREIRA, J.A.A.; GOULART, R.M.; SILVA, M.L.N.; LOSCHI, R.A.; OGUSUKU, L.M.; COSTA, M.P. Caracterização dos atributos dos regolitos de uma voçoroca em Nazareno, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Ciências Agrárias* v.7, n.2, 2012, p.204-212.

PERIN, A.; GUERRA, J.G.M.; TEIXEIRA, M.G.; PEREIRA, M.G.; FONTANA, A. Efeito da cobertura viva com leguminosas herbáceas perenes na agregação de um Argissolo. *R. Bras. Ci. Solo*, v.26, 2002. p.713-720.

PIMENTEL, D.; HARVEY, C.; RESOSUDARMO, SICLAIR, K.; KURZ, D.; McNAIR, M.; CRIST, S.; SHPRITZ, L.; FITTON, L.; SAFFOURI, R.; BLAIR, R. Environmental and economic costs of soil erosion and conservation benefits. *Science*, v. 267. 1995. p.1117-1122.

PISCOYA, V.C. Manejo em bacia hidrográfica do riacho Jacu: Produção de sedimentos, dimensionamento de faixa de vegetação ciliar e salinidade da água em barragem subterrânea. 2012, 140p. Tese – (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal Rural de Pernambuco. Recife.

PISSARRA, T.C.T.; POLITANO, W.; FERRADURO, A.S. Avaliação de características morfométricas na relação solo-superfície da bacia hidrográfica do córrego Rico. Jaboticabal – SP. *Rev. Bras. Ciência do Solo*, n.28, p.297-305, 2004.

POESEN, J.; NACHTERGAELE, J.; VERSTRATEN, G.; VALENTIN, C. Gully erosion and environmental change: importance and research needs. *Catena*, v.50, n.4, 2003, p.91-133.

PONCE, V.M. Engineering hydrology. Principles and Practices, Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey, USA. 640p. 1989.

POWELL, D.M. Dryland Rivers: Processes and Forms. (cap. 12.) A.J. Parsons; A.D. Abrahams (eds.), Geomorphology of Desert Environments, 2nd ed., p. 333-373, 2009.

POWELL, D.M.; REID, I.; LARONNE, J.B.; FROSTIK, L. 1996. Bed load as a component of sediment yield from a semiarid watershed of the northern Negev. International Association of Hydrological Sciences, Exeter Symposium Publication. 236:389-397.

PROBST, J.L.; AMIOTTE-SUCHET, P.A. Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghred (North Africa). Hydrol. Sci. J. v.37, n.6, 1992, p.621-637.

RAUWS, G.; GOVERS, G. Hydraulics and soil mechanical aspects of rill generation on agricultural soils. Journal of Soil Science, v.39, 1988, p.111-124.

REICHERT, J.M.; VEIGA, M.; CABEDA, M.S.V. Selamento superficial e infiltração de água em solos do Rio Grande do Sul. R. Bras. Ci. Solo, v.16, 1994, p.289-298.

REID, I.; LARONNE, J.B. Bed load sediment transport in an ephemeral stream and a comparison with seasonal and perennial counterparts. Water Resource Res. v.31, n.3. 1995, p.773-781.

RENFRO, G. W. (1975) Use of erosion equations and sediment delivery ratios for predicting sediment yield. In: Present and Prospective technology for Predicting Sediment Yields and Sources, USDA - ARS-S-40. US Dept. Agric., Washington, p.33-45.

RICCOMINI, C.; ALMEIDA, R.P.; GIANNINI, P.C.F.; MANCINI, F. Processos fluviais e lacustres e seus registros. Cap. 11. Decifrando a Terra. 2. Ed. São

Paulo: Companhia Editora Nacional. Wilson Teixeira, Thomas Rich Fairchild; Maria Cristina Mota de Toledo; Fábio Taioli (Organizadores). 2009, p. 309-339.

RICHARDS, K. Sediment delivery and drainage network. In: Channel Network Hydrology. BEVEN, K.; M.J. KIRKBY, M.J.(Editors), 1993, p.221-254.

RODRÍGUEZ-BLANCO, M.L.; TABOADA-CASTRO, M.M.; TABOADA-CASTRO, M.T. Sources and sediment yield from a rural catchment in humid temperate environment, northwest Spain. Earth surface processes and Landforms, v.35, 2010, p.272-277.

RODRIGUES, F.M.; PISSARRA, T.C.T.; CAMPOS, S. Caracterização morfométrica da microbacia hidrográfica do córrego da fazenda Glória, município de Taguatinga, SP. Rev. Irriga, v.15, 2008, p.310-322.

ROEHL, J.E. Sediment source areas, and delivery ratios influencing morphological factors, International Association of Hydrological Sciences, v.59, 1962, p.202-213.

RÖMKENS, M.J.M.; WANG, J.Y. Soil roughness changes from rainfall. Trans. Am. Soc. Agric. Eng., v.30, 1987, p.101-107.

RONDEAU, B.; COSSA, D.; GAGNON, P.; BILODEAU, L. 2000. Budget and sources of suspended sediment transport in the St. Lawrence River. Canadá. Hydrological Processes, 14: 21-23.

SALGADO, C.M.; SILVA, T.P.; PEIXOTO, M.N.O.; MOURA, J.R.S. Análise espaço-temporal da erosão linear no médio-baixo Vale do Ribeirão do Secretário (Paty do Alferes/RJ). Revista Brasileira de Geomorfologia, v.9, n.1, 2008, p.75-85.

SCHÄEFER, M.J.; REICHERT, J.M.; CASSOL, E.A.; ELTZ, F.L.F.; REINERT, D.J. Erosão em sulcos em diferentes preparos e estados de consolidação do solo. R. Bras. Ci. Solo, v.25, 2001 p.419-430.

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

SIDORCHUK, A. Dynamic and static models of gully erosion. Catena, v.37, 1998. p.401-414.

SIDORCHUK, A.; SIDORCHUK, A. Model for estimating morphology. Modelling Soil Erosion, Sediment Transport and Closely Related Hydrological Processes (Proceedings of a symposium held at Viena. IAHS Public. v.249, 1998.

SILVA, G.R.V.; SOUZA, Z.M.; MARTINS FILHO, M.V.; BARBOSA, R.S.; SOUZA, G.S. Soil, water and nutrient losses by interrill erosion from Green cane cultivation. R. Bras. Ci. Solo, v.36, p.963-970, 2012.

SILVA, L.; LIMA, E.R.V.; ALMEIDA, H.A.; COSTA FILHO, J.F. Caracterização Geomorfométrica e Mapeamento dos Conflitos de Uso na Bacia de Drenagem do Açude Soledade. Recife, Rev. Bras. de Geografia Física, v. 03, 2010, p.112-122.

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

SIMONS, D.B.; SENTÜRK, F. Sediment transport technology. Fort Collins, Water Resources Publications, 807p. 1992.

SINGH, P.K.; BHUNYA, P.K.; MISHRA, S.K.; CHAUBE, U.C. 2008. A sediment graph model based on SCS-CN method. Journal of Hydrology. 349: 244-255.

SINGH, V.P. Analytical solutions of kinematic for erosion on a plane: II Rainfall of finite duration. Adv. Water Res., 6:88-95, 1983.

SLATTERY, M.C.; BRYAN, R.B. Hydraulic conditions for rill incision under simulated rainfall: A laboratory experiment. Earth Surf. Proc. Landf., v.17, 1992, p.127-146.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Soil Science Society of America, Madson. 2001 (www.soils.org).

STRAHLER, A.N. Hypsometric (área-altitude) analysis and erosion topography. Geological Society of America Bulletin, v.63, p.1117-1142, 1957.

SUDENE – Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. Dados pluviométricos mensais do Nordeste. Recife: SUDENE, 1990.

TEODORO, V. L. I. ; TEXEIRA, D.; COSTA, D. J. L.; FULLER, B. B. O conceito de bacia hidrográfica e a importância da caracterização morfométrica para o entendimento da dinâmica ambiental local. Revista Uniara, n.20, 2007.

TONELLO, K. C.; DIAS, H. C. T.; SOUZA, A. L.; RIBEIRO, C. A. A. S.; LEITE, F. P. Morfometria da bacia hidrográfica da cachoeira das pombas, Guanhães - MG. Revista Árvore, v.30, n.5, 2006, p.859-857.

TOOTH, S. Process, form and change in Dryland rivers: a review of recent research. Earth-Science Reviews, v.51, pp.67-107, 2000.

TUCCI, C.E.M.; SILVEIRA, A.L.I. Hidrologia: Ciência e Aplicação. 4.ed. 1ª reimpressão. Porto Alegre: Editora da UFRGS/ABRH, 2009.

TUCCI, C.E.M. Regionalização de vazões. Porto Alegre: UFRGS, 2002.

TUCCI, C.E.M. (Org.) Hidrologia: ciência e Aplicação. 2.ed. Porto Alegre: Editora da Universidade, 1993, 943p.

UNEP. UNITED NATIONS ENVIRONMENTAL PROGRAMME. World atlas of desertification. London: Edward Arnold, 1997. 182p.

U.S. Soil Conservation Service (1973). A Method for Estimating volume and Rate of Runoff in Small Watersheds. SCS-TP -149, Washington. D.C.

USDA – NRCS. Sediment sources, yields, and delivery ratios. National Engineering Handbook, Section 3, Sediment, Washington, 1979.

USGS – United States Geological Survey. Techniques of Water Resources Investigations. Washington, 1973.

VALENTIN, C.; POESEM, J. & LI, Y. Gully erosion: Impacts, factors and control. *Catena*, v.63, 2005, p.132-153.

VANONI, V.A. (Ed). Sedimentation Engineering. ASCE Manuals & Reports on Engineering Practice n.54. American Society of Civil Engineers, New York, 1975.

VENTE, J. de; POESEN, J; ARABKHEDRI, M; VERSTRAETEN, G. The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography* 31(2), 2007.155–178 p.

VILLELA, S.M.; MATTOS, A. Hidrologia aplicada. São Paulo: McGraw-Hill do Brasil, 1975, 245p.

WALLING, D.E. Linking the field to the river: sediment delivery from agricultural land. In: *Soil Erosion on Agricultural Land*. Ed: BOARDMAN, J.; FOSTER, I.D.L.; DEARING, J.A. Wiley, Chichester, 1990. p.129-152.

WALLING, D.E. The sediment delivery problem, *Journal of Hydrology*. v.65, 1983, p. 209-237.

WALLING, D. E.; FANG, D. Recent trends in the suspended sediment transport modulus of the world rivers. *Global Planet. Change*, v.39, p.111-126, 2003.

WALLING, D.E.; KLEO, A.H.A. 1979. Sediment yields of rivers in areas of low precipitation. *Hydrology of areas of low precipitation*. International Association of Hydrological Sciences Publication. 128: 479-493.

WARD, A.D.; TRIMBLE S.W. Environmental hydrology, New York: Lewis Publishers. 2004.

WATSON, D.A.; LAFLEN, J.M. Soil strength, slope, and rainfall intensity effects on interrill erosion. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, v.29, 1986, p.98-102.

WREN, D.G.; KUNHLE, R.A. Measurements of coupled fluid and sediment motion over mobile sand dunes in a Laboratory flume. *International Journal of Sediment Research*. 23 (4): 329-337. 2008.

WILLIAMS, J.R. Sediment yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: USDA-ARS (Ed.) *Present and Prospective technology for prediction sediment yield and sources*, Washington, Handbook S-40, 1975, p.244-252.

WILLIAMS, J.R.; BERNDT, H.D. (1972). Sediment yield computed with universal equation. *Proc. of the Am. Soc. Civ. Eng., Journal of Hydrology*. Div. 98 (HY2): 2.078-2.098.

WISCHMEIER, W.H.; SMITH, D.D. *Predicting rainfall erosion loss: a guide to conservation planning*. Washington: USDA, Agriculture Handbook, 1978. 537p.

WOOLHISER, D.A.; LIGGETT, J.A. Unsteady one-dimensional flow over a plane – rising hydrograph. *Water Res.*, 3:753-771, 1967.

YANG, C.T. Bed-load transport. In: *Sediment Transport: Theory and practice*. McGraw-Hill, 1996. p.90-121.

YOUNG, R.A.; ONSTAD, C.A. Characterization of rill and interrill eroded soil. *Trans. Am. Soc. Agric. Eng.*, v.21, 1978, p.1126-1130.

ZABALETA, A., MARTÍNEZ, M.; URIARTE, J.A.; ANTIGÜEDAD, I. 2007. Factors controlling suspended sediment yield during runoff events in small headwater catchment of the Basque Country. *Catena*. 71: 179-190.

ZAPE – Zoneamento Agroecológico do Estado de Pernambuco. Recife: Embrapa, 2002.

ZARTL, A.S.; KLIK, A.; HUANG, C. Soil detachment and transport processes from interrill and rill areas. *Phys. Chem. Earth*, v.26, 2001, p.25-26