

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS RURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
ENGENHARIA FLORESTAL**

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DOS
PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS EM
BACIAS HIDROGRÁFICAS FLORESTAIS NO
SUL DO BRASIL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Miriam Fernanda Rodrigues

Santa Maria, RS, Brasil

2011

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DOS PROCESSOS
HIDROSEDIMENTOLÓGICOS EM BACIAS
HIDROGRÁFICAS FLORESTAIS NO SUL DO BRASIL**

Miriam Fernanda Rodrigues

Dissertação apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, Área de Concentração em Silvicultura, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Engenharia Florestal.**

Orientador: Prof. José Miguel Reichert

Santa Maria, RS, Brasil

2011

R696m Rodrigues Miriam Fernanda

Monitoramento e modelagem dos processos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas florestais no Sul do Brasil / por Miriam Fernanda Rodrigues. – 2011.

202 p. : il. ; 30 cm

Orientador: José Miguel Reichert.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Rurais, Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal, FS, 2011

1. Hidrologia 2. Sedimentologia 3. Produção de sedimentos 4. Escoamento superficial 5. Floresta de Eucaliptos 6. Bacias hidrográficas florestais 7. Sul do Brasil I. Reichert, José Miguel II. Título.

CDU 556.51(816.5)

Ficha catalográfica elaborada por Simone G. Maisonave – CRB 10/1733
Biblioteca Central da UFSM

Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Rurais
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**MONITORAMENTO E MODELAGEM DOS PROCESSOS
HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS
FLORESTAIS NO SUL DO BRASIL**

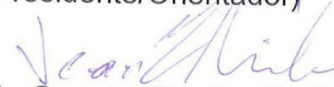
elaborada por

Miriam Fernanda Rodrigues

como requisito parcial para a obtenção do grau de
Mestre em Engenharia Florestal.

COMISSÃO EXAMINADORA


José Miguel Reichert, PhD (UFSM)
(Presidente/Orientador)


Jean Paolo Gomes Minella, Dr. (UFSM)


Nadia Bernardi Bonumá, Dr. (UFPEl)

Santa Maria, 31 de outubro de 2011

AGRADECIMENTOS

Ao professor José Miguel Reichert, pela orientação, coleguismo, confiança e amizade, não só por acreditar que seria possível desenvolver o trabalho aqui apresentado, mas também por ser um exemplo de profissional e de vida.

Ao professor Jean Paolo Gomes Minella, pela compreensão, auxílio e orientação concedidos nos momentos de dúvida e pela amizade.

Aos professores dos Programas de Pós-Graduação em Engenharia Florestal e em Ciência do Solo da Universidade Federal de Santa Maria.

Aos funcionários dos Departamentos de Solos e de Engenharia Florestal da Universidade Federal de Santa Maria.

À Universidade Federal de Santa Maria e aos Departamentos de Engenharia Florestal e de Solos, não só pela oportunidade e infraestrutura concedidas para realização da Graduação e Mestrado, mas também pelas atividades de Iniciação Científica.

À Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pela concessão de bolsa de estudos.

À empresa CMPC Celulose Riograndense, por não só conceder a área experimental, mas também disponibilizar recursos financeiros para a realização deste trabalho.

Aos meus pais, Hermecildo e Nadir Maria Serina Rodrigues, e aos meus irmãos, Paulo Roberto Rodrigues e Lilian Alessandra Rodrigues, por tudo o que eles representam para mim.

A todos os familiares e amigos, pelo incentivo e compreensão com o tempo dedicado à execução deste trabalho.

Aos colegas de curso, pela ajuda e amizade em todos os momentos.

Aos colegas integrantes do Laboratório de Física do Solo, pela ajuda e incentivo.

Aos amigos Alan Ébano de Oliveira, André de Oliveira, André Pellegrini, Bernardo Rodrigues da Silva, Bruno Roberto Pereira de Aguiar, Camila Augusti Osmari, Cláudia Alessandra Peixoto de Barros, Douglas Rodrigo Kaiser, Fábio Malmann, Fabrício de Araújo Pedron, Greissi Tente Giraldi, Jean Paolo Gomes Minella, José Miguel Reichert, Leandro Dalbianco, Lenise Raquel Mentges, Lilian Alessandra Rodrigues, Lorenzo Rolin da Silva, Luis Eugênio Jacobs, Márcia Luciane Kochem, Michel André Miguel, Miguel Antão Durlo, Nadia Bernardi Bonumá, Pablo Miguel, Patrícia Pértile, Paulo Ivonir Gubiani, Paulo Roberto Rodrigues, Rafael Daniel Mundt, Rafael Ramon, Rafael Ziani Goulart, Tales Tiecher, Michele Moro, Henrique Felipetto, pelas conversas, discussões e contribuição para a melhoria e qualidade do trabalho.

A todos que contribuíram, de forma direta ou indireta, para a realização deste trabalho.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Florestal
Universidade Federal de Santa Maria

MONITORAMENTO E MODELAGEM MATEMÁTICA DOS PROCESSOS HIDROSSEDIMENTOLÓGICOS EM BACIAS HIDROGRÁFICAS FLORESTAIS NO SUL DO BRASIL

AUTORA: MIRIAM FERNANDA RODRIGUES

ORIENTADOR: JOSÉ MIGUEL REICHERT

DATA E LOCAL DA DEFESA: SANTA MARIA, 31 DE OUTUBRO DE 2011.

O efeito das florestas de eucalipto nos processos hidrossedimentológicos tem sido pouco explorado pela comunidade científica, o que resulta em banco de dados contendo informações incipientes relacionadas a esses efeitos, principalmente na escala de bacias. O monitoramento e a modelagem matemática são reconhecidos como eficientes ferramentas científicas para suprir a carência de informações, principalmente na gestão dos recursos naturais, na representação e na predição desses processos. Nesse sentido, objetivou-se com este estudo, descrever os dados do monitoramento, avaliar os efeitos dos cultivos de eucalipto nos processos hidrossedimentológicos, calibrar os parâmetros de entrada e verificar o potencial de aplicação do modelo *Limburg Soil Erosion Model* (LISEM) na representação dos processos hidrológicos de bacias hidrográficas embutidas, com cobertura florestal. O estudo foi desenvolvido em duas bacias hidrográficas florestais situadas em Eldorado do Sul – RS, sendo que a bacia possui área de drenagem de 94,46 ha e a sub-bacia, que se encontra à montante e embutida em relação à bacia, possui área de drenagem de 38,86 ha. O monitoramento hidrossedimentométrico teve início em fevereiro de 2011 e foi realizado no exutório das bacias, em duas seções automáticas, compostas de linígrafos, turbidímetros e pluviógrafos. O presente trabalho contemplou o monitoramento durante um período de seis meses, de 16/02/2011 a 15/08/2011. Os resultados do monitoramento demonstram que os períodos com maior volume de precipitação apresentaram aumento significativo nos picos de vazão em relação aos intervalos mais secos, assim como aumento na concentração de sedimentos em suspensão, para a bacia e para a sub-bacia. Os eventos com maior intensidade máxima de precipitação demonstraram que a pequena área de drenagem e o relevo mais acentuado da sub-bacia geraram respostas rápidas na vazão e concentração de sedimentos. Para a bacia hidrográfica, na maioria dos eventos, ocorreu amortização da onda de cheia com hidrogramas menos íngremes e ocorrência após o pico de vazão da sub-bacia. A produção de sedimentos foi de 38,41 e 33,65 Mg km⁻², durante os seis meses de monitoramento para a bacia e para a sub-bacia, respectivamente. O modelo LISEM foi calibrado a partir de seis eventos de chuva. Os parâmetros de entrada utilizados para o modelo foram obtidos por meio de levantamentos realizados na bacia e de dados da literatura. Para avaliar a capacidade do modelo em representar os processos hidrológicos, foram utilizados hidrogramas medidos no exutório da bacia. A análise estatística aplicada foi o teste BIAS (Erro (%)) para os parâmetros vazão de pico, escoamento superficial direto e tempo de pico. Para avaliar a eficiência do modelo em reproduzir adequadamente o formato dos hidrogramas, foi utilizado o Coeficiente de eficiência Nash-Sutcliffe (COE) para os seis eventos utilizados na calibração. O modelo LISEM foi capaz de reproduzir adequadamente a vazão de pico e o escoamento superficial direto para os seis eventos utilizados na calibração, indicado pelos baixos erros percentuais. Por outro lado, o tempo de pico e a forma do hidrograma não apresentaram ajuste adequado, indicado pelos elevados erros e valores negativos para o erro e para o COE, respectivamente.

Palavras-chave: hidrologia. sedimentologia. produção de sedimentos. escoamento superficial. *Limburg Soil Erosion Model* (LISEM).

ABSTRACT

Master Dissertation
Post-Graduation Program in Forest Engineering
Federal University of Santa Maria

MONITORING AND MODELING OF HIDROSSEDIMENTOLOGIC PROCESSES IN FORESTRY WATERSHED IN SOUTHERN BRAZIL

AUTHOR: MIRIAM FERNANDA RODRIGUES

ADVISOR: JOSÉ MIGUEL REICHERT

DATE AND LOCAL OF PRESENTATION: SANTA MARIA, OCTOBER, 31st, 2011.

The effect of eucalyptus forests in hidrossedimentologic processes has been little explored by the scientific community, which results in a database containing information related to these incipient effects, especially at the watershed scale. The monitoring and the mathematical modeling are recognized as effective tools of science to supply the lack of information, particularly in natural resource management, in the representation and prediction of these processes. In this sense, the aim of this study was to describe the monitoring data to assess effects of eucalyptus cultivation in the hidrossedimentological processes, to calibrate the input parameters and to verify the potential application of the Limburg Soil Erosion Model (LISEM) in the representation of watershed hydrological processes embedded with forest cover. The study was conducted in two forest watersheds located in Eldorado do Sul - RS, and the watershed has an area of 94.46 ha and drainage sub-watershed, which is embedded in the amount and terms of the watershed, has a drainage area of 38.86 ha. The hidrossedimentometrical monitoring began in February 2011 and was conducted within the limits of the watershed in two automatic sections, composed of linigraph, turbidimeters and pluviographs. This work has included monitoring over a period of six months from 02/16/2011 to 08/15/2011. The sediment yield was determined by multiplying the data of sediment concentration and flow. The model LISEM was calibrated from six different rain events. The model input parameters were obtained through surveys conducted in the watershed and literature data. To evaluate the model ability in representing the hydrological processes hydrographs measured in the watershed exutory were used. The monitoring results demonstrated that periods with higher rainfall volume presented a significant increase in peak flows in relation to the driest intervals, as well as an increase in the suspended sediments concentration in the watershed and in the sub-watershed. The events with greater rainfall intensity demonstrated that the smallest drainage area of the sub-watershed generated faster answers in flow and sediment concentration. For the watershed, in most events occurred flood wave attenuation with least steeply sloping and lowest hydrograph peaks than the sub-watershed. Specifically, the sediment yield was 38.41 and 33.65 t km⁻², during the six months of monitoring for the watershed and for the sub-watershed, respectively. The magnitude of sediment yield was 0.77 t ha⁻¹ yr⁻¹ for the watershed and 0.67 t ha⁻¹ yr⁻¹ for the sub-watershed. The LISEM model was able to reproduce adequately the peak flow and direct runoff for the six events used for calibration. On the other hand, the peak time and shape of the hydrograph did not have adequate fit.

Keywords: hydrology. sedimentology. sediment yield. runoff. Limburg Soil Erosion Model (LISEM).

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Localização da Bacia (BH TD) e da Sub-bacia (Sub TD) hidrográfica do córrego do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	44
Figura 2 - Caracterização das curvas de nível da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	47
Figura 3 - Caracterização altimétrica da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS. Onde: Alt. Aprox. consiste na altitude aproximada, em metros.....	47
Figura 4 - Direção de fluxo para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	48
Figura 5 - Classes de solo da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	49
Figura 6 - Pipes localizados na área da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	52
Figura 7 - Uso do solo da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	53
Figura 8 - Uso do solo da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura: Área de Preservação Permanente composta por mata nativa (a), povoamento jovem, dois meses após a implantação (b), povoamento antigo com sub-bosque (c) e com uma espessa camada de serapilheira (d) sob o dossel dos povoamentos de eucalipto, Eldorado do Sul – RS.....	54
Figura 9 - Classificação da rede de drenagem da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	55
Figura 10 - Perfil longitudinal do curso de água principal da Bacia (a) e da Sub-bacia (b) do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	56
Figura 11 - Características da rede de drenagem da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura: canal com margens rochosas (a) e fundo com material pedregoso (b), deposição de sedimentos (c e d) e margens frágeis com inclinação (e) e tombamento (f) de árvores, Eldorado do Sul – RS.....	57
Figura 12 - Localização dos pontos de amostragem para caracterização físico-hídrica da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	59
Figura 13 - Localização dos pontos de realização dos ensaios de infiltração de água no solo, na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	59
Figura 14 - Seções de monitoramento hidrossedimentológico da Bacia (a) e da Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	61
Figura 15 - Dimensões do vertedor instalado na seção de monitoramento hidrossedimentológico da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	63

Figura 16 - Dimensões do vertedor instalado na seção de monitoramento hidrossedimentológico da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	63
Figura 17 - Amostrador de sedimentos em suspensão, do tipo USDH-48.	66
Figura 18 - Agitação do sedimento depositado no canal para que fique em suspensão (a) e coleta do sedimento (b).	68
Figura 19 - Curvas de calibração dos sensores de turbidez, utilizadas para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão e da produção de sedimentos para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.	69
Figura 20 - Amostrador de sedimento proveniente de transporte em arraste, do tipo BLH-84.	71
Figura 21 - Fluxograma simplificado do modelo LISEM. Adaptado: Jetten (2002). Onde: LAI: índice de área foliar; Cp: cobertura do solo; H: altura da vegetação; Ksat: condutividade hidráulica do solo saturado; θ : umidade do solo; RR: rugosidade superficial aleatória; n: coeficiente n de Manning; S: declividade; DD: direção de drenagem; As: estabilidade de agregados; h: lâmina de água; Ke: energia cinética; ϕ : tamanho de partícula; Coh: coesão do solo úmido.	80
Figura 22 - Perfilômetro utilizado para a determinação da rugosidade aleatória em distintos pontos, na área da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	94
Figura 23- Hietograma, hidrograma e sedimentograma da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura em todo o período de monitoramento, Eldorado do Sul - RS.	102
Figura 24 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma da Sub-bacia do horto florestal Terra Dura em todo o período de monitoramento, Eldorado do Sul - RS..	103
Figura 25 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 14/04/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	117
Figura 26 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 22/04/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	119
Figura 27 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 20/06/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	119
Figura 28 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 14/07/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	121
Figura 29 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 20/07/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	122
Figura 30 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 28/07/2011, para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	123

Figura 31 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 01/08/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	124
Figura 32 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 07/08/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS. *Sedimentograma da Sub-bacia incompleto devido à falha de registro pelo sensor.....	125
Figura 33 - Laços de histerese para eventos ocorridos na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	128
Figura 34 - Laços de histerese para eventos ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	129
Figura 35 - Relação entre a vazão média diária (Q) e a concentração média diária de sedimentos em suspensão (C _{ss}) para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	134
Figura 36 - Relação entre a vazão média (Q) e a concentração de sedimentos em suspensão média por evento (C _{ss}) para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	134
Figura 37 - Relação entre o escoamento superficial e a produção de sedimentos (PS) por evento para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	135
Figura 38 - Relação entre o escoamento superficial x a vazão máxima (Esc. sup. x Q máx) e a produção de sedimentos (PS) por evento para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	136
Figura 39 - Relação entre o coeficiente de escoamento superficial (C) e a produção de sedimentos (PS) durante os eventos, para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	137
Figura 40 - Discretização espacial do uso do solo gerada pelo SIG PCRaster utilizado nos testes preliminares considerando tamanhos de célula de 5 x 5 m (a) e de 20 x 20 m (b).	148
Figura 41 - Simulação do evento hidrológico ocorrido em 22/04/2011, considerando tamanho de pixel de 5 x 5 m, demonstrando o início da formação do escoamento superficial (a), propagação do escoamento superficial (b), chegada do escoamento e formação da onda de cheia (c), propagação da onda de cheia e formação de um pico de vazão adiantado (d), propagação da onda de cheia com vazão máxima (e) e chegada da onda de cheia ao exutório da bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.	151
Figura 42 - Simulação do evento hidrológico ocorrido em 22/04/2011, considerando tamanho de pixel de 5 x 5 m, demonstrando o início da formação do escoamento superficial (a), propagação do escoamento superficial (b), chegada do escoamento e formação da onda de cheia (c), propagação da onda de cheia e formação de um pico de vazão adiantado (d), propagação da onda de cheia com vazão máxima (e) e chegada da onda de cheia ao exutório da bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.	152
Figura 43 - Interface do modelo demonstrando os hidrogramas simulados, considerando tamanhos de célula de 5 x 5 m (a) e de 20 x 20 m (b).....	153

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Variabilidade mensal da precipitação e da erosividade da chuva para a região do município de Eldorado do Sul-RS, com base nas médias decendiais e mensais de precipitação pluvial, registrados na EEA/UFRGS, Eldorado do Sul - RS.....	46
Tabela 2 - Classes de solos, atributos e sua expressão geográfica obtidas no levantamento detalhado de solos realizado na bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS (Adaptado: COSTA et al., 2009).....	50
Tabela 3 - Granulometria para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	98
Tabela 4 - Densidade, porosidade e conteúdo de água disponível, para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	98
Tabela 5 - Retenção de água no solo para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	99
Tabela 6 - Condutividade hidráulica do solo saturado (Ksat) para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	100
Tabela 7 - Taxa de infiltração básica para três topossequências da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	100
Tabela 8 - Precipitação (ppt) mensal e total ocorrida no período de monitoramento, compreendido entre 16/02/2011 e 15/08/2011, na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	104
Tabela 9 - Variáveis hidrológicas observadas na Bacia e na Sub-bacia hidrográficas do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	105
Tabela 10 - Variáveis sedimentológicas observadas na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	107
Tabela 11 - Variáveis hidrossedimentológicas e componentes dos hidrogramas dos eventos ocorridos durante o período de 16/02/2011 a 15/08/2011, para a Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	112
Tabela 12 - Variáveis hidrossedimentológicas e componentes dos hidrogramas dos eventos ocorridos durante o período de 16/02/2011 a 15/08/2011, para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	113
Tabela 13 - Variáveis hidrossedimentológicas e histerese para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do Horto Florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	132
Tabela 14 - Vazão e produção de sedimentos específica observadas na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	142
Tabela 15 - Variáveis hidrossedimentológicas específicas dos eventos ocorridos durante o período de 16/02/2011 a 15/08/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.....	144
Tabela 16 - Características hidrológicas dos eventos utilizados na calibração do modelo LISEM.....	147

Tabela 17 - Parâmetros numéricos de entrada no modelo LISEM, em função do uso do solo da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.	148
Tabela 18 - Alteração percentual em relação ao valor inicial dos parâmetros utilizados na calibração do modelo LISEM para os eventos ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	156
Tabela 19 - Vazão máxima (Q máxima) para os eventos calibrados, ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.	159
Tabela 20 - Volume de escoamento superficial direto para os eventos calibrados, ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.....	160
Tabela 21 - Tempo de pico e coeficiente de eficiência do escoamento superficial direto para os eventos calibrados, ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.	161

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	17
1.1 Hipóteses	19
1.2 Objetivos	20
1.2.1 Objetivo geral.....	20
1.2.2 Objetivos específicos	20
2 REVISÃO DE LITERATURA	21
2.1 Processos erosivos em povoamentos florestais.....	21
2.1.1 Erosão	21
2.1.2 Sistemas de manejo e erosão em florestas	22
2.1.3 Perda de água	25
2.2 Monitoramento dos processos hidrossedimentológicos	26
2.3 Escalas hidrológicas e seus efeitos.....	30
2.3.1 Efeito de escala	30
2.3.2 Escala espacial.....	33
2.3.3 Estudos com o efeito de escala espacial.....	34
2.4 Modelos matemáticos para predição dos processos hidrossedimentológicos	36
2.5 LISEM (Limburg Soil Erosion Model)	40
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	43
3.1 Área de estudo	43
3.1.1 Localização	43
3.1.2 Clima.....	44
3.1.3 Relevo.....	46
3.1.4 Solos.....	48
3.1.4 Uso e ocupação	52
3.1.5 Caracterização da rede de drenagem.....	54
3.2 Caracterização físico-hídrica	58
3.3 Monitoramento	60
3.3.1 Monitoramento da precipitação.....	61
3.3.2 Monitoramento das descargas líquidas	62
3.3.3 Monitoramento da descarga sólida.....	63
3.3.3.1 Sedimentos transportados em suspensão.....	64
3.3.2.1 Sedimentos transportados em arraste	69
3.3.4 Avaliação do comportamento hidrossedimentológico da bacia	72
3.3.4.1 Hietogramas, hidrogramas e sedimentogramas	72

3.3.4.2 Histerese	73
3.3.4.2.1 Análise qualitativa da histerese	73
3.3.4.2.2 Análise quantitativa da histerese	74
3.3.5 Estimativa da produção de sedimentos.....	75
3.3.6 Taxa de transferência de sedimentos	76
3.4 Modelagem hidrológica.....	77
3.4.1 Fluxograma e funcionamento do modelo LISEM.....	79
3.4.1.1 Processos hidrológicos	82
3.4.2.1 Obtenção dos dados de entrada do modelo.....	90
3.5 Análise estatística	94
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES.....	97
4.1 Caracterização físico-hídrica	97
4.2 Monitoramento hidrossedimentológico	101
4.2.1 Escala diária e quinzenal	101
4.2.1.1 Dados pluviométricos	104
4.2.1.2 Variáveis hidrológicas	105
4.2.1.3 Variáveis sedimentológicas.....	106
4.2.2 Escala de eventos	108
4.2.2.1 Variáveis hidrossedimentológicas	110
4.2.2.1.1 Histerese	126
4.2.2.1.2 Relação entre variáveis hidrossedimentológicas.....	133
4.2.2.1.3 Produção de sedimentos.....	137
4.2.2.1.4 Taxa de transferência de sedimentos	140
4.2.2.2 Efeito de escala.....	140
4.2.2.2.1 Efeito de escala das variáveis hidrossedimentológicas avaliadas nos intervalos estudados	140
4.2.2.2.2 Efeito de escala para os eventos hidrossedimentológicos avaliados...	142
4.2.3 Análise de eficiência dos equipamentos e estruturas de monitoramento	145
4.3 Modelagem hidrológica.....	146
4.3.1 Eventos utilizados na calibração do modelo LISEM.....	146
4.3.2 Uso do solo e parâmetros numéricos de entrada no modelo	147
4.3.3 Calibração	148
4.3.4 Variáveis características do escoamento superficial	157
4.3.4.1 Vazão máxima.....	158
4.3.4.2 Volume do escoamento superficial.....	159
4.3.4.3 Tempo de pico e formato dos hidrogramas.....	160
5 CONCLUSÕES.....	163

6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS	165
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	167
ANEXOS	181

1 INTRODUÇÃO

A crescente demanda por produtos florestais e a preocupação com a preservação do meio ambiente implicam a necessidade de informações que possam servir como ferramentas para o manejo adequado dos recursos naturais. Com o objetivo de suprir a demanda por produtos de origem florestal, os plantios com espécies de rápido crescimento têm aumentado, principalmente com *Eucalyptus* ssp. Atualmente, além de áreas ocupadas com povoamentos florestais comerciais, áreas tradicionalmente agrícolas e com pecuária extensiva vêm sendo incorporadas ao sistema de produção florestal.

As florestas plantadas com espécies exóticas têm despertado grande preocupação às empresas do setor florestal, representantes de classe, organizações não governamentais e à sociedade em geral, em relação aos possíveis impactos sobre os recursos hídricos, especialmente quanto à demanda e qualidade da água, tendo em vista que altas taxas de crescimento podem estar associadas ao uso intensivo dos recursos naturais. Assim, em abril de 2008, foi publicada a resolução CONSEMA nº 187/2008 (RIO GRANDE DO SUL, 2008) normatizando todos os novos plantios a se enquadrarem ao Zoneamento para Atividade de Silvicultura, com estudos que contemplassem o balanço hídrico climatológico, considerando a precipitação, a evapotranspiração e a capacidade de armazenamento de água no solo, com o intuito de avaliar a disponibilidade hídrica para o desenvolvimento de espécies florestais, bem como o estabelecimento de padrões de qualidade ambiental e avaliação de impactos, tendo como unidade de planejamento a bacia hidrográfica. Entretanto, tem-se despendido menor a preocupação com os processos erosivos e de produção de sedimentos.

Informações sobre os processos hidrossedimentológicos que ocorrem em escala de bacia hidrográfica ainda são incipientes e o monitoramento contínuo dos processos que envolvem os fluxos de água, de sedimentos e de solutos é fundamental para o entendimento da dinâmica ambiental. Contudo, a obtenção dessas informações é trabalhosa, onerosa e seus resultados são obtidos em longo prazo.

As formações florestais têm a capacidade de interceptação e evaporação de parte da precipitação, o que reduz o efeito do impacto da gota de chuva sobre o solo. Contudo, as gotas pequenas podem se acumular formando uma gota maior e, por consequência, com maior energia e potencial erosivo. Nestas áreas, o escoamento superficial pode ser pequeno, devido à interceptação pelo dossel e pela maior capacidade de infiltração de água no solo. Por outro lado, verifica-se que o fluxo desse escoamento pode ocorrer abaixo da serapilheira, transportando partículas mais leves em suspensão.

Observa-se também que os processos erosivos são evidenciados nas áreas florestais não só pela presença de sedimentos depositados nas estradas, nos cursos de água, mas também, por locais erodidos nas áreas dos povoamentos e pelo desmoronamento dos taludes do canal, mesmo em bacias hidrográficas com povoamentos de eucaliptos estabelecidos e manejados de acordo com técnicas e práticas conservacionistas. Assim, os processos erosivos podem provocar a degradação do solo e da água e a redução da produtividade dos cultivos, na bacia hidrográfica em que ocorrem e propagar seus efeitos à jusante.

Os sistemas de produção florestal e a inserção de novas áreas a estes sistemas podem proporcionar impactos negativos ao ambiente, com aumento da erosão, da produção de sedimentos e das perdas de água. O conhecimento desses efeitos torna-se uma importante ferramenta para a tomada de decisões sobre o adequado uso e manejo dos recursos naturais, com vistas à sustentabilidade do ambiente. Assim, verifica-se a necessidade de conhecer a dinâmica dos processos erosivos, das fontes produtoras de sedimentos e dos locais de deposição, em áreas de formação florestal natural e naquelas que foram inseridas ao sistema de produção florestal.

Estudos desenvolvidos em bacias e sub-bacias, com distintas escalas, possibilitam abranger a magnitude e as especificidades dos processos. A bacia hidrográfica é representativa da dinâmica dos processos que lá ocorrem, pois a mesma abrange distintas classes de solos, usos, relevo e sistema fluvial. Noutra escala espacial, as sub-bacias apresentam peculiaridades específicas, tendo como vantagens a possibilidade de amostragem mais detalhada e o controle do monitoramento da área, além da propagação de seus efeitos à sua jusante.

Os processos que ocorrem em bacias hidrográficas são complexos e sua compreensão é fundamental para o adequado manejo dos recursos naturais. Nesse

sentido, a modelagem matemática dos processos hidrossedimentológicos constitui ferramenta importante para o entendimento dos processos, sendo que a calibração permite a representação de cenários futuros, úteis na gestão dos recursos naturais e zoneamento climático e ambiental.

O modelo Limburg Soil Erosion Model (LISEM) tem mostrado grande potencial para avaliar os efeitos de uso e manejo do solo nos processos erosivos em pequenas bacias hidrográficas agrícolas, devendo o seu potencial ser avaliado para áreas com cobertura florestal.

Diante do exposto, tem-se a necessidade de estabelecer redes de monitoramento contínuo dos processos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas de distintas escalas, com metodologias padronizadas. É importante que sejam realizados estudos de modelagem em áreas ocupadas por florestas, tendo em vista que a grande maioria dos modelos de predição da erosão e da produção de sedimentos foi desenvolvida para áreas agrícolas. Neste contexto, o presente estudo abrange o monitoramento dos processos erosivos e da produção de sedimentos associado à modelagem matemática de tais processos, que constituem ferramenta importante na gestão dos recursos naturais, bem como na simulação de cenários de uso e de ocupação do solo.

1.1 Hipóteses

Os processos hidrossedimentológicos em bacias hidrográficas florestais proporcionam respostas distintas na vazão e na concentração de sedimentos em função da escala em que os mesmos acontecem.

As bacias hidrográficas ocupadas com sistema de produção florestal são mais sustentáveis em relação às ocupadas com sistemas de produção agrícola, por produzirem menores quantidades de sedimentos.

O escoamento superficial em pequena bacia hidrográfica florestal pode ser representado satisfatoriamente mediante a utilização do modelo *Limburg Soil Erosion Model* (LISEM), após a calibração adequada.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo geral

O estudo tem como objetivo contribuir para a análise dos efeitos dos cultivos de eucalipto nos processos hidrossedimentológicos em duas bacias hidrográficas embutidas, na região central do Rio Grande do Sul (RS), mediante utilização de técnicas de monitoramento e modelagem matemática.

1.2.2 Objetivos específicos

- Estimar a descarga líquida e sólida nas duas bacias hidrográficas;
- Quantificar o efeito das florestas de eucalipto na vazão, no volume de escoamento superficial e na produção de sedimentos;
- Gerar um conjunto de dados representativos das bacias para a posterior aplicação, calibração e validação de modelos hidrológicos e erosivos, visando estabelecer cenários de uso e manejo do solo e mudanças climáticas;
- Identificar o processo erosivo operante nas bacias hidrográficas;
- Estimar a taxa de emissão de sedimentos (SDR) das bacias hidrográficas florestais;
- Parametrizar o modelo LISEM;
- Calibrar o modelo LISEM quanto à vazão máxima, ao volume de escoamento superficial e ao tempo de ocorrência da vazão máxima.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Processos erosivos em povoamentos florestais

2.1.1 Erosão

As paisagens naturais são resultantes de um longo e lento processo de formação, que envolve o intemperismo das rochas, e a consequente formação e erosão do solo. As perdas de solo têm aumentado acima das taxas aceitáveis quando relacionadas à pedogênese, resultando na degradação dos recursos naturais. De acordo com Minella (2003) e Sequinato (2007), as atividades que mais influenciam o ciclo hidrossedimentológico em bacias hidrográficas são o desmatamento, a agropecuária, a urbanização, a mineração, a construção de estradas, a retificação e o barramento dos cursos de água.

A erosão hídrica é um processo complexo que manifesta intensidade variável, dependendo da interação dos fatores: clima, solo, topografia, vegetação, uso do solo e práticas conservacionistas. Entre estes, a cobertura do solo é o fator determinante para a erosão hídrica, mas a rugosidade da superfície e as propriedades físicas na camada superficial e subsuperficial do solo também contribuem fortemente para a ocorrência de erosão (MARTINS et al., 2002; PIRES et al., 2006). De acordo com Belinasso (2002), a erosão superficial do solo em bacias hidrográficas desprotegidas é responsável pelo arraste de milhares de toneladas de solo fértil para dentro das calhas dos rios e, logo após, para os reservatórios de acumulação, provocando a perda da capacidade produtiva do solo, da capacidade de escoamento pelos rios e da capacidade de armazenamento dos reservatórios.

A cobertura do solo, proporcionada pelos resíduos culturais deixados na superfície, tem ação direta e efetiva na redução da erosão hídrica (ZHOU et al., 2002), pois promove a dissipação da energia cinética das gotas da chuva, de modo a possibilitar não só a redução da desagregação das partículas de solo e do selamento superficial, mas também o aumento da infiltração de água (PIRES et al., 2006). A conversão de áreas de vegetação natural permanente, principalmente de

florestas nativas, em outros sistemas de produção favorece o processo de degradação do solo, que faz diminuir a porosidade e proporciona o selamento da camada superficial. Isso tem como consequência a redução da capacidade de infiltração e de retenção de água no solo. Tal situação implica o aumento do deflúvio superficial e da erosão hídrica, resultando em uma rápida e intensa degradação do solo.

A percentagem de cobertura do solo proporcionada pelos resíduos culturais, bem como pelo dossel das florestas, é fundamental na redução das perdas de solo por erosão hídrica, observando-se boa eficácia já com 30% de cobertura. No entanto, a persistência de tal proteção nessa superfície irá depender do grau de incorporação dos resíduos culturais, assim como do método de preparo para a manutenção das propriedades e conservação do solo (PIRES et al., 2006).

As práticas de conservação do solo buscam à sua proteção contra os agentes erosivos, e à manutenção e ao aumento da estabilidade de seus agregados. Desse modo, busca-se elevar a resistência ao destacamento e ao transporte de partículas, aumentar a infiltração de água no solo e reduzir o escoamento superficial (FERREIRA et al., 2008). Um dos principais objetivos da conservação do solo é manter a erosão a uma taxa reduzida, de modo que a perda não exceda a taxa de formação do solo (FERREIRA et al., 2008).

A cobertura permanente do solo, pela vegetação e pela camada de serapilheira, faz com que as florestas e as pastagens sejam as formas de uso do solo que mais contribuem para a conservação deste (FERREIRA et al., 2008). Contudo, a crescente demanda por produtos de origem florestal tem condicionado o aumento de áreas para o plantio de povoamentos florestais comerciais, onde se tem a intensificação de uso do solo e a adoção de técnicas de cultivo que podem limitar ou reduzir a proteção, quando comparada àquela proporcionada pelo desenvolvimento de florestas nativas.

2.1.2 Sistemas de manejo e erosão em florestas

O dossel da floresta e a existência de uma rica camada de serapilheira são essenciais na redução da erosão hídrica, devido à capacidade de interceptação das

gotas de chuvas. De acordo com Ferreira et al. (2008), a erosão assume menor importância nos sistemas florestais, uma vez que a superfície do solo permanece coberta por vegetação ou por uma camada de serapilheira ou folhas (SCHOENHOLTZ et al., 2000; FERREIRA et al., 2008). As áreas florestais estarão apenas vulneráveis em períodos de tempo reduzidos, entre o corte final do povoamento e a sua regeneração ou novo plantio (FERREIRA et al., 2008).

Mesmo assim, processos erosivos são observados em sistemas florestais, principalmente em povoamentos plantados com espécies de rápido crescimento, onde o menor ciclo e o sistema de manejo e o preparo do solo podem proporcionar maior fragilidade ao sistema. Apesar da superfície do solo encontrar-se mais protegida sob as florestas, as operações de manejo, colheita, construção e manutenção de estradas aumentam a suscetibilidade à erosão nesses sistemas (SCHOENHOLTZ et al., 2000; SHERIDAN et al., 2006; OLIVEIRA, 2011). De acordo com Pires et al. (2006), os sistemas que adotam o plantio de eucalipto em nível, com relação a outros sistemas, mostram menos perdas e boa eficiência quanto à conservação do solo.

Os métodos de preparo do solo utilizados em áreas florestais no Brasil variam muito, mas podem ser divididos em sistemas de preparo convencional com amplo revolvimento das camadas superficiais mediante aração, gradagem e sistemas de cultivo mínimo, com o preparo de solo restrito às linhas de plantio, mantendo os resíduos culturais sobre a superfície. Este último tem se destacado no setor florestal nos últimos anos por garantir melhor conservação do solo e de suas propriedades (GONÇALVES; STAPE, 2002; MARTINS et al., 2003; BRITO, 2004; PIRES, 2004; MARTINS, 2005; PIRES et al., 2006).

A expansão de uso das técnicas de cultivo mínimo no manejo de florestas plantadas reflete a preocupação do setor na obtenção de produtos florestais com boa qualidade, produtividade e rentabilidade, sem prejudicar a qualidade do solo em relação aos atributos relacionados com a suscetibilidade à erosão hídrica (GONÇALVES; MELLO, 2000; PIRES et al., 2006). De acordo com Martins et al. (2003), essa erosão é um dos principais critérios a ser considerado quando se avalia a sustentabilidade de ambientes sob florestas.

A conservação dos recursos naturais tem despertado interesse de estudos quanto às perdas de solo e de água por erosão hídrica em áreas de plantios florestais. Dentre tais estudos, Ranzini; Lima (2002) verificaram que as perdas de um

Podzólico Vermelho-Amarelo variaram entre 0,03 e 0,08 Mg ha⁻¹ em bacias florestadas com eucalipto, sendo essas perdas consideradas baixas quando comparadas com as perdas de solo em uma mata nativa e com o limite de tolerância estabelecido para áreas experimentais semelhantes. Vital et al. (1999) observaram que as perdas de solo de um Podzólico Vermelho-Amarelo praticamente dobraram, chegando a 0,04 Mg ha⁻¹ por ano, no primeiro ano após o corte raso de eucalipto em uma bacia, contudo os valores foram significativamente menores do que os decorrentes do uso intensivo do solo (PIRES et al., 2006).

As perdas de solo na região dos Tabuleiros Costeiros do Espírito Santo foram estudadas por Martins et al. (2003), comparando três classes de solo sob cultivo de eucalipto. Os autores observaram que as perdas de solo variaram entre 0,21 e 3,20 Mg ha⁻¹ por ano, sendo pouco superiores aos verificados na mata nativa. Mesmo assim, as perdas são menores que as observadas em solo descoberto e estão abaixo do limite de tolerância médio estabelecido de 11,33 Mg ha⁻¹ por ano (MARTINS et al., 2003; PIRES et al., 2006).

Os valores de perda de solo obtidos em áreas cultivadas com *Eucalyptus grandis* em solo classificado como Areia Quartzosa reduziram do primeiro para o quarto ano, conforme estudo realizado por Lima (1996). No início do cultivo, as perdas variaram de 1,0 a 6,5 Mg ha⁻¹ por ano, decrescendo para 0,01 a 0,14 Mg ha⁻¹ por ano no quarto ano, enquanto na parcela sem cobertura vegetal as perdas de solo variaram de 3,2 a 11,32 Mg ha⁻¹ por ano (PIRES et al., 2006).

Ao avaliar as perdas de solo e de água por erosão hídrica no período pós-plantio, em diferentes sistemas de manejo de florestas de eucalipto sob Latossolo Vermelho-Amarelo muito argiloso e relevo ondulado, Pires et al. (2006) demonstraram que, entre os sistemas florestais, o eucalipto em nível foi o que mais se aproximou da mata nativa em termos de perdas de solo. Quanto à perda de água, os maiores valores estiveram relacionados ao sistema de plantio de eucalipto na direção do declive e com queima de restos culturais (PIRES et al., 2006), o que proporciona maior exposição do solo ao efeito dos agentes erosivos. Entretanto, os sistemas de manejo do eucalipto apresentaram perdas de solo inferiores ao valor limite de tolerância de 7,17 Mg ha⁻¹ por ano, determinado por Pires (2004).

No sul da China, Zhou et al. (2002) desenvolveram estudos hidrossedimentológicos em três bacias hidrográficas com predomínio de solo laterítico derivado de granito, sendo que uma dessas bacias era sob florestamento

misto, a outra com povoamentos de eucalipto e a última com solo descoberto. Tal estudo teve como objetivo quantificar o escoamento superficial e a erosão, bem como avaliar o efeito da presença de serapilheira nesses processos. Os autores observaram que os povoamentos com plantios de eucalipto proporcionaram redução significativa não só no escoamento superficial, como também na erosão quando comparados à área de controle sem vegetação. No mesmo estudo, foram encontrados valores para florestamento misto, eucalipto e solo descoberto, na ordem de 0,0003, 0,0091 e 0,0437 Mg ha⁻¹, respectivamente.

Neste contexto, cabe salientar que nem todo o material destacado de seu local, ou seja, proveniente da erosão bruta, é transportado para fora da bacia, devido à seletividade de partículas que cada modalidade de erosão apresenta no processo de remoção e transporte e devido à dinâmica hidrológica dos canais de drenagem da bacia. Assim, a produção de sedimentos consiste no sedimento que é transportado para fora da área da bacia e a razão entre a produção de sedimentos e a erosão bruta resultará na taxa de transferência de sedimentos (Sediment Delivery Ratio) (VESTENA, 2008).

2.1.3 Perda de água

Os maiores valores de perdas de água por escoamento superficial, observados nos sistemas de manejo da cultura do eucalipto, em relação à mata nativa e à pastagem plantada, estão atrelados à exposição do solo por ocasião da implantação dos sistemas. Somente depois de um ano de implantação é que esses sistemas formam sub-bosques, com tendência de decrescer a perda de água, igualando-se à da mata nativa (LIMA, 1996; VITAL et al., 1999; PIRES et al., 2006).

Um estudo desenvolvido por Pires et al. (2006), em que avaliaram as perdas de água e de solo em distintos sistemas de manejo florestal, indicou que houve variações nas perdas de água, independentemente das classes de declividade do terreno. Os autores observaram que as perdas de água são maiores para o sistema de manejo com eucalipto plantado na direção do declive (PIRES et al., 2006). Este fato evidencia a importância do emprego de adequados sistemas de manejo para manutenção e conservação dos recursos naturais.

2.2 Monitoramento dos processos hidrossedimentológicos

O entendimento dos processos que ocorrem em sistemas complexos, como nas bacias hidrográficas, possibilita a orientação para gestão de uso e manejo dos recursos naturais. De acordo com Vital et al. (1999), o manejo de bacias hidrográficas consiste no processo de orientação e organização do uso do solo, assim como dos recursos naturais, para a produção de bens e serviços, sem afetá-los adversamente.

Nesse sentido, a utilização dos recursos naturais de maneira adequada é possível mediante entendimento de como os processos hidrossedimentológicos de uma bacia hidrográfica respondem aos efeitos de uso e manejo do solo. De acordo com Vestena et al. (2007), os processos hidrossedimentológicos são complexos e compreendem a desagregação, o transporte, a sedimentação e a consolidação de sedimentos. Devido ao dinamismo e à complexidade com que ocorrem os processos relacionados à degradação do solo, o monitoramento das variáveis envolvidas é fundamental para a compreensão de tais processos (MINELLA, 2007; MINELLA; MERTEN, 2011). Em especial, a magnitude da produção e do transporte de sedimentos até a rede de drenagem é reflexo da degradação do solo (SEQUINATTO, 2007). As informações hidrológicas, para o planejamento e gerenciamento dos recursos naturais de uma bacia e a magnitude quali-quantitativa dos recursos hídricos está diretamente ligada ao processo de monitoramento (SEQUINATTO, 2007).

As condições locais, como natureza geológica, tipo de uso da terra, relevo, tipo de solo e clima exercem significativo efeito no regime hidrossedimentológico (HASNAIN; THAYYEN, 1999; MELLER, 2007). A precipitação, a vazão, a concentração de sedimentos em suspensão e a descarga de sedimentos de arraste são as principais variáveis envolvidas nos processos hidrossedimentológicos (MINELLA, 2007; MINELLA; MERTEN, 2011). Os sedimentos em suspensão compreendem as partículas de tamanho reduzido (silte e argila) as quais, por serem pequenas, se conservam em suspensão pelo fluxo turbulento. A carga em suspensão pode representar mais de 90% do material total transportado. Por outro lado, as partículas de tamanho maior, como as areias e os cascalhos, são roladas

ou deslizadas ou, ainda, saltam ao longo do leito dos cursos de água (VESTENA et al., 2007).

Durante os eventos de chuva, as partículas transportadas para o curso de água apresentam distintas granulometrias, e o processo de transporte irá variar de acordo com as condições locais e conforme o escoamento (BELINASSO, 2002). Os sedimentos presentes no curso de água são originados da erosão na área da bacia hidrográfica e da erosão no próprio leito e nas margens, sendo a descarga sólida total formada não só pelos sedimentos transportados em suspensão, como também por aqueles transportados por arraste e saltação, denominados sedimentos de fundo. Assim, a descarga sólida composta pelo sedimento de fundo representa somente a menor parte da descarga sólida total, de 5% a 10%, podendo chegar a 30% (BELINASSO, 2002). Tais eventos devem ser monitorados, pois durante os eventos de cheia há a possibilidade de quantificar a descarga sólida total.

A quantidade de sedimentos em suspensão pode variar consideravelmente no tempo, de modo a dificultar o entendimento da dinâmica dos sedimentos em suspensão a partir de medições pontuais em intervalos de tempo relativamente grandes. De acordo com Vestena et al. (2007), medições diárias podem esconder variações significativas de sedimento transportado em suspensão, principalmente em pequenas e médias bacias hidrográficas. Nesse sentido, o monitoramento constante permite a avaliação correta do transporte de sedimentos em suspensão, que é um dos fatores para a caracterização de bacias hidrográficas, quantificação de impactos do manejo do terreno, alterações antrópicas e também para estimar a sedimentação de reservatórios, lagos e estuários (VESTENA et al., 2007).

Nesse contexto, os estudos hidrossedimentológicos são fundamentais para a gestão integrada dos recursos naturais, embora se processem de forma lenta, geralmente porque as coletas regulares de dados e amostras, trabalhos de laboratório, processamento de dados e estimativas de parâmetros são onerosas, uma vez que exigem não só tempo, mas também muito esforço (VESTENA et al., 2007). Além disso, a medição pontual dos processos hidrossedimentológicos, principalmente relacionados à produção de sedimentos e ao escoamento superficial, é limitada por razões logísticas e financeiras (BELINASSO, 2002; SEQUINATTO, 2007; MINELLA; MERTEN, 2011). Devido a isso, as medições concentram-se no exutório da bacia hidrográfica, onde os processos e distúrbios que ocorrem nas

vertentes são integrados e expressos mediante alterações da vazão e da concentração de sedimentos (MINELLA, 2007; SEQUINATTO, 2007).

As situações com limitações financeiras podem ser superadas mediante estabelecimento de relação entre variáveis hidrológicas e o fluxo de sedimentos. Uma das alternativas consiste em estabelecer uma relação entre vazão e concentração de sedimentos instantânea para estimar o fluxo de sedimentos. Nesse caso, a concentração de sedimentos instantânea é correlacionada com a vazão instantânea para a construção de uma curva-chave. Essa curva-chave é gerada a partir do monitoramento de eventos de diferentes magnitudes. Com o estabelecimento da curva-chave, a descarga sólida é estimada a partir dos dados monitorados de vazão (MINELLA, 2007).

A obtenção da curva-chave de sedimentos deve ser realizada com cautela para reduzir as incertezas proporcionadas devido à sua utilização (SEQUINATTO, 2007). Os pares de dados de vazão e de concentração de sedimentos devem ser coletados durante um longo período de tempo e, principalmente, pois é nesse momento que ocorre o maior fluxo de sedimentos ocorre durante as cheias.

Para estabelecer a relação entre variáveis hidrológicas e o fluxo de sedimentos seria necessário monitorar a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão em alguns eventos e determinar a produção de sedimentos. Com os eventos medidos, deve-se estabelecer a relação entre a vazão máxima e a produção de sedimentos. Dessa forma, é possível estimar a produção de sedimentos de outros eventos a partir da concentração máxima (MINELLA, 2007).

A relação entre as duas variáveis deve ser construída com eventos de diferentes magnitudes e com medições frequentes para confirmar a funcionalidade da relação. Esse método pode gerar algumas incertezas nos resultados, mas é viável para estimar a produção de sedimentos em pequenas e médias bacias (MINELLA, 2007).

A utilização da curva-chave de sedimentos proporciona incertezas quanto à carga média de sedimentos transportada (CLARKE; MERTEN, 2006), pois essa utilização geralmente subestima os valores de descarga de sedimentos (MERTEN et al., 2006; SEQUINATTO, 2007). A qualidade dos resultados será melhor quanto maior a frequência de amostragem. Um número maior de amostragem em um menor intervalo de tempo aumenta a probabilidade de coincidir o momento da coleta com os eventos de cheia, os quais são responsáveis pela maior parte da produção de

sedimentos. A frequência de amostragens afeta, sensivelmente, a estimativa do fluxo de sedimentos em suspensão (MERTEN et al., 2006). A estimativa baseada em amostragens trimestrais não corresponde à estimativa de amostragem semanal, diária ou horária, podendo haver uma subestimativa da produção de sedimentos quanto maior for o intervalo entre as medidas (MERTEN et al., 2006; MINELLA, 2007; MINELLA; MERTEN, 2011).

Como alternativa para a obtenção contínua de dados, na ausência de colaboradores responsáveis pelo monitoramento manual, tem-se a possibilidade de agregar equipamentos automáticos que complementarão a obtenção de dados (MINELLA; MERTEN, 2011). A automatização para o monitoramento contínuo é efetuada principalmente com sensores de precipitação, nível e turbidez da água.

O monitoramento contínuo da turbidez da água com a utilização de sensores automáticos constitui uma alternativa para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão. De acordo com Vestena et al. (2007), a turbidez pode ser definida como a dificuldade da passagem de um feixe de luz por uma amostra, causada pela absorção e espalhamento desse feixe ao entrar em contato com as partículas em suspensão.

As unidades usadas para medir a turbidez são vinculadas ao tipo de sensor utilizado, sendo a unidade nefelométrica de turbidez (NTU) para o turbidímetro. O equipamento mede a propriedade ótica que causa a dispersão ou absorção de luz pelas partículas em suspensão. Tal aparelho é barato, simples de operar e permite a coleta contínua de dados. A partir disso, o valor da turbidez é correlacionado com a concentração de sedimentos obtidos em eventos de cheia (MINELLA; MERTEN, 2011).

Entretanto, a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão deve ser utilizada com cautela. Tendo em vista que partículas finas possuem turbidez específica muito maior que as partículas grossas, além de ser a medida de turbidez muito sensível à concentração de materiais finos e pouco sensível à areia (VESTENA et al., 2007). Assim, o uso da turbidez para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão exige a calibração do sensor, bem como a determinação de uma equação de regressão para converter o sinal medido em valores de concentração de sedimentos em suspensão. A equação de calibração é determinada a partir da utilização de um conjunto de amostras de sedimentos com concentração conhecida que se correlaciona com o valor medido pelo turbidímetro

(MINELLA, 2007). De acordo com Santos et al. (2001), sensores de turbidez calibrados apresentam uma excelente correlação linear entre concentração de sedimentos e turbidez para determinado tamanho e composição de partículas suspensas.

Assim, o monitoramento contínuo para estimativa da concentração de sedimentos em suspensão permite a obtenção de dados para pequenos intervalos de tempo, o que favorece na compreensão da dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica (VESTENA et al., 2007). Contudo, a utilização de sensores é uma metodologia complementar ao monitoramento (MINELLA; MERTEN, 2011) e seus resultados devem ser validados com dados pontuais diretos, coletados em campo e analisados em laboratório, para condições pluviais e fluviais distintas (VESTENA et al., 2007), que permitirão, também, a verificação do funcionamento e da calibração dos equipamentos.

2.3 Escalas hidrológicas e seus efeitos

2.3.1 Efeito de escala

O monitoramento de uma bacia hidrográfica pode fornecer indicações sobre as alterações que ocorrem nos recursos naturais como consequência de práticas de manejo. A bacia hidrográfica como unidade de análise e de planejamento permite identificar possíveis práticas que influenciam a sustentabilidade dos sistemas, sendo que tais práticas podem ser realizadas em diferentes escalas (RENNÓ, 2003), seja lavoura (gleba), encosta ou até mesmo, em sub-bacias ou bacia hidrográfica.

Em hidrologia florestal os estudos se concentram em pequenas bacias hidrográficas, as quais são comparáveis em tamanho aos compartimentos ou talhões de manejo florestal, sendo que a área dessas bacias varia entre 10 a 100 ha (LIMA, 2008). Para Borsato; Martoni (2004), bacias pequenas são aquelas com área inferior a 300 ha, bacias médias com área variando de 300 a 1000 ha, e bacias grandes com área superior a 1000 ha.

Na escala de bacias hidrográficas, é possível definir indicadores de sustentabilidade dos recursos hídricos, principalmente em pequenas e médias bacias. Rennó (2003) cita como exemplo a alocação das estradas, quando o traçado não considera as características da bacia, pois, a partir disso, elas constituem-se como focos permanentes de erosão, degradando tanto o potencial produtivo do solo, como a qualidade da água. Em bacias hidrográficas maiores, os indicadores de sustentabilidade dos recursos hídricos estão relacionados à disponibilidade de água, que pode ser quantificada pelo balanço hídrico (RENNÓ, 2003).

As escalas temporais e espaciais são diferentes para diversos fenômenos e processos hidroclimatológicos. Por isso, a área ou o tempo de influência deles são diferentes e, para situações diferentes, é provável que distintos processos interfiram em cada situação ou, simplesmente, interfiram diferenciadamente (BATISTA, 2006). Nesse sentido, a observação dos processos físicos deveria ser realizada na mesma escala que ocorrem e, a partir daí, derivar diretamente a melhor relação que descreveria o fenômeno físico. Entretanto, isso nem sempre é possível para qualquer escala da bacia hidrográfica (SILVA; EWEN, 2000; DAVI, 2004), tendo em vista que as observações, geralmente, acontecem em escala pontual e os processos hidrossedimentológicos acontecem simultaneamente, em distintas escalas.

O comportamento hidrológico de bacias hidrográficas de diferentes escalas apresenta informações incipientes. A relevância deste tipo de informação foi destacada por Minella et al. (2010b). Segundo eles, os efeitos de práticas de uso e manejo inadequados do solo e dos fenômenos climáticos globais, que alteram o regime das chuvas, comprometendo a recarga de aquíferos e impossibilitando a existência de escoamento subterrâneo (CASTILLO et al., 2003; CROKER et al., 2003), apresentam comportamento distinto de acordo com a escala em que os mesmos ocorrem (MELLO et al., 2007).

Os estudos relacionados aos efeitos de escala nos processos de escoamento superficial e de erosão do solo são de grande relevância tanto para bacias hidrográficas pequenas quanto para bacias hidrográficas médias. Em bacias maiores, os processos hidrológicos são afetados não só pelas variações dentro da bacia (clima, solo, vegetação, relevo, hidrografia), como também pelas não-linearidades destes processos (DAVI, 2004). Atualmente, a hidrossedimentologia está amplamente direcionada ao desenvolvimento e aprimoramento da representação de processos e de modelagem matemática. Para tanto, faz-se

necessário o entendimento de como os processos naturais acontecem em diferentes níveis de detalhamento espacial e em diferentes escalas de tempo.

A descrição e a caracterização detalhada dos processos hidrossedimentológicos nas escalas em que acontecem são, também, fundamentais para sua utilização na modelagem matemática dos distintos processos, uma vez que a modelagem tem demonstrado grande potencial ao servir de ferramenta para a descrição de processos naturais complexos, como aqueles que ocorrem em bacias hidrográficas. De acordo com Moro (2011), a erosão do solo e a produção de sedimentos em bacias são processos fisicamente difíceis de modelar, devido à complexidade dos fatores envolvidos que, geralmente, apresentam caráter não linear e são altamente dependentes do fator de escala.

Há possibilidade de não só detalhar a análise dos processos hidrológicos e sedimentológicos, como também apropriá-la aos pequenos intervalos de tempo e de espaço ou pode ser mais simples e genérica ao simular o comportamento de regiões inteiras e/ou longos períodos de tempo (RENNÓ; SOARES, 2003).

Para a modelagem matemática, alguns processos podem ser simulados, de modo a se considerar intervalos de tempo bastante pequenos (minutos, horas e dias) e escalas espaciais muito detalhadas (estômato, folha, planta), a partir disso os resultados podem ser também generalizados para intervalos de tempo maiores (dias, anos, décadas) e escalas espaciais menos detalhadas (comunidade, região) (BATISTA, 2006). Nesse sentido, a escolha da escala espacial e da temporal para monitoramento e caracterização deve ser feita em um nível apropriado de conceituação dos processos hidrológicos e sedimentológicos que seja compatível com o fenômeno observado (RENNÓ; SOARES, 2003; BATISTA, 2006).

A heterogeneidade espacial dos sistemas naturais em escala de bacia e a incerteza com a qual os processos ocorrem e, por isso, medidos em diferentes escalas (BATISTA, 2006), a dificuldade de representar os processos caracterizados e analisados na escala pontual para outras escalas da bacia hidrográfica e a dificuldade em descrever e representar a conectividade entre as distintas escalas espaciais tem limitado o monitoramento e a disponibilização de informações relativas ao efeito de escala, principalmente em pequenas e médias bacias hidrográficas. Ainda, a modelagem dos diferentes processos necessita de uma adequada caracterização e discretização. Contudo, tem-se verificado a falta de relação entre os parâmetros de modelos matemáticos com as diferentes configurações espaciais

encontradas na natureza (MEDIONDO; TUCCI, 1997). De acordo com Silva; Ewen (2000), a maioria dos modelos matemáticos não inclui em sua parametrização abordagens para a questão de escala e esse fato constitui uma grande limitação para a compreensão da interação entre as escalas. Tal interação é considerada um dos problemas mais complexos na modelagem matemática dos fenômenos físicos naturais e na transferência de informações entre escalas.

2.3.2 Escala espacial

A escala espacial tem grande importância, pois as variáveis hidrológicas alteram-se no espaço, de acordo com a posição e direção. Conforme Batista (2006), o tratamento em apenas uma dimensão é adequado na maioria dos casos de fenômenos terrestres. No entanto, verifica-se elevada variabilidade no interior do solo, nas três dimensões, podendo resultar em incompatibilidades na representação e caracterização de áreas mais abrangentes, principalmente quando são relacionados outros processos naturais, devido às diferenças dos tempos de resposta (BATISTA, 2006).

A bacia hidrográfica é, geralmente, considerada como um sistema agregado com propriedades espacialmente homogêneas; por isso, despreza-se a variabilidade espacial natural da bacia e as relações existentes entre seus componentes (RENNÓ; SOARES, 2003). Entretanto, a bacia hidrográfica pode ser dividida em sub-bacias, de modo que cada uma constitui um sistema agregado e são conectadas por cursos de água (BATISTA, 2006).

A escala espacial do processo pode referir-se a um período no espaço, ou pode ser relativo a uma escala de correlação, desde que as observações se baseiem em uma determinada relação entre as variáveis, estejam distribuídas no espaço e tenham certo grau de correlação (MEDIONDO; TUCCI, 1997). Porém, como a variabilidade das características físicas de uma bacia é grande, uma medida pontual dos processos nem sempre permite uma boa estimativa em uma escala maior. De acordo com Batista (2006), a variabilidade em bacias e sub-bacias tratadas envolve áreas enormes, enquanto que a variação de alguns processos ocorre em poucos centímetros.

2.3.3 Estudos com o efeito de escala espacial

O efeito de escala tem sido objeto de alguns estudos, já que é importante para a adequada descrição e caracterização dos processos naturais e dos efeitos desses processos no ambiente. Dentre tais estudos, Singh; Woolhiser (2002) observaram que a configuração das respostas hidrológicas muda com a escala espacial, sendo as heterogeneidades maiores nas escalas maiores, com o aumento do tamanho das bacias. Os autores observaram que, quando a escala espacial é estendida para o patamar das grandes bacias, o processo de geração do escoamento torna-se menos sensível às variações temporais da precipitação local ou às variações das características do solo, devido ao efeito atenuante das variáveis.

As várias possibilidades de observação para diferentes combinações de escalas de espaço e de tempo podem influenciar os efeitos que proporcionam a cobertura vegetal. De acordo com Pillar (1994), uma vegetação, que parece ser estável em uma grande extensão, mostra-se extremamente dinâmica em pequenas manchas, pois apresenta modificações quando observada a cada ano. No entanto, tais modificações não são vistas quando essa vegetação é observada em intervalos de 10 anos (BATISTA, 2006). Esse comportamento dinâmico influencia a interceptação da precipitação e, conseqüentemente, irá afetar tanto as taxas de infiltração, quanto as de escoamento superficial.

Um estudo desenvolvido por Simanton et al. (1996), com três diferentes métodos em 18 bacias no Estado do Arizona, Estados Unidos, indicou relação inversa entre o parâmetro CN do método Curva Número (CN) do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos e a escala da bacia.

Resultados semelhantes foram obtidos por Lacerda Júnior (2002) em um estudo que avaliou o efeito de escala sobre alguns parâmetros do modelo Niederschlag, Abfluss, Verdunstungs Modell (NAVMO), ao utilizar dados da Bacia Representativa de Sumé e da Bacia Experimental de Sumé. O autor observou que o parâmetro relacionado ao escoamento superficial (ALFA) e o parâmetro CN do Método Curva Número do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos diminuem com o aumento da área da bacia hidrográfica. A principal razão atribuída a

esse comportamento foi a da variabilidade espacial da precipitação na área e as perdas por infiltração nas grandes bacias hidrográficas (DAVI, 2004).

O efeito de escala sobre parâmetros de modelos matemáticos foi estudado por Lopes et al. (2003), que utilizaram os modelos Watershed Erosion Simulation Program (WESP) e Kinematic Runoff Erosion Model (Kineros2). Os autores avaliaram o efeito de área sobre os parâmetros dos modelos por meio da simulação dos processos em várias bacias, sendo a área variável de 100 m² (parcelas) e 140 km². Os resultados desse estudo mostraram que os principais parâmetros do modelo Kineros2 sofreram efeito de escala e que o parâmetro da equação de infiltração do modelo WESP variou com o tamanho da bacia hidrográfica (BATISTA, 2006). Desse modo, o efeito de escala constitui-se como uma grande fonte de incertezas na modelagem hidrológica, devido à variabilidade dos parâmetros usados no cálculo dos processos pelo modelo hidrológico. Entretanto, para superar as incertezas geradas nas simulações com modelos matemáticos, faz-se necessária a comparação entre os resultados preditos pelos modelos e aqueles observados. Segundo Lacerda Júnior (2002), tal comparação também deve ser realizada para avaliar o efeito de escala sobre os parâmetros do modelo hidrológico pela comparação, através de diferentes escalas e condições da superfície.

Ainda na Bacia Representativa de Sumé, Figueiredo (1998) utilizou o modelo System Hydrologique Européen Transport (SHETRAN) para a simulação do escoamento superficial. Observou que o coeficiente de Manning, utilizado nos cálculos da velocidade de fluxo e que depende de fatores como vegetação, superfície, forma do rio ou canal, varia ao aumentar com a escala da bacia. Lacerda Júnior (2002) verificou que o coeficiente de rugosidade de Manning também sofreu alterações, pois aumentou com a escala da bacia. De acordo com Davi (2004), a elevação do coeficiente de Manning com a escala da bacia pode ser justificada porque, para as escalas maiores, a rugosidade da superfície é maior, seja pela presença de vegetação ou pelo próprio relevo.

O efeito de escala foi avaliado por Meller (2007), que analisou um evento de cheia e os efeitos desse evento em três sub-bacias do rio Potiribu, sendo as sub-bacias Donato, Turcato e Taboão, com áreas de 1,10; 19,5 e 105 km², respectivamente. O autor observou o efeito de escala nas sub-bacias sobre o escoamento total, o subterrâneo e o subsuperficial, cujos parâmetros aumentaram com o aumento da área da bacia. Nas mesmas sub-bacias, Girardi et al. (2011)

observaram que, quanto menor a área da bacia, menor foi a capacidade de amortecimento e de armazenamento da chuva. Os autores observaram também que a amplitude entre vazões específicas, mínimas e máximas, é elevada na bacia de menor área e esta tendência diminuiu com o aumento da área de contribuição, evidenciando diferenças de velocidades na resposta de vazão aos eventos de chuvas intensas nas bacias analisadas.

Diante do exposto, observa-se que estudos, que avaliam o efeito escala, são desenvolvidos principalmente para análise hidrológica e utilização na modelagem matemática, ficando evidente a necessidade de estudos que avaliem e quantifiquem os processos erosivos e a produção de sedimentos em distintas escalas.

2.4 Modelos matemáticos para predição dos processos hidrossedimentológicos

Os processos erosivos, que ocorrem na escala da bacia, podem ser estudados e simulados mediante a utilização de modelos de predição de erosão e de produção de sedimentos (MERRITT et al., 2003). Vários modelos têm sido desenvolvidos com o objetivo de facilitar a compreensão dos processos hidrossedimentológicos, passando-se de uma abordagem empírica, como no caso da USLE (Universal Soil Loss Equation), para a utilização de modelos numéricos mais complexos. Com esses modelos, busca-se representar as interações entre as entradas como a precipitação na bacia e respostas como o escoamento superficial e produção de sedimentos (PAIVA, 2008).

A utilização de modelos hidrossedimentológicos é particularmente importante devido às limitações para a obtenção de dados em períodos contínuos e de extensão temporal, que sejam suficientes não só para a compreensão do ciclo hidrossedimentológicos, mas também para o desenvolvimento de diversos estudos ambientais. Esses modelos, devidamente calibrados e validados a partir de séries de dados observados de escoamento superficial e de erosão, constituem importante fonte de conhecimento da variação ao longo do tempo das vazões e da produção de sedimentos em bacias hidrográficas (PEREIRA, 2010).

Modelos empíricos são baseados em relações estatísticas entre variáveis consideradas importantes. Os parâmetros das equações são obtidos por calibração em parcelas experimentais. Nessas condições de grande controle experimental, estabelecem-se as relações entre os fatores controladores e as variáveis de interesse. Esses modelos necessitam de um pequeno número de variáveis em comparação com os modelos determinísticos, sendo úteis na identificação das áreas críticas de erosão (MINELLA et al., 2010b).

Os modelos conceituais são constituídos não só por um conjunto de fórmulas, que representa o sistema de modo simplificado, mas também por um conjunto de componentes interligados. Na estrutura desse conjunto, há, ainda, a incorporação de mecanismos de geração e de transferência de sedimentos. Desse modo, tais modelos incluem, também, uma descrição dos processos na bacia, mas sem a inclusão de detalhes das interações entre os processos. A partir disso, esses modelos permitem a inserção de dados sobre a variabilidade espacial e temporal, mesmo que com pouco detalhamento (MINELLA et al., 2010b).

Nos modelos de base física, os resultados são obtidos pela solução de equações físicas que descrevem os processos hidrológicos e erosivos. O uso dessas equações depende da obtenção ou estimativa dos parâmetros necessários, sendo uma limitação para áreas extensas e heterogêneas, onde não existem dados ou há baixo nível de detalhamento (MINELLA et al., 2010b; PETAN et al., 2010).

Os modelos de base física, especialmente distribuídos, representam uma alternativa para estimar a produção de sedimentos, considerando os fatores controladores dos processos erosivos na escala de bacia (DE ROO et al., 1996a,b; DE ROO; JETTEN, 1999). A estrutura de cálculo do modelo é baseada não só em conceitos da física do solo, da hidráulica do escoamento, mas também em conceitos relacionados aos processos de desagregação, transporte de sedimentos e propagação no canal. Assim, modelos distribuídos têm a capacidade de estimar a produção de sedimentos no exutório da bacia, na distribuição espacial da erosão e na deposição na bacia (MINELLA, 2007). Esses modelos exigem uma grande quantidade de parâmetros medidos e um número de eventos significativos tanto para a calibração, quanto para a validação dos resultados. A eficiência do modelo está baseada na comparação dos resultados simulados com os hidrogramas e sedimentogramas observados no exutório da bacia. Em relação à distribuição

espacial da erosão e sedimentação dentro da bacia, os resultados não possibilitam uma análise, porque há ausência de informações (MINELLA, 2007).

A quantificação das mudanças na produção de sedimentos em uma bacia deve considerar os processos que interferem na taxa de emissão de sedimentos. De acordo com Minella (2007), parte dos sedimentos erodidos, durante o período de erosão acelerada, dependendo das características dessa bacia pode ficar depositado no fundo de vales e dentro do canal, sem chegar ao exutório da bacia.

A redução na perda de solo, que se dá não só pela implementação de medidas conservacionistas, mas também pelas melhorias das práticas de cultivo, podem não refletir na redução da produção de sedimentos, porque os sedimentos armazenados nos antigos depósitos podem ser remobilizados (MINELLA, 2007). Por isso, a dimensão espacial e temporal do efeito do uso e do manejo do solo sobre a produção de sedimentos também precisa ser considerada.

Alguns modelos matemáticos utilizados na representação dos processos hidrossedimentológicos são descritos brevemente a seguir.

O modelo Universal Soil Loss Equation (USLE) visa quantificar as perdas de solo pelo processo de erosão hídrica, permitindo estimar a perda média anual provocada pela erosão laminar e pela erosão em sulcos, para um determinado uso (VALLE JUNIOR, 2008).

O modelo Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) é uma variação do modelo USLE. A MUSLE prevê o aporte de sedimentos, oriundo de pequenas e médias bacias hidrográficas, em determinado exutório da bacia (VALLE JUNIOR, 2008).

O modelo Sediment River Network (SEDNET) estima a geração e deposição de sedimentos de encostas, barrancos e margens de rios em uma rede fluvial como uma ferramenta para abordar questões de gestão da terra e da água na bacia hidrográfica ou em maior escala (MERRITT et al., 2003).

O modelo Simulator for Water Resources in Rural Basins (SWRRB) prevê os efeitos de uso e manejo do solo, assim como da vegetação no volume de água escoada e na produção de sedimentos em bacias rurais (PARANHOS, 2003).

O modelo Soil and Water Assessment Tool (SWAT) é do tipo distribuído, e a bacia hidrográfica pode ser dividida em sub-bacias de modo a refletir as diferenças de tipo de cobertura vegetal, de topografia e de uso do solo (PARANHOS, 2003).

O modelo Agricultural Non-Point-Sources Pollution Model (AGNPS) é um modelo que visa estimar a qualidade do escoamento em bacias agrícolas com ênfase no sedimento e nos nutrientes, comparando os efeitos de várias alternativas de conservação de solo (PARANHOS, 2003).

O modelo Areal Nonpoint Source Watershed Environment Response Simulation (ANSWERS) é constituído por um modelo hidrológico, por um modelo de transporte/destacamento de sedimentos e por componentes para modelar várias fases do movimento da água no solo, sendo todos submodelos físicos, partindo da equação da continuidade da fase líquida e sólida. O modelo permite aplicação por eventos (PARANHOS, 2003), característica que é similar ao modelo LISEM.

O modelo European Soil Erosion Model (EUROSEM) é designado para prever a erosão em eventos individuais e para avaliar as medidas de proteção do solo. O modelo utiliza a equação de balanço de massa para computar o transporte, a erosão e a deposição de sedimentos (VALLE JUNIOR, 2008).

O modelo Griffith University Erosion System Template (GUEST) é baseado em processos desenvolvidos para interpretar flutuações temporais na concentração de sedimentos do solo descoberto em eventos (MERRIT et al., 2003).

O modelo Kinematic Runoff Erosion Model (KINEROS) é um modelo físico, distribuído, orientado a evento, que descreve os processos de interceptação, de infiltração, de escoamento superficial e de erosão em pequenas bacias urbanas e rurais. Pode ser usado para determinar os efeitos de possíveis mudanças nas características da bacia, no hidrograma e no sedimentograma de uma seção qualquer (PAIVA, 2008).

O modelo Limburg Soil Erosion Model (LISEM) constitui um modelo da hidrologia e da erosão dos solos, em bases físicas, com objetivos de planejamento e de conservação (VALLE JUNIOR, 2008).

O Modelo Systéme Hydrologique Européen (SHE) consiste num modelo distribuído, de base física, cujas equações físicas são resolvidas através de um esquema de diferenças finitas. O modelo requer grande número de informações e uma estrutura computacional onerosa (SANTOS, 2009).

O modelo (TOPMODEL) é baseado, fundamentalmente, nas características topográficas da bacia hidrográfica, buscando reproduzir o comportamento hidrológico ao considerar as variáveis condicionantes de forma distribuída (PAIVA, 2008).

O modelo Watershed Erosion Simulation Program (WESP) é um modelo distribuído, físico, orientado a evento, desenvolvido para ser utilizado na simulação do escoamento e da produção de sedimentos em pequenas bacias hidrográficas (PAIVA, 2008; SANTOS, 2009).

O modelo Water Erosion Prediction Project (WEPP) é um modelo para pequenas bacias hidrográficas, baseado nos processos hidrológicos e de erosão. Tal modelo utiliza parâmetros distribuídos e simulação contínua, dividindo a bacia em células e em canais, o que possibilita a determinação espacial e temporal da perda de solos (VALLE JUNIOR, 2008).

Os diversos modelos hidrossedimentológicos existentes fornecem, geralmente, resultados diferentes quando aplicados a uma bacia específica. Portanto, a escolha de um modelo de simulação mais apropriado para uma região depende, não somente dos princípios conceituais, mas também da robustez, precisão, consistência e facilidade de parametrização desse modelo (PAIVA, 2008). De acordo com Moro (2011), não existe o melhor modelo para todas as aplicações. Merritt et al. (2003) afirmam que o modelo mais adequado dependerá da finalidade e das características da área de estudo.

Nesse contexto, o modelo de base física LISEM tem se mostrado promissor na estimativa dos processos hidrossedimentológicos para pequenas bacias hidrográficas rurais (KEIZER, 2005).

2.5 LISEM (Limburg Soil Erosion Model)

O modelo LISEM foi desenvolvido pelo Departamento de Geografia Física da Universidade de Utrecht e pela Divisão de Física do Solo do Centro Winand Staring (Wageningen), ambos na Holanda. Esse modelo vem sendo aplicado na Holanda e em países como Alemanha, Austrália, África do Sul, China, França, entre outros, tanto para planejar e simular o uso e a ocupação dos solos, quanto para investigar impactos ambientais, sobretudo aqueles relacionados ao solo e à água, advindos de atividades antrópicas. A grande utilização desse modelo deve-se ao fato de ser um modelo distribuído e estar completamente incorporado a um Sistema de Informações Geográficas (SIG) (GOMES et al., 2008; PEREIRA, 2010), facilitando a aplicação em

bacia hidrográfica, a interface com o usuário e a utilização de dados gerados pelo sensoriamento remoto (VALLE JUNIOR, 2008).

O LISEM é um modelo distribuído e de base física para pequenas e médias bacias agrícolas (entre 10 e 300 ha), que simula vazão e concentração de sedimentos durante eventos de chuva, além de fornecer o hidrograma, o sedimentograma, a erosão e a deposição distribuída na bacia, sendo sugerido para modelagem de processos em escala de bacia, eventos, efeito de uso e manejo, fluxos de água e sedimentos (PEREIRA, 2010).

Os processos básicos incorporados pelo modelo são: a precipitação, a interceptação, o armazenamento superficial nas microdepressões, a infiltração, o movimento vertical da água no solo, o escoamento superficial, o escoamento em canal, a desagregação do solo pelo impacto das gotas da chuva e das gotas de água das folhas, a capacidade de transporte e a desagregação do solo pelo escoamento superficial, sendo simulada também a deposição de sedimentos (JETTEN, 2002; MORO et al., 2009; PEREIRA, 2010). Constitui-se em um modelo da hidrologia e da erosão dos solos com objetivos de planejamento e conservação (VALLE JUNIOR, 2008), de modo a ser possível elaborar vários cenários de uso do solo, depois que o modelo estiver calibrado e validado. Mapas de erosão e de sedimentação dos diversos cenários podem ser comparados por subtração, pois pode indicar possíveis locais em que seria melhor aplicar técnicas de controle da erosão.

No LISEM, o movimento vertical da água no solo é simulado a partir da escolha de modelos de infiltração que se ajustam às condições do solo e do clima. A frequente utilização do modelo Green e Ampt, que exprime a infiltração em função dos parâmetros físicos, decorre da fácil obtenção dos parâmetros exigidos pelo modelo. O armazenamento da água na superfície utiliza o conceito de rugosidade aleatória. As equações de desagregação e transporte de sedimentos utilizam os conceitos de potência do escoamento. O escoamento superficial é simulado usando o método da onda cinemática juntamente com a equação de Manning. No modelo, para cada célula da grade, a precipitação e a interceptação pelas plantas são calculadas, depois a infiltração e o armazenamento superficial são subtraídos para obter o escoamento superficial líquido. Posteriormente, o fluxo inicial de erosão e de deposição é calculado usando o princípio da energia do fluxo, enquanto água e sedimentos são dirigidos ao exutório com o método da onda cinemática.

A geração do mapa de deposição é uma das maiores vantagens desse modelo, já que a grande parte dos modelos não é capaz de simular a deposição distribuída no espaço (MORO et al., 2009). Por estar associado a um sistema de informações geográficas, o modelo possibilita que todos os dados de entrada e de saída sejam espacializados na forma de mapas. As simulações são realizadas para cada evento e o modelo é baseado em processos físicos, o que exige grande quantidade de parâmetros de entrada. A variabilidade espacial detalhada dos muitos parâmetros estão disponíveis e os padrões de erosão podem ser comparados com as observações de campo. Entretanto, muitos processos baseiam-se nas características das células individuais, de modo a resultar, às vezes, em padrões irreais (NEARING et al., 2005).

O modelo LISEM tem como desvantagens (a) necessidade de extenso banco de dados de entrada e muitos parâmetros de calibração; (b) requer análises laboratoriais complexas ou difíceis e gastos com coletas de dados em campo; e (c) apesar de ter alguns parâmetros de calibração, o modelo não possui métodos de otimização inseridos no software. Entretanto, consiste em um modelo de base física com processos básicos incorporados e considera a variabilidade espacial das entradas e saídas, representando melhor as reais condições. Além disso, o LISEM permite simular o transporte de sedimentos e os aspectos hidrológicos durante e imediatamente após um único evento de chuva em pequenas bacias (PEREIRA, 2010).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Área de estudo

3.1.1 Localização

O local de estudo compreende duas bacias hidrográficas embutidas, sob cobertura florestal, situadas no município de Eldorado do Sul, inserido na região fisiográfica Depressão Central do Estado do Rio Grande do Sul, Sul do Brasil.

A Depressão Central inclui uma faixa larga leste-oeste entre o Planalto e a Serra do Sudeste, situada na Bacia Hidrográfica do Rio Jacuí e seus afluentes. Essa depressão caracteriza-se por apresentar amplas planícies e pequenas colinas, com relevo levemente ondulado e altitudes inferiores a 100 m, exceto nos tabuleiros, cuja altitude máxima está entre 250 e 300 m (BRASIL, 1973). O município de Eldorado do Sul situa-se a 12 km de Porto Alegre e apresenta como municípios limítrofes: Charqueadas, ao Norte, Arroio dos Ratos, à Oeste, Guaíba, ao Sul e Porto Alegre, à Leste. As vias de acesso são a BR 116 e a BR 290.

A área de estudo pertencente à empresa Celulose Riograndense (CMPC) e está situada no horto florestal Terra Dura, sendo delimitada pelas coordenadas UTM 22J 440902 e 441931 E e 6662028 e 6660462 S (Datum SAD 69) (Figura 1). Nos córregos do horto florestal, existem duas seções de monitoramento hidrológico com vertedores que delimitam as duas bacias hidrográficas. A Bacia hidrográfica do córrego do horto florestal Terra Dura possui área de drenagem de 94,46 ha e a Sub-bacia hidrográfica do córrego do mesmo horto, que se encontra embutida na Bacia, possui área de drenagem de 38,86 ha.

A escolha das duas seções de monitoramento foi realizada com o intuito de abranger a magnitude e as especificidades dos processos que ocorrem em distintas escalas. A Bacia hidrográfica é representativa da dinâmica dos processos que lá ocorrem, pois ela abrange distintas classes de solos, usos, relevo e sistema fluvial. A Sub-bacia (embutida) apresenta peculiaridades específicas, tendo como vantagem a

possibilidade de amostragem mais detalhada e controle do monitoramento da área de contribuição, além de propagar seus efeitos à sua jusante.

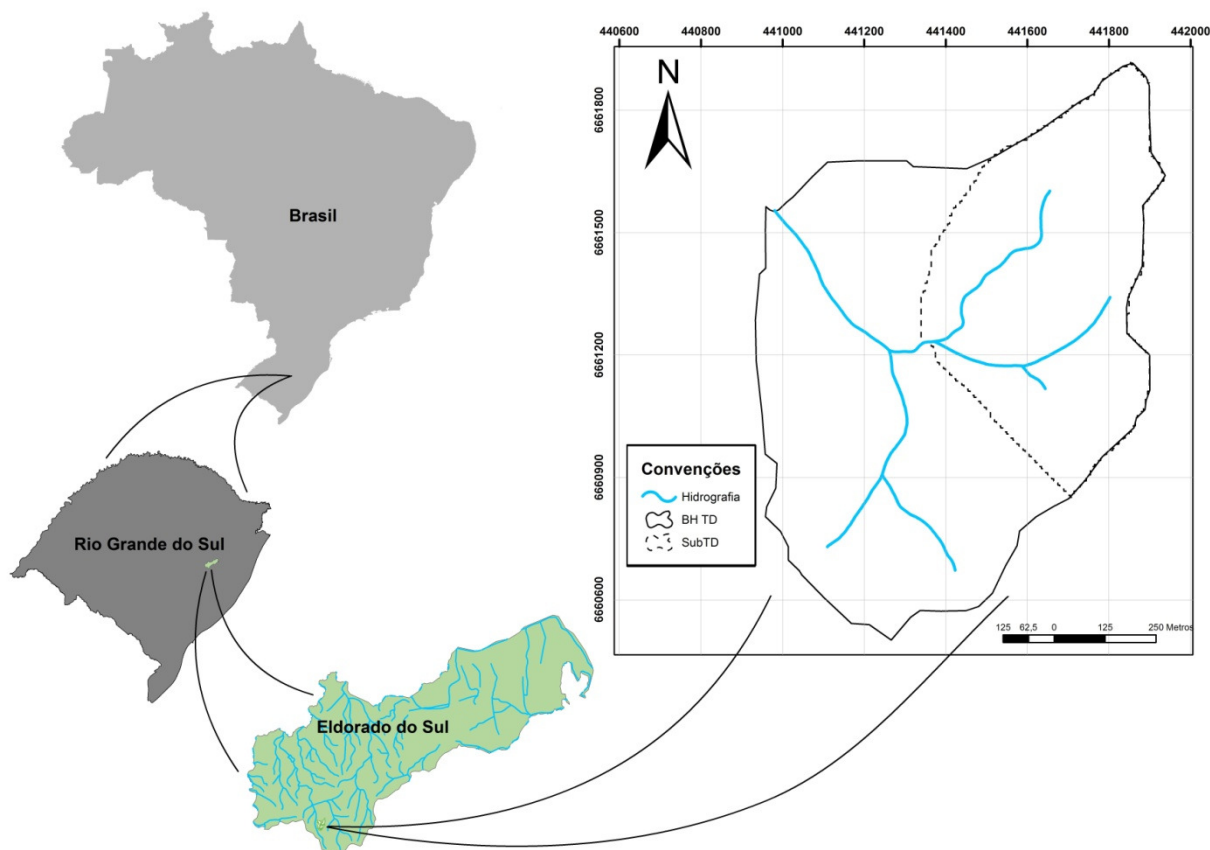


Figura 1 - Localização da Bacia (BH TD) e da Sub-bacia (Sub TD) hidrográfica do córrego do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

3.1.2 Clima

A caracterização climática regional foi realizada em estudo com monitoramento de longo período, na Estação Experimental Agronômica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (EEA/UFRGS), situada no município de Eldorado do Sul, na Depressão Central do Rio Grande do Sul. A unidade agrometeorológica foi instalada na sede da EEA/UFRGS, à longitude de 22J 435276 E, latitude de 6670955 S e altitude de 46 m (BERGAMASCHI et al., 2003), estando localizada próxima da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura. De acordo

com Bergamaschi et al. (2003), a estação foi instalada em uma área representativa da estação experimental e região circunvizinha, possibilitando o monitoramento de longo período. A distância desta unidade meteorológica à Bacia em estudo é de 11000 m, em linha reta.

O monitoramento de longo período resultou em uma precipitação média anual de 1440 mm, com média mensal de 120 mm. Os meses mais chuvosos são junho, julho e agosto, tanto em termos de altura pluviométrica como duração e número de dias de chuva (BERGAMASCHI et al., 2003).

A duração da chuva nos meses de junho, julho e agosto é próxima ao dobro em relação aos meses de verão, o que pode ser atribuído à origem ciclônica do fenômeno durante o inverno, provocando chuvas mais duradouras. De acordo com Bergamaschi et al. (2003), essa tendência é também coerente com o maior número de dias encobertos e com a menor insolação relativa no período citado.

No contexto global do Estado, a precipitação total média anual é superior às médias das regiões climáticas do Litoral Sul e Campanha, equivale-se ao restante da Depressão Central, Litoral Norte, Baixo Vale do Uruguai e Serra do Sudeste, mas é inferior às médias da Serra do Nordeste, Planalto, Missões e Alto Vale do Uruguai (BERGAMASCHI et al., 2003).

A distribuição das médias mensais de precipitação, todas superiores a 60 mm, associada à variação do regime térmico com temperatura do mês mais quente superior a 22 °C, assim como a do mês mais frio superior a 3 °C, permite caracterizar o clima da região pela classificação climática de Köppen, como Cfa - subtropical úmido com verão quente. Segundo Moreno (1961), este tipo climático abrange a maior parte do Rio Grande do Sul, só não ocorrendo nas localidades mais elevadas do Planalto, Serra do Nordeste e Serra do Sudeste.

A erosividade da chuva (Tabela 1), que consiste em uma informação importante para avaliar o potencial erosivo da chuva, foi obtida pela equação desenvolvida por Lombardi Neto; Moldenhauer (1992), através de dados da precipitação média mensal e anual obtidas na EEA/UFRGS, no período de março de 1970 a fevereiro de 2000.

Tabela 1 – Variabilidade mensal da precipitação e da erosividade da chuva para a região do município de Eldorado do Sul-RS, com base nas médias decendiais e mensais de precipitação pluvial, registrados na EEA/UFRGS, Eldorado do Sul - RS.

Mês	Jan	Fev	Mar	Abr	Mai	Jun	Jul	Ago	Set	Out	Nov	Dez	Total
Ppt	111	111	99	108	108	156	150	139	126	118	110	110	1446
El	417	416	343	399	396	742	695	609	517	460	411	407	5813

Onde: ppt: precipitação em mm; El: erosividade ($\text{MJ ha}^{-1} \text{mm}^{-1}$).

3.1.3 Relevo

A análise do relevo da bacia foi realizada mediante utilização de curvas de nível originais da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura (escala: 1:10000), com distância vertical de 5 m entre curvas (Figura 2). A documentação cartográfica utilizada foi constituída por carta planialtimétrica e da hidrografia geradas por aerofotogrametria em escala 1:10000 (COSTA et al., 2009).

O software ArcGIS 9.3 da Environmental Systems Research Institute (ESRI, 2008) foi utilizado para dar suporte às análises e ao geoprocessamento dos dados existentes, bem como de dados gerados, permitindo a elaboração de um banco de dados geográficos que também servirão como suporte para a geração das informações temáticas utilizadas no Sistema de Informações Geográficas necessárias para geração de mapas utilizados no modelo LISEM.

O modelo digital de elevação é uma representação matemática computacional da distribuição da altitude que ocorre em determinado espaço da superfície terrestre, que pode ser utilizado na avaliação da erosão hídrica por considerar a forma do relevo do solo (OLIVEIRA, 2011). O modelo digital de elevação foi obtido por meio da interpolação das curvas de nível (Figura 3).

Os caminhos preferenciais de fluxo (direção de fluxo) que formam a rede de drenagem foram obtidos com base nas curvas de nível e no modelo digital de elevação (Figura 4). A similaridade da rede de drenagem gerada, em relação à rede de drenagem real, garante a confiabilidade dos resultados derivados, tanto do modelo quanto do método, que serão considerados para as análises da erosão hídrica na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura.

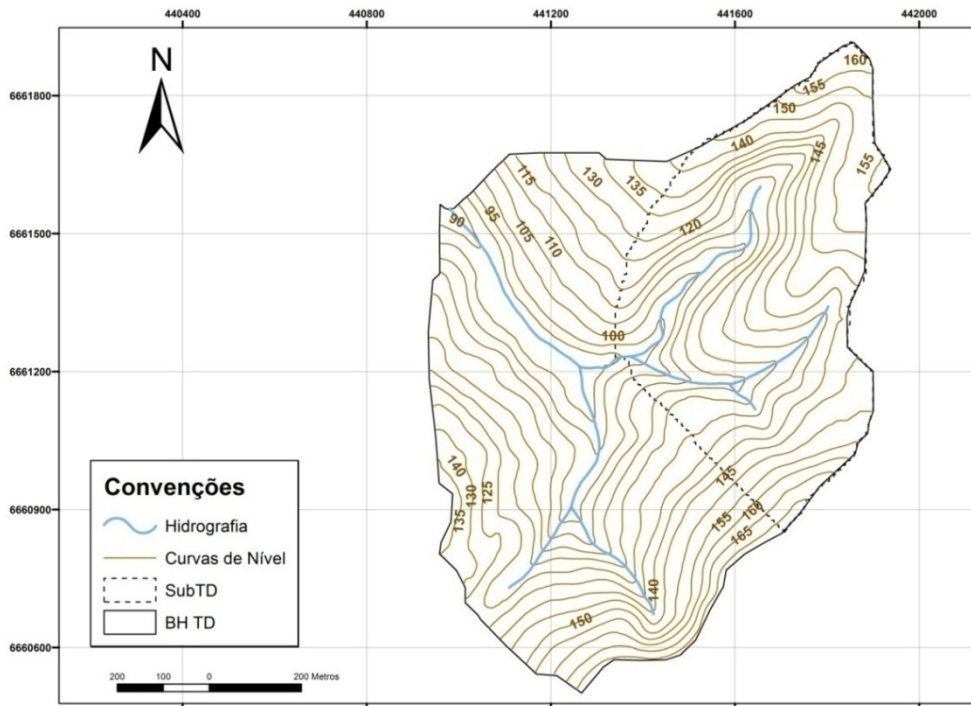


Figura 2 - Caracterização das curvas de nível da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

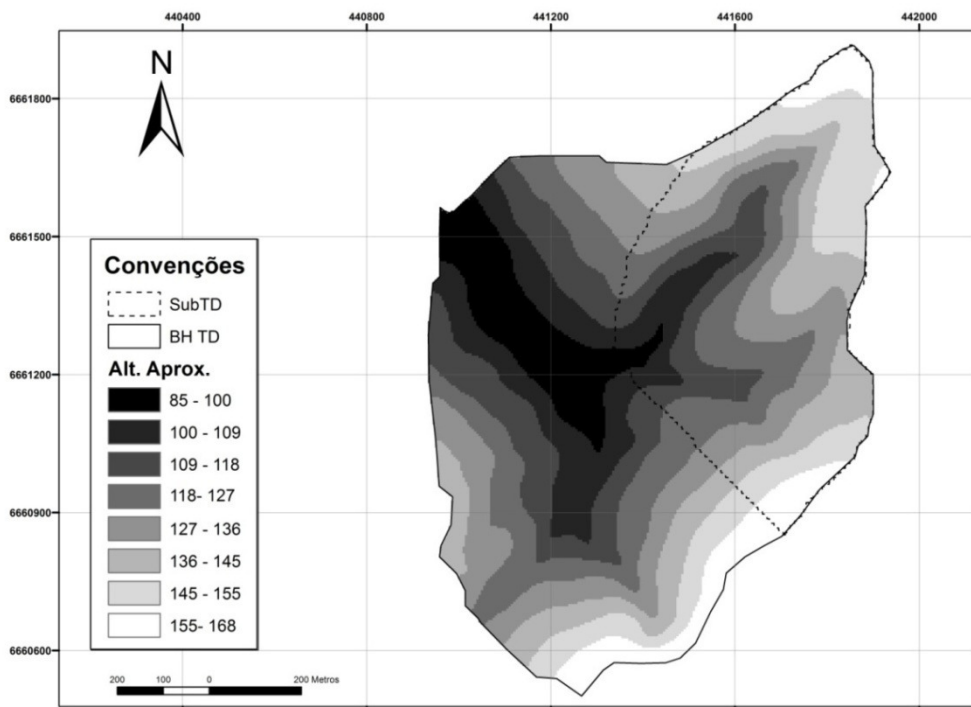


Figura 3 - Caracterização altimétrica da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS. Onde: Alt. Aprox. consiste na altitude aproximada, em metros.

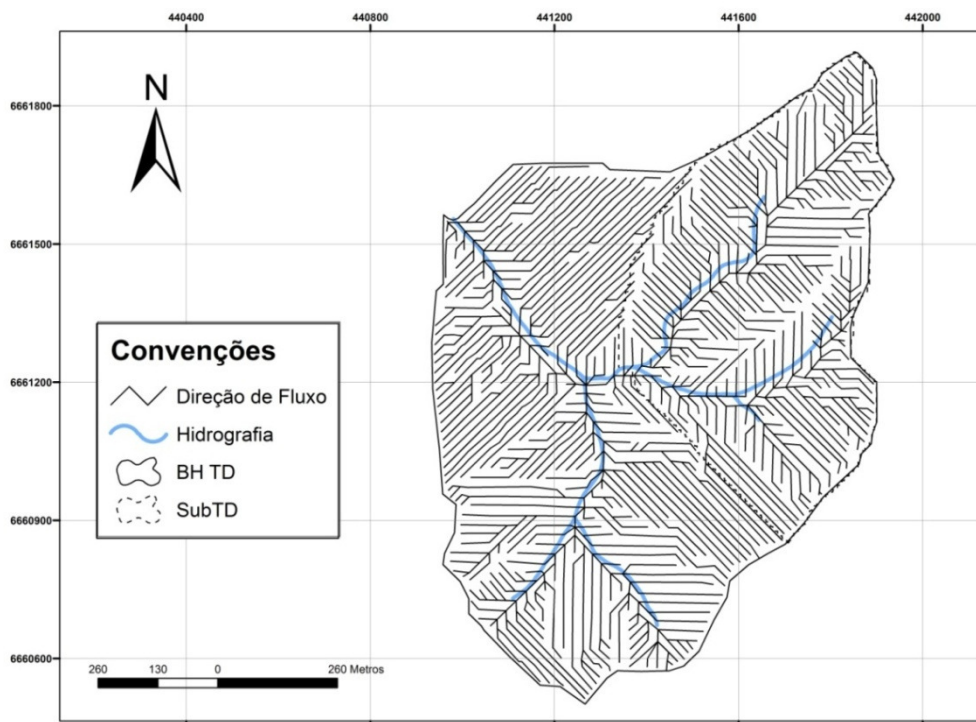


Figura 4 - Direção de fluxo para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

3.1.4 Solos

A relação das classes de solos observadas no levantamento detalhado da Bacia em estudo, além de atributos intrínsecos e extrínsecos das mesmas e sua expressão geográfica estão dispostos na Tabela 2 (COSTA et al., 2009). Dentre as 11 classes de solo, conforme o sistema brasileiro de classificação de solos (EMBRAPA, 2006), ocorrem 3 classes no 1^o nível categórico (Argissolos, Cambissolos e Planossolos), 5 classes no 2^o nível categórico (Argissolo Amarelo, Argissolo Vermelho, Argissolo Vermelho-Amarelo, Cambissolo Háplico e Planossolo Háplico), 6 fases de textura (média/média/argilosa, média/muito argilosa/muito argilosa, média/argilosa/argilosa, média/argilosa/muito argilosa, média/média/média e argilosa/argilosa/argilosa) e 4 fases de relevo (ondulado, plano/suave ondulado; forte ondulado/montanhoso e plano de várzea) (Tabela 2), resultando na

variabilidade espacial de solos e seus atributos numa área de dimensões relativamente restritas (COSTA et al., 2009).

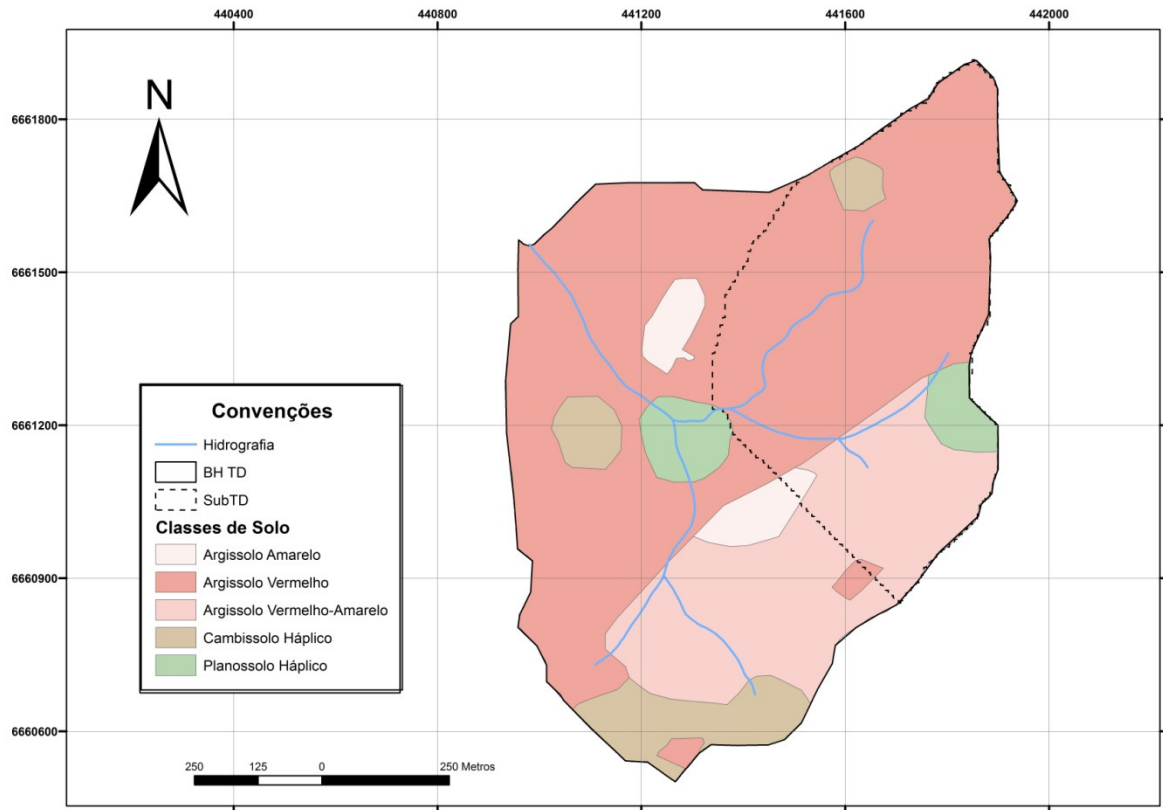


Figura 5 - Classes de solo da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Tabela 2 - Classes de solos, atributos e sua expressão geográfica obtidas no levantamento detalhado de solos realizado na bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS (Adaptado: COSTA et al., 2009).

Classe de solo	Tipo de Hz A	Textura	Relevo	Pedregosidade
Argissolo Amarelo Distrófico típico	Moderado	m/m/r	Ondulado	-
Argissolo Vermelho Alumínico típico	Moderado	m/rr/rr	Ondulado	Pedregoso
Argissolo Vermelho Distrófico típico	Moderado	m/m/r	Ondulado	-
Argissolo Vermelho Distrófico típico	Moderado	m casc/r casc/r casc	Ondulado	Pedregoso
Argissolo Vermelho Distrófico típico	Moderado	m/r/rr	Plano/suave ondulado	-
Argissolo Vermelho-Amarelo Alumínico típico	Moderado	m/r/r	Ondulado	-
Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico	Moderado	m/m/r	Ondulado	-
Argissolo Vermelho-Amarelo Distrófico típico	Moderado	m casc/r casc/r casc	Forte ondulado/montanhoso	Pedregoso
Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico	Fraco	m/m/m	Ondulado	-
Cambissolo Háptico Tb Distrófico típico	Fraco	m casc/m casc/m casc	Ondulado	Pedregoso
Planossolo Háptico Eutrófico gleissólico	Proeminente	m/r/r	Plano de várzea	-

Onde: m: média; r: argilosa; rr: muito argilosa; casc: cascalhenta.

Os Cambissolos são solos em processo de desenvolvimento e transformação, sendo comum a presença de fragmentos de rocha no perfil, o que comprova o baixo grau de intemperismo do material (STRECK et al., 2008). Quanto às condições de drenagem, esses solos variam de bem drenados a imperfeitamente drenados, dependendo de sua posição na paisagem. Apresentam gradiente textural insuficiente para serem classificados como Argissolos. De acordo com Oliveira (2011), o gradiente textural é existente nos Cambissolos, porém mais baixo em relação às demais classes de solos presentes na área da Bacia em estudo.

O gradiente textural é mais elevado nos Argissolos e no Planossolo da Bacia hidrográfica em estudo (OLIVEIRA, 2011). Nessas classes de solo, a textura arenosa nos horizontes superficiais (A + E) proporciona uma rápida infiltração da água, que diminui no horizonte B textural devido à sua menor permeabilidade, o que é mais acentuado quando ocorre mudança textural abrupta. Conseqüentemente, a saturação com água será alcançada tanto mais rapidamente quanto menor for a espessura dos horizontes superficiais, dando início ao escoamento superficial (STRECK et al., 2008). Assim, em condições de mesma declividade, quanto mais próximo à superfície for o início do horizonte B textural mais rapidamente se evidencia a drenagem limitada e o processo de erosão (STRECK et al., 2008).

O escoamento subsuperficial que atua com fluxo lateral de água na erosão interna do solo, principalmente na presença de horizonte E, pode gerar canais subterrâneos, denominados “pipes”. Na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, foi constatada a presença de muitos “pipes” de diversos tamanhos (Figura 6).

Nesta situação, o escoamento subsuperficial provoca a remoção de partículas do interior do solo formando canais que evoluem em sentido contrário ao do fluxo de água. De acordo com Machado (2007), os “pipes” são formados quando ocorre carreamento de partículas menores pelo fluxo subsuperficial, o que causa degradação da estrutura do solo e formação de vazios. Essa condição proporciona maior velocidade e concentração do fluxo hídrico, que podem gerar forças cisalhantes nas margens dos macroporos, resultando em destacamento e transporte de partículas, e conseqüente alargamento dos mesmos.

A remoção de sedimentos internamente pode provocar desmoronamento do material situado acima e dar origem a colapsos do terreno (Figura 6), com a formação de canais que se alargam ou criam novos ramos, sendo agravados pelo escoamento superficial (MACHADO, 2007).



Figura 6 - Pipes localizados na área da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS (Fotos: RODRIGUES, M. F., 15/02/2011).

3.1.4 Uso e ocupação

O uso predominante do solo consiste no sistema de produção florestal, com povoamentos de eucalipto (jovens e antigos), além de áreas de preservação permanente (APP) e estradas (Figura 7).

A APP refere-se à floresta nativa preservada, representada pela formação florestal designada Floresta Estacional Decidual Aluvial (OLIVEIRA, 2011) (Figura 8a).

Os talhões com povoamentos jovens, implantados em 2010, apresentavam solo com pequenas áreas descobertas em superfície devido ao sistema de preparo, com escarificação na linha de plantio (Figura 8b). Ao final do período de monitoramento, o solo apresentava-se coberto pela vegetação rasteira e pelas

copas das árvores, não estando exposto diretamente aos agentes dos processos erosivos.

Os povoadamentos antigos possuem distintas idades, sendo implantados nos anos de 1989, 1990, 2001, 2004, 2005 e 2007. A cobertura do solo sob os povoadamentos antigos é proporcionada por sub-bosque desenvolvido ou por uma espessa camada serapilheira, formada por galhos e folhas provenientes de resíduos da colheita ou de ramos senescentes (Figuras 8c e 8d), o que aumenta a proteção superficial do solo aos efeitos dos agentes erosivos.

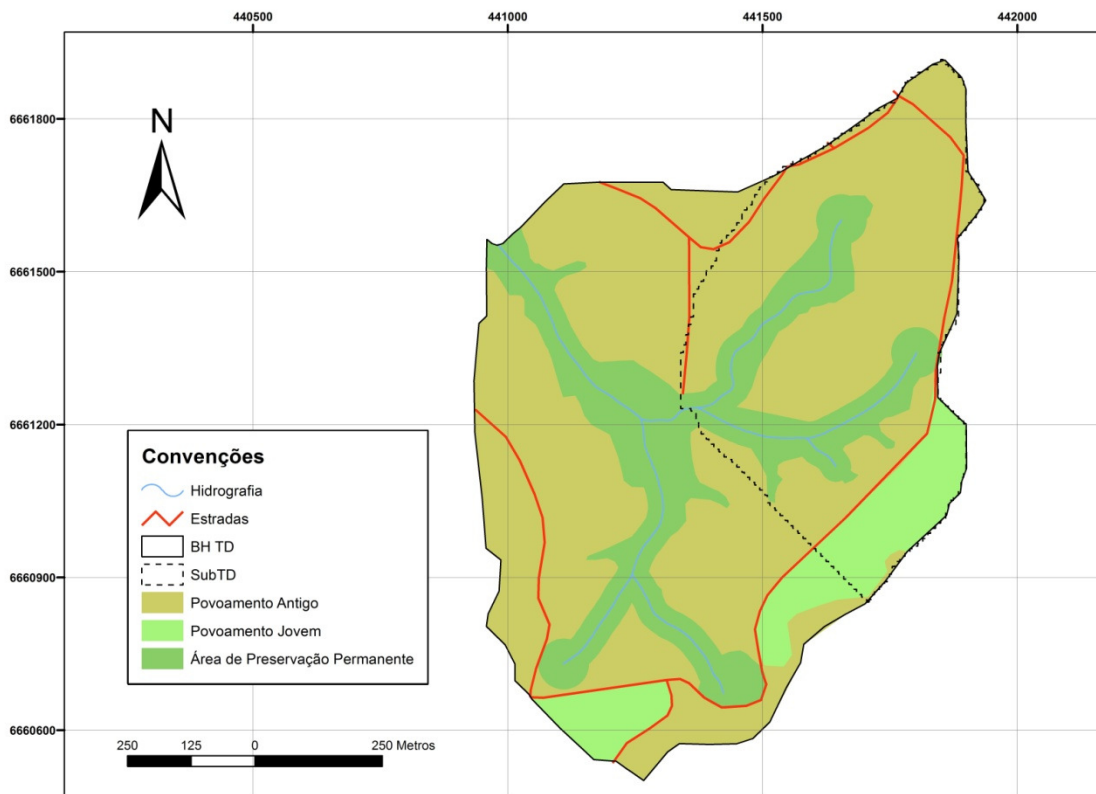


Figura 7 - Uso do solo da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.



Figura 8 - Uso do solo da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura: Área de Preservação Permanente composta por mata nativa (a), povoamento jovem, dois meses após a implantação (b), povoamento antigo com sub-bosque (c) e com uma espessa camada de serapilheira (d) sob o dossel dos povoamentos de eucalipto, Eldorado do Sul – RS (Fotos: RODRIGUES, M. F., 15/09/2010).

3.1.5 Caracterização da rede de drenagem

A rede de drenagem da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura possui hierarquia de drenagem de terceira e segunda ordem (STRAHLER, 1957), respectivamente (Figura 9). A classificação inclui todos os canais, quer sejam perenes, intermitentes ou efêmeros, onde todos os canais sem tributários são de primeira ordem; os canais de segunda ordem são originados da confluência de dois canais de primeira ordem; os de terceira ordem, por sua vez, se formam pela união de canais de segunda ordem. Assim, a hierarquia fluvial reflete o grau de ramificação ou bifurcação dentro de uma bacia hidrográfica.

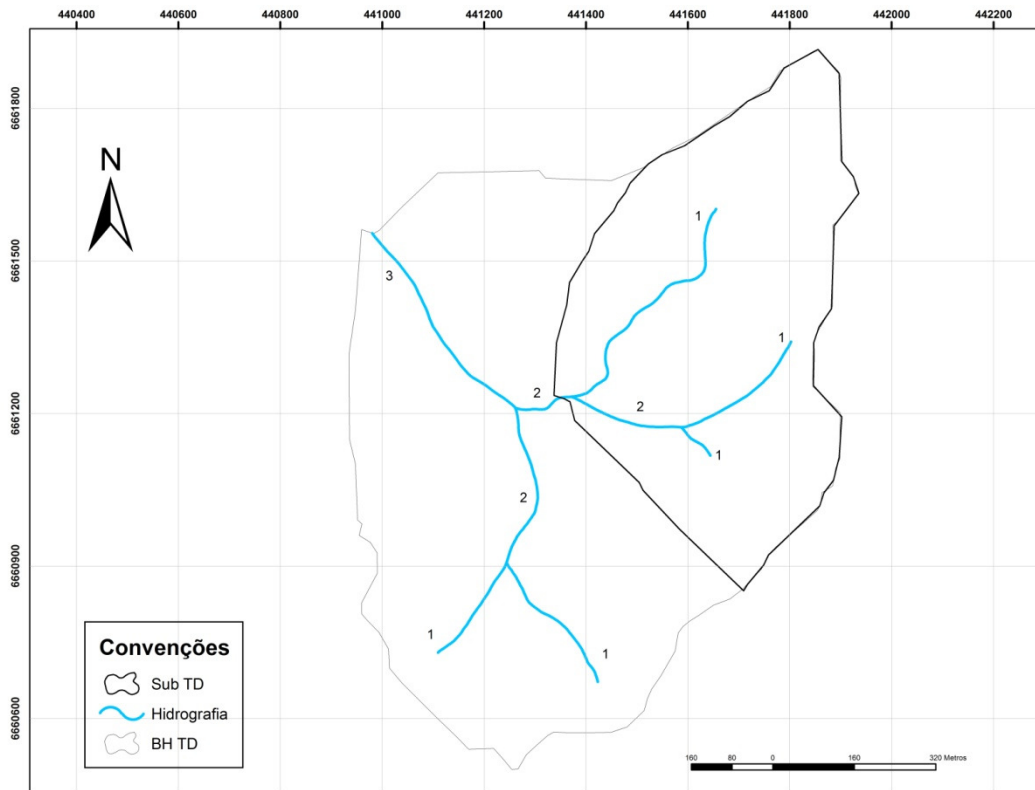


Figura 9 - Classificação da rede de drenagem da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

As características geológicas da região e da área de drenagem da Bacia resultam em elevada declividade para a rede de drenagem. O perfil longitudinal do curso de água principal é expresso pela relação entre seu comprimento e sua altimetria e define um gradiente altimétrico (Figura 10). A suavidade observada pelas menores altitudes da Bacia hidrográfica indica maior propensão para a deposição de material erodido das áreas com maior altitude (Figura 10a). A maior amplitude altimétrica da Sub-bacia indica grande propensão para as maiores perdas de solo (Figura 10b).

Os canais que compõem a rede de drenagem apresentam características distintas para cada ordem. Em locais próximos às nascentes dos canais de primeira ordem, o fundo e as margens são formados por material rochoso e pedregoso (Figura 11a e 11b).

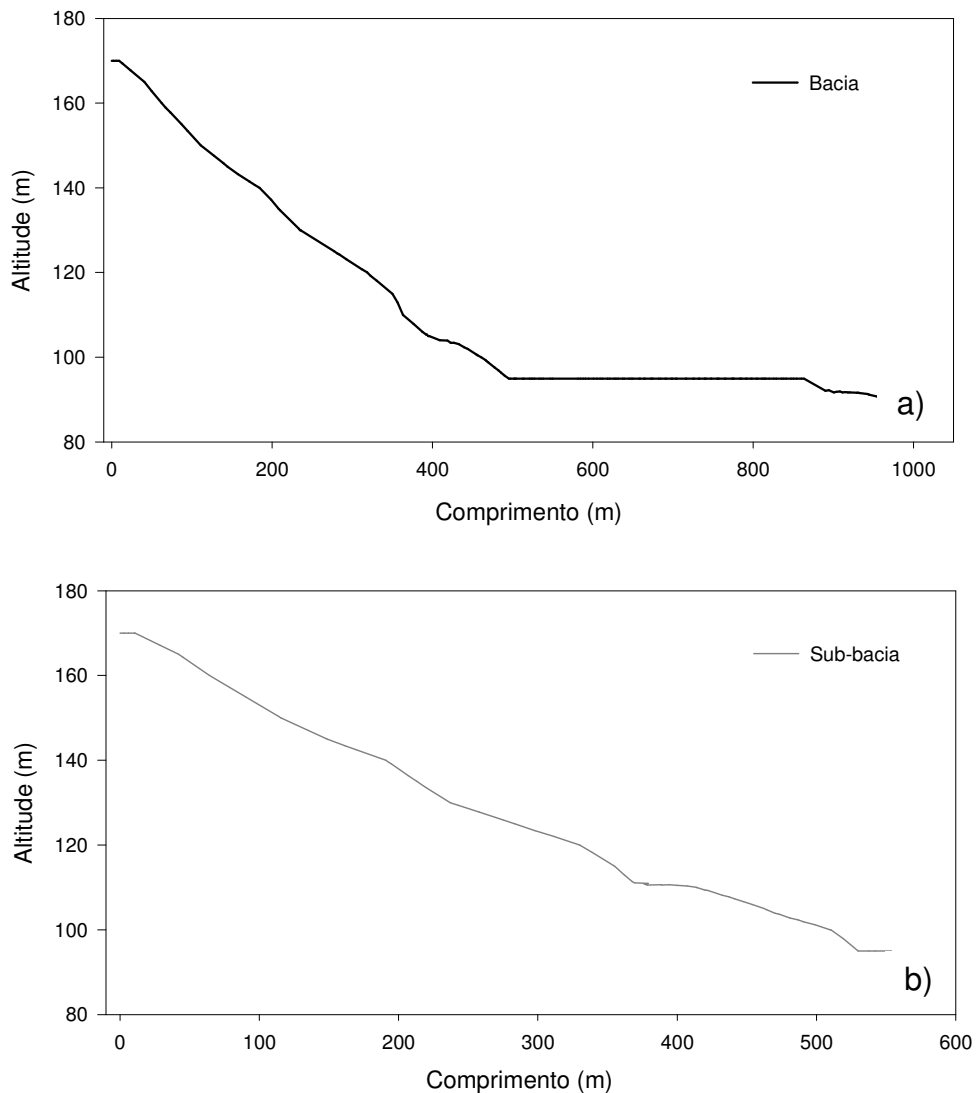


Figura 10 - Perfil longitudinal do curso de água principal da Bacia (a) e da Sub-bacia (b) do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Os canais de segunda e terceira ordem possuem depósitos de sedimentos de granulometria no fundo, principalmente, do tamanho areia (Figura 11c e 11d). As margens desses canais são compostas por material arenoso e apresentam grande fragilidade. Nestes locais, algumas árvores de maior porte inclinam-se e acabam tombando para dentro do canal, pois a fragilidade do solo e a instabilidade das margens não garantem o suporte proporcionado pelas raízes das plantas, localizadas principalmente na Área de Preservação Permanente (APP) (Figura 11e e 11f).



Figura 11 - Características da rede de drenagem da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura: canal com margens rochosas (a) e fundo com material pedregoso (b), deposição de sedimentos (c e d) e margens frágeis com inclinação (e) e tombamento (f) de árvores, Eldorado do Sul – RS (Fotos: RODRIGUES, M. F., 10/03/2011).

3.2 Caracterização físico-hídrica

A caracterização físico-hídrica dos solos da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura foi realizada com o intuito de representar a variabilidade espacial dos parâmetros físico-hídricos dos solos que ocorrem em toda a área da Bacia.

Assim, uma malha de amostragem foi estabelecida, de acordo com o tipo de solo, do relevo e do uso do solo, totalizando 29 pontos de amostragem (Figura 12). Em cada ponto, foram coletadas amostras com estrutura preservada e deformada.

As amostras com estrutura preservada foram utilizadas para determinação da curva de retenção de água nas tensões de 1, 6 e 10 kPa em coluna de areia (REINERT; REICHERT, 2006), 33 e 100 kPa em Câmaras de Richards (KLUTE, 1986), porosidade, densidade do solo e condutividade hidráulica do solo saturado (EMBRAPA, 1997).

As amostras com estrutura deformada foram utilizadas para a determinação de granulometria e argila natural (dispersa em água) (EMBRAPA, 1997) e para a estimativa da retenção de água utilizando um psicrômetro nas tensões de 500, 1000 e 1500 kPa (KAISER, 2010).

Também foram realizados ensaios de infiltração, nos dias 04 e 05 de abril de 2011, utilizando-se o método dos anéis concêntricos, para determinação da taxa de infiltração básica de água no solo. Para tanto, na área da Bacia, foram selecionadas três topossequências onde se demarcaram locais de acordo com a variação do relevo para realização dos ensaios.

Os locais de amostragem foram denominados de topo, encosta (superior e inferior) e base (Figura 13).

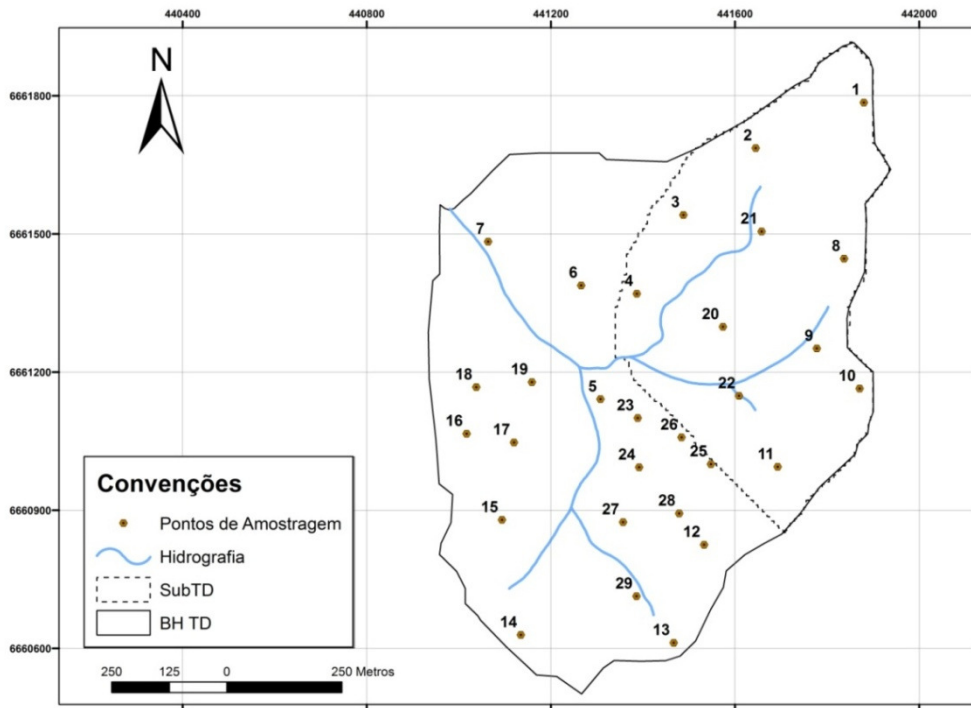


Figura 12 - Localização dos pontos de amostragem para caracterização físico-hídrica da Bacia e da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

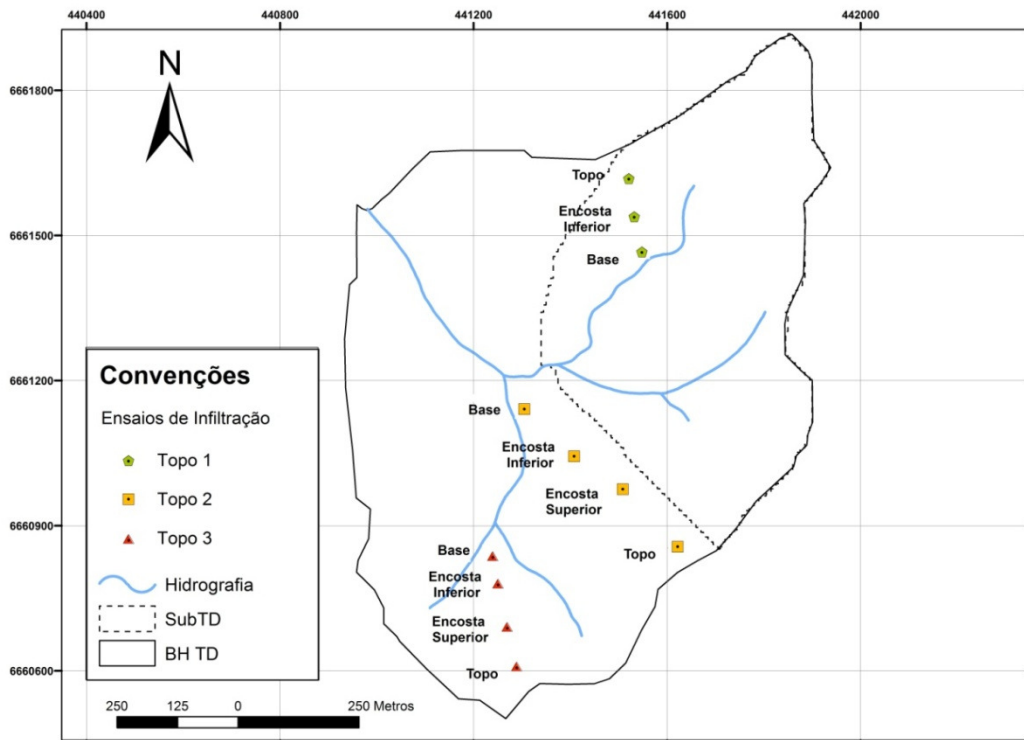


Figura 13 - Localização dos pontos de realização dos ensaios de infiltração de água no solo, na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

3.3 Monitoramento

As estratégias de monitoramento foram estipuladas mediante análise do modo operante dos processos que ocorrem na bacia, onde se procurou determinar as principais variáveis envolvidas na produção de sedimentos. As principais variáveis hidrossedimentológicas monitoradas foram a precipitação, a vazão e a concentração de sedimentos. De acordo com Minella (2007), a precipitação fornece energia e o volume de cada chuva relacionada a cada evento, enquanto a vazão e a concentração de sedimentos descrevem e integram os efeitos do clima e do uso e manejo dos solos.

O estudo dos eventos hidrossedimentológicos em pequenas bacias hidrográficas exige estratégias de monitoramento e coleta de dados que possibilitem o entendimento do comportamento da bacia, pois os eventos de precipitação e suas respostas geralmente ocorrem rapidamente. Assim, a principal escala temporal de análise foi a de eventos, o que influenciou no estabelecimento de intervalos de leitura, amostragem e levantamento das variáveis.

Os principais fatores para determinar os eventos como a escala temporal de análise foram: a pequena área de drenagem e o relevo declivoso da bacia, que geram respostas rápidas na vazão e na concentração de sedimentos na seção de monitoramento, e o monitoramento em um curto período (seis meses).

Como a Bacia não conta com a presença de um hidrotécnico para o monitoramento sistemático e constante, foi necessária a instalação de estações automáticas nas seções de monitoramento, para a amostragem contínua. De acordo com Minella (2004), o tempo de resposta da vazão e produção de sedimentos, frente a uma precipitação, é pequeno, exigindo equipamentos adequados e acompanhamento técnico. Em pequenas bacias hidrográficas, é essencial que os eventos de chuva-vazão-sedimentos sejam monitorados, pois grande parte dos hidrogramas e sedimentogramas tem duração de poucas horas e as informações diárias não representam os processos ocorrentes nestas bacias hidrográficas.

O monitoramento hidrossedimentométrico contínuo teve início em fevereiro de 2011 e está sendo realizado na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica em seções de monitoramento automáticas, compostas de sensores de nível (linígrafos), turbidez (turbidímetros), precipitação (pluviógrafos), “datalogger” e painel solar, instalados

próximos aos vertedores triangulares (Figura 14). Os “dataloggers”, instalados juntos aos vertedores, foram programados para armazenar os dados dos pluviógrafos, linígrafos e turbidímetros, em intervalos fixos de tempo de 10 minutos.



Figura 14 - Seções de monitoramento hidrossedimentológico da Bacia (a) e da Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS (Fotos: AMORIM, R. S. S., 23/01/2011).

3.3.1 Monitoramento da precipitação

A variabilidade temporal da precipitação foi monitorada utilizando-se um pluviógrafo instalado próximo à seção de monitoramento da Bacia. Os pluviógrafos são coletores fixos de área conhecida que registram automaticamente o volume de chuva em um intervalo de tempo. Assim, foi realizada a coleta e o registro contínuo do volume das precipitações, o que possibilitou determinar a sua intensidade e duração.

O pluviógrafo foi programado para adquirir dados de chuva a cada 10 minutos. O princípio de funcionamento do equipamento é do tipo gangorra, que capta a água e alterna sua posição quando cheia, gerando um sinal elétrico. Cada sinal elétrico corresponde a um volume e a soma de sinais determina o volume de água precipitada no intervalo programado. Os dados armazenados no “datalogger” foram transferidos para um computador em intervalos quinzenais.

As características das precipitações foram utilizadas na análise da resposta na forma de escoamento superficial e de produção de sedimentos.

A área de estudo não está equipada com pluviômetros, devido à ausência de um observador no local. Os pluviômetros são coletores simples que armazenam o volume total precipitado e geralmente fornecem uma estimativa mais real do volume total precipitado. Para a coleta de dados dos pluviômetros, é necessário que um observador faça diariamente as leituras do volume de água armazenado nos coletores.

3.3.2 Monitoramento das descargas líquidas

A vazão representa o volume de água que passa através de uma seção transversal na unidade de tempo. Os linígrafos são sensores que têm a capacidade de estimar a oscilação da lâmina de água, por intermédio da diferença de pressão aplicada no sensor. A partir disso, conhecendo-se a área do vertedor, foi possível determinar a vazão.

A altura de lâmina de água registrada pelos linígrafos foi convertida em vazão ($L s^{-1}$) aplicando-se as equações dos vertedores, que foram determinadas como função das dimensões dos mesmos (Figura 15 e 16). As Equações 1 e 2, referentes à seção triangular dos vertedores que delimitam a Bacia hidrográfica e a Sub-bacia, respectivamente.

$$Q = 1320 * (H)^{2,47} \quad [1]$$

$$Q = 1340 * (H)^{2,485} \quad [2]$$

Onde: H representa a altura da lâmina de água, em metros.

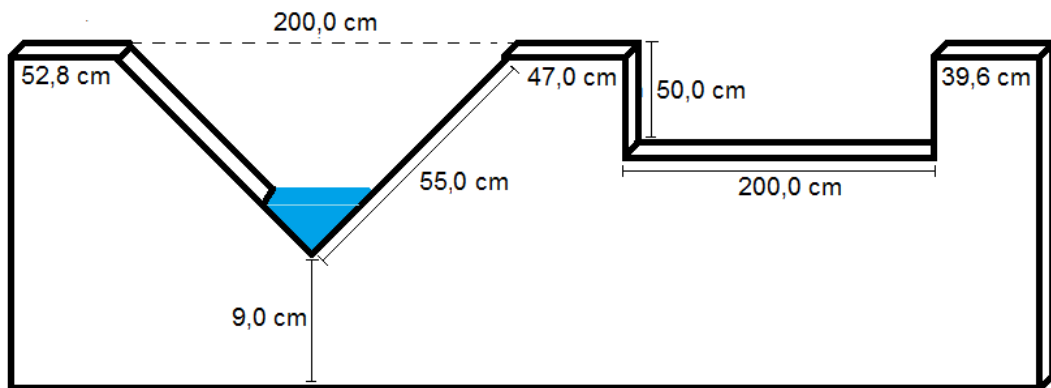


Figura 15 - Dimensões do vertedor instalado na seção de monitoramento hidrossedimentológico da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

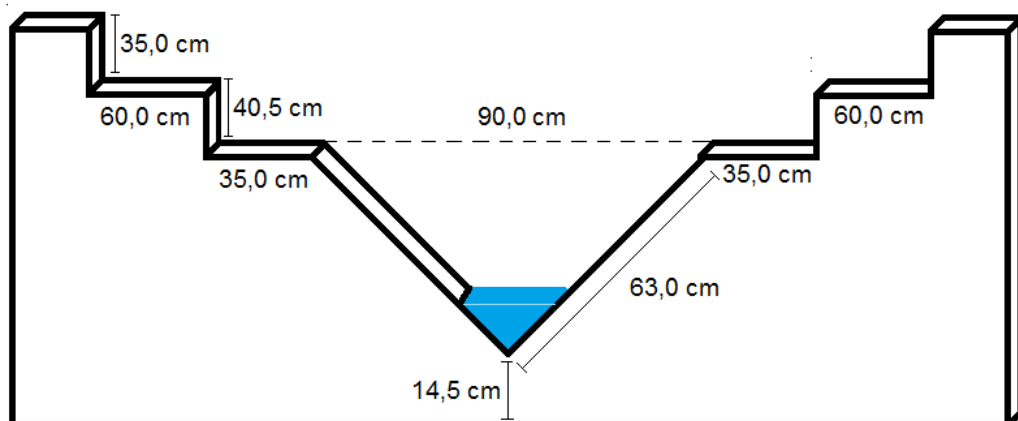


Figura 16 - Dimensões do vertedor instalado na seção de monitoramento hidrossedimentológico da Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

3.3.3 Monitoramento da descarga sólida

O transporte de sedimentos pelos cursos de água é complexo e depende dos processos erosivos que ocorrem nas vertentes da bacia e no leito e margens dos rios, os quais, por sua vez, fornecem material que será transportado de acordo com a energia do fluxo (SANTOS et al., 2001). O transporte de sedimento fluvial pode ser realizado em suspensão, em arraste ou em saltação (CARVALHO, 2008).

A carga total de sedimentos transportada em um curso de água consiste na soma das cargas em suspensão e de arraste, provenientes da ação erosiva que o movimento da água exerce sobre as margens e o fundo do leito e dos sedimentos erodidos das vertentes da bacia hidrográfica. Assim, as diferenças nas proporções de sedimentos transportadas em suspensão ou em arraste refletem processos erosivos distintos, que necessitam de métodos de monitoramento e de modelagem também distintos.

3.3.3.1 Sedimentos transportados em suspensão

O transporte de sedimentos depende não só do tamanho, do peso e da forma das partículas, mas também, da forma do escoamento, da velocidade da corrente, dos obstáculos no leito, da declividade do leito e da forma do canal. Assim, os sedimentos transportados em suspensão compreendem as partículas de granulometria reduzida (principalmente silte e argila) que, por serem pequenas, se conservam em suspensão pelo fluxo turbulento. A carga em suspensão pode representar mais de 90% do material total transportado (VESTENA, 2008).

O transporte de sedimentos em suspensão ocorre de maneira significativa durante os eventos de cheia do curso de água, para a Bacia hidrográfica e para a Sub-bacia. Assim, faz-se necessário o acompanhamento e amostragem do maior número possível de eventos.

A metodologia tradicional de monitoramento é baseada na amostragem manual dos sedimentos transportados em suspensão, utilizando amostradores, para a obtenção de uma série temporal de dados de concentração de sedimentos, que possibilita determinar o fluxo de sedimentos. De acordo com Minella (2004), informações diárias não representam os processos ocorrentes em bacias hidrográficas pequenas, como a Bacia e a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura.

Entretanto, frente a uma precipitação, o tempo de resposta da vazão e da produção de sedimentos na Bacia e na Sub-bacia é rápido, o que resulta em hidrogramas e sedimentogramas com tempo de duração de poucas horas. Tais

características exigem acompanhamento contínuo de um técnico, além de elevada frequência de amostragem para elevar a qualidade dos resultados.

Para tanto, o deslocamento até a seção de monitoramento, o acompanhamento técnico contínuo e o custo de análises de elevada quantidade de amostras têm-se destacado como principais limitações e, alguns eventos rápidos e de elevada intensidade, podem não ser monitorados.

Como alternativa ao monitoramento manual, existe a possibilidade de complementar a obtenção de dados mediante utilização de sensores que efetuam o registro contínuo de dados, mesmo na ausência do técnico. Os sensores de turbidez (turbidímetros) registram dados que podem ser utilizados na estimativa da concentração de sedimentos em suspensão.

O turbidímetro mede automaticamente a turbidez da água, ou seja, a propriedade ótica que causa a dispersão ou absorção de luz pelas partículas em suspensão. De acordo com Minella (2007), a turbidez está fortemente correlacionada à concentração de sedimentos em suspensão, o que possibilita a sua estimativa.

Para a estimativa, o valor da turbidez é correlacionado à concentração de sedimentos em suspensão que pode ser obtida em alguns eventos de cheia, ou com equações obtidas da calibração dos sensores com soluções padrão, em concentrações de sedimento conhecidas. As distintas soluções são preparadas com o sedimento coletado e representativo da respectiva bacia.

No presente estudo, o monitoramento contínuo para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão foi realizado utilizando-se turbidímetros instalados nas seções de monitoramento da Bacia e da Sub-bacia. Para validação dos dados registrados pelos turbidímetros, foi possível monitorar três eventos de chuva-vazão-sedimento, onde se coletaram amostras para quantificação da concentração de sedimentos em suspensão.

As amostragens foram realizadas manualmente a cada variação na altura da lâmina de água, sendo o número e a frequência de amostragem definidos de acordo com as condições de cada evento. As coletas foram efetuadas com o auxílio de um amostrador do tipo USDH-48, que é composto de uma estrutura metálica em forma hidrodinâmica, uma garrafa de vidro presa por uma mola e possui um bico com diâmetro de 3/16" na parte frontal, para condicionar a amostra para dentro da garrafa (Figura 17) (MINELLA, 2007; MORO, 2011). A obtenção da amostra foi efetuada

durante a movimentação vertical do amostrador, em velocidade constante, entre a superfície e um ponto poucos centímetros acima do leito, evitando que o amostrador tocasse o fundo do canal. Assim, evita-se a coleta de sedimento de fundo e, também, possibilita-se que a velocidade de entrada da amostra seja igual ou quase igual à velocidade instantânea da corrente (CARVALHO, 2008), garantindo a qualidade da amostra.



Figura 17 - Amostrador de sedimentos em suspensão, do tipo USDH-48 (Fotos: RODRIGUES, M. F., 31/09/2011).

A concentração de sedimentos em suspensão foi quantificada pelo método da evaporação (MINELLA, 2007), no laboratório de Física do Solo (LAFIS) da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM). Após a análise dos dados, observou-se que os resultados obtidos no monitoramento não foram suficientes para a validação dos dados registrados pelo turbidímetro, sendo necessária a complementação dos mesmos com a utilização de curvas padrão construídas com sedimento das bacias, em concentrações conhecidas.

No presente estudo, duas alternativas foram empregadas para a coleta de sedimentos transportados em suspensão, representativos das bacias. A primeira alternativa consistiu na utilização de amostradores que possibilitam integrar e armazenar, durante determinado período de tempo, o sedimento transportado em

suspensão. A outra possibilidade consistiu na coleta de sedimento em locais de potencial deposição.

Os amostradores integradores de sedimentos no tempo, denominados torpedo, foram confeccionados no LAFIS. Cada torpedo é constituído por um cano de polietileno com 75 mm de diâmetro, 80 cm de comprimento e fechado nas duas extremidades por tampas com rosca. No centro das tampas é inserido um cano de 3 cm de comprimento e 5 mm de diâmetro. Foram instalados dois torpedos em cada bacia, próximo às seções de monitoramento. O amostrador é fixado em duas hastes de ferro, permanecendo completamente submerso. O orifício de entrada é posicionado contra a corrente, possibilitando a entrada da mistura composta por água e sedimento, cuja mistura, após entrar no amostrador, passa para um micro ambiente onde a velocidade de fluxo é menor e, conseqüentemente, ocorre deposição de sedimento no interior do amostrador. Assim, na parte posterior, ocorre o fluxo de água para fora do amostrador, sem sedimento. No interior do amostrador, fica acumulado o material representativo do sedimento da bacia, transportado em suspensão, que foi coletado em intervalos bimestrais.

Os torpedos não armazenaram material suficiente, quantitativamente, para a confecção das soluções padrão de calibração com sedimento representativo das bacias. Então, para complementar os resultados obtidos no monitoramento dos eventos, utilizou-se uma técnica de coleta que consistiu na amostragem de sedimentos no leito do curso de água, em locais de potencial deposição.

As amostragens foram realizadas em intervalos quinzenais e o procedimento de amostragem foi efetuado posicionando-se um cilindro de 200 mm de diâmetro no leito do curso de água, de maneira a formar um perfil de deposição de sedimentos dentro do cilindro. Posteriormente, o sedimento contido dentro do cilindro de amostragem foi colocado em suspensão mediante agitação com um bastão (Figura 18). Após a agitação, as subamostras de sedimento em suspensão foram coletadas para compor uma amostra representativa dos sedimentos produzidos em cada bacia.



Figura 18 - Agitação do sedimento depositado no canal para que fique em suspensão (a) e coleta do sedimento (b) (Fotos: AMORIM, R. S. S., 23/01/2011).

As amostras foram encaminhadas ao LAFIS onde, inicialmente, foi efetuada a destruição da matéria orgânica presente no sedimento; para tanto foram sendo adicionadas alíquotas de peróxido de hidrogênio até cessar a reação. Posteriormente, as amostras foram passadas por uma peneira com malha de 63 μm e o sedimento que passou pela peneira foi seco em estufa a 60 $^{\circ}\text{C}$. Em seguida, o sedimento com granulometria menor que 63 μm foi utilizado na confecção de uma curva de calibração, sendo preparadas as concentrações de 0, 10, 40, 100, 400, 1000 e 4000 mg L^{-1} . Assim, o turbidímetro foi calibrado e as equações obtidas foram utilizadas para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão (Figura 19). O turbidímetro registra os valores em pulsos de energia (em milivolts – mV), que são posteriormente convertidos em concentração de sedimentos em suspensão, utilizando-se, para tanto, as equações obtidas através da calibração dos sensores.

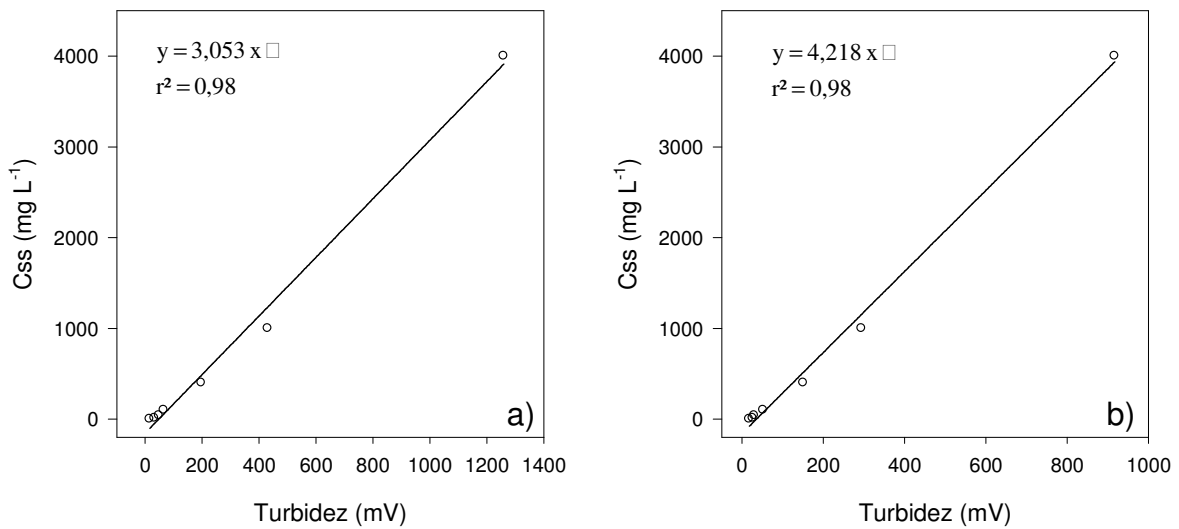


Figura 19 - Curvas de calibração dos sensores de turbidez, utilizadas para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão e da produção de sedimentos para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

3.3.2.1 Sedimentos transportados em arraste

Os sedimentos presentes no curso de água são oriundos da erosão na bacia hidrográfica e da erosão no próprio canal e nas margens. Os sedimentos que chegam ao curso de água possuem diversas granulometrias e sofrerão transporte variado de acordo com as condições locais e do escoamento. Assim, a distribuição dos sedimentos ao longo dos cursos de água pode ser caracterizada pelo volume produzido e pela granulometria dos sedimentos transportados (CARVALHO, 2008).

Os sedimentos transportados em arraste possuem granulometria maior, como as areias e cascalhos, e não se movem com a velocidade da corrente. Isso decorre do fato que o transporte das partículas depende não só da velocidade da corrente, mas também da granulometria do material, da declividade do leito, da força de atrito entre as partículas e da profundidade do curso de água.

Os sedimentos de fundo movem-se ocasionalmente e podem permanecer muito tempo em repouso. Em ocasiões de chuva e cheia dos cursos de água, as forças que atuarão sobre as partículas de granulometria maior proporcionarão o transporte das mesmas preferencialmente em arrasto sobre o leito, em movimentos na forma de rolamento, deslizamento ou saltação ao longo do fundo do canal

(CARVALHO, 2008). A distribuição vertical dos sedimentos nos cursos de água depende da velocidade do fluxo horizontal e do peso das partículas, assim a concentração de sedimentos é menor na superfície e apresenta valor máximo próximo ao leito, variando de acordo com a granulometria.

As partículas mais grossas apresentam variação crescente da superfície para o leito, com distribuição transversal de sedimentos variável com a velocidade da corrente de água, a disponibilidade e a granulometria do sedimento (CARVALHO, 2008). Desse modo, as concentrações de sedimento geralmente são menores próximas às margens (VESTENA, 2008).

A compreensão dos processos envolvidos no transporte de sedimento de fundo juntamente com sua estimativa é de fundamental relevância nos fenômenos da erosão atuante na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura. No leito dos canais observou-se a presença de sedimentos grosseiros, em quantidades consideravelmente elevadas, justificando a necessidade de monitoramento e investigação dos processos hidrossedimentológicos.

Tendo em vista que a carga de sedimentos transportados em suspensão e dissolvida é transportada na mesma velocidade em que a água flui, o transporte de sedimento de fundo em um curso de água representa de 5 a 25% da carga total de sedimentos, enquanto que em rios anastomosados (sinuosos e ramificados, que se bifurcam e recombina, favorecendo mais a deposição que a erosão) a carga de leito pode exceder 50% da carga total. De modo geral, quanto maior a carga transportada pelo curso de água e maior a granulometria do material, maior será o volume transportado junto ao leito (VESTENA, 2008).

As amostragens da descarga de fundo devem considerar a distribuição da quantidade de sedimento transportado ao longo da seção transversal. As amostras de sedimento transportado em arraste foram coletadas durante três eventos de precipitação e períodos de cheia do curso de água, devido à maior energia para o transporte de sedimentos nesse período.

As amostragens foram efetuadas utilizando-se um amostrador do tipo BLH-84 (Figura 20). Este amostrador é composto por um bocal quadrado, um saco de amostragem com malha de tamanho conhecido (> 125 micrômetros) e uma armação para dar peso e equilíbrio ao amostrador. As medidas de transporte de arraste de fundo foram realizadas a jusante do vertedor, pois não se encontrou um local adequado para o monitoramento a montante. As medidas diretas da descarga de

fundo foram realizadas em toda a largura da seção, em cinco pontos equidistantes. Em cada um desses pontos da seção, o amostrador foi apoiado no leito do canal e mantido em repouso, coletando-se 40 subamostras para compor uma amostra. Após a coleta, as amostras foram levadas ao LAFIS e a quantificação do sedimento transportado em arraste foi efetuada mediante secagem e pesagem do material coletado.

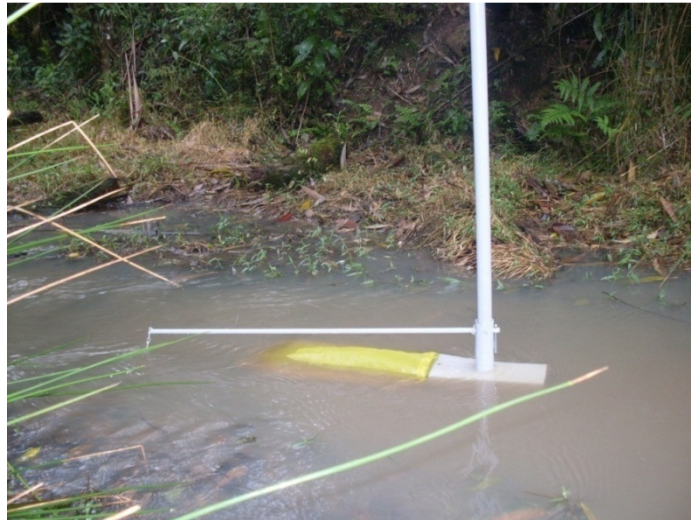


Figura 20 - Amostrador de sedimento proveniente de transporte em arraste, do tipo BLH-84 (Fotos: RODRIGUES, M. F., 31/09/2011).

As amostragens durante os eventos resultaram em uma pequena quantidade de sedimento transportado em arraste. Esse fato deve-se, possivelmente, ao efeito proporcionado pelo vertedor, com redução da velocidade do fluxo e da energia do escoamento para o transporte dos sedimentos, o que resulta em maior deposição de sedimentos. Além disso, os eventos monitorados foram de pequena magnitude e com pouca energia para o transporte de sedimentos de fundo.

Como alternativa ao monitoramento direto utilizando amostradores, foi efetuado um levantamento batimétrico no início e no final do período de monitoramento, para a quantificação do volume de sedimento retido pelo vertedor. O levantamento batimétrico foi realizado a montante do vertedor, onde se estabeleceu uma malha de amostragem no leito do curso de água, em pontos com espaçamento de 0,50 x 1,00 m, sendo as medições demarcadas e realizadas no mesmo local no

início e no final do monitoramento. Assim, foi possível quantificar o incremento de sedimento de fundo, retido pelo vertedor.

3.3.4 Avaliação do comportamento hidrossedimentológico da bacia

A avaliação do comportamento hidrossedimentológico de uma bacia pode ser determinado mediante análise da forma do hidrograma, da forma do sedimentograma e da relação existente entre a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão.

Os processos que determinam a distribuição da concentração de sedimentos em suspensão variam com as condições relacionadas aos processos erosivos predominantes e com a capacidade de transporte dos sedimentos. Assim, os valores da concentração de sedimentos em suspensão na fase de ascensão do hidrograma são diferentes dos valores para a mesma vazão, durante a recessão (MINELLA et al., 2011).

3.3.4.1 Hietogramas, hidrogramas e sedimentogramas

A avaliação do comportamento hidrossedimentológico da bacia foi realizada mediante análise de hietogramas, hidrogramas, sedimentogramas, bem como da relação entre a vazão e concentração de sedimentos em suspensão. Ainda, fez-se uma análise da relação entre as variáveis hidrossedimentológicas monitoradas.

A representação gráfica dos dados foi realizada para constituição dos hietogramas, hidrogramas e sedimentogramas. Os hietogramas consistem na representação gráfica das variações da precipitação no tempo e os hidrogramas consistem na representação gráfica das variações de vazão no tempo. A vazão é representada como ordenada de um diagrama cartesiano ($L s^{-1}$) e o tempo como abscissa (em minutos, frações de hora ou horas) em pequenas bacias. Juntamente com os hietogramas e os hidrogramas, foram dispostos os sedimentogramas dos

eventos de precipitação selecionados, que consistem na representação gráfica das variações de concentração de sedimentos em suspensão no tempo.

3.3.4.2 Histerese

A variação entre a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão representa a ocorrência do efeito histerese, que consiste em um atraso na evolução de um fenômeno físico em relação a outro. Assim, fez-se a classificação e a quantificação da histerese que ocorre entre a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão, durante eventos de precipitação, bem como a análise dos índices de histerese e dos fatores que os controlam. Essa análise buscou caracterizar a histerese qualitativamente e aplicar um índice quantitativo que permitisse a comparação entre eventos e entre bacias.

3.3.4.2.1 Análise qualitativa da histerese

A análise qualitativa da histerese foi realizada mediante análise do gráfico da variação entre a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão. O sentido e o formato do laço indicam a influência direta das características apresentadas pelo hidrograma e pelo sedimentograma (WILLIAMS, 1989; MINELLA et al., 2011).

O laço de histerese pode ter sentido horário, anti-horário ou formato oito, características essas que refletem as diferenças entre os tempos de pico e da declividade dos ramos ascendente e descendente do hidrograma e do sedimentograma (MINELLA et al., 2011).

Em uma curva com sentido horário, a uma dada vazão, a concentração de sedimentos em suspensão do ramo crescente (Css RC) é maior que a do ramo decrescente (Css RD). No caso de um laço anti-horário, a uma dada vazão, a concentração de sedimentos em suspensão do ramo crescente (Css RC) é menor que a do ramo decrescente (Css RD), o que resulta na ocorrência da máxima concentração de sedimentos em suspensão após a máxima vazão (SEEGER et al.,

2004). Quando a curva apresenta tanto o comportamento horário quanto o anti-horário tem-se um laço com formato em oito. Conforme Williams (1989), isto ocorre quando a concentração de sedimentos em suspensão e a vazão começam a aumentar aproximadamente juntas, mas a concentração de sedimentos em suspensão atinge o valor máximo primeiro, produzindo uma curva em sentido horário. Após atingir a máxima concentração de sedimentos em suspensão, a disponibilidade e o transporte de sedimentos são suficientemente elevados fazendo com que a concentração de sedimentos em suspensão decresça lentamente, enquanto a vazão decresce mais rapidamente (MINELLA et al., 2011).

3.3.4.2.2 Análise quantitativa da histerese

A análise quantitativa do comportamento da histerese permite a comparação entre eventos ou entre bacias. O formato do laço de histerese pode ser quantificado a partir da metodologia apresentada por Lawler et al. (2006). O índice de histerese (IH) é obtido a partir da análise dos dados de vazão (Q) e de concentração de sedimentos em suspensão (C_{ss}) e da construção do gráfico de Q versus C_{ss}; primeiro, conhecendo-se a vazão máxima (Q_{máx}) e a vazão inicial mínima (Q_{min}) do evento, calcula-se o valor central entre a vazão máxima e mínima do ramo ascendente (Q_{cen}) do evento (Equação 3).

$$Q_{cen} = 0,5 * (Q_{máx} - Q_{min}) + Q_{min} \quad [3]$$

Onde: Q_{cen}: vazão central entre a vazão máxima e mínima do ramo ascendente; Q_{máx}: vazão máxima do ramo ascendente; Q_{min}: vazão mínima do ramo ascendente.

Para o valor central (Q_{cen}) obtido, encontram-se os valores de concentração de sedimentos em suspensão no ramo crescente (C_{ss} RC) e no ramo decrescente (C_{ss} RD) utilizando o gráfico da relação entre a concentração de sedimentos em suspensão e a vazão (gráfico de histerese).

Os valores de $C_{ss\ RC}$ e de $C_{ss\ RD}$ podem ser obtidos do gráfico a partir da interpolação entre os pontos que possuem concentração de sedimentos em suspensão e vazão medidas. Se a curva de histerese possuir sentido horário o índice de histerese (IH) será positivo e calculado pela (Equação 4) e se a curva de histerese possuir sentido anti-horário, o IH será negativo e calculado pela (Equação 5).

$$IH = \left(\frac{C_{ss\ RC}}{C_{ss\ RD}} \right) - 1 \quad [4]$$

$$IH = \left(\frac{-1}{\left(\frac{C_{ss\ RC}}{C_{ss\ RD}} \right)} \right) + 1 \quad [5]$$

Onde: IH: índice de histerese; $C_{ss\ RC}$: concentração de sedimentos em suspensão no ramo crescente; $C_{ss\ RD}$: concentração de sedimentos em suspensão no ramo decrescente.

3.3.5 Estimativa da produção de sedimentos

A produção de sedimentos é o resultado dos processos de erosão, transporte e deposição ocorrentes em uma bacia hidrográfica em determinado tempo e a magnitude dessa produção reflete a taxa de emissão de sedimentos da bacia. Assim, a produção de sedimentos representa apenas uma parcela do total de sedimentos produzidos na bacia, em decorrência dos processos erosivos atuantes.

As medidas para a estimativa da produção de sedimentos geralmente são realizadas diretamente, mediante monitoramento da descarga total de sedimentos transportados pelo canal, na seção de monitoramento da bacia, durante um período de tempo. A produção de sedimentos incorpora tanto os sedimentos transportados em suspensão como o material de fundo (MINELLA, 2007).

A variabilidade da produção de sedimentos em uma bacia reflete não só as condições fisiográficas, como também as condições de uso e manejo da bacia; por isso ela é considerada uma variável integradora. Sua determinação foi realizada

utilizando-se os dados de concentração de sedimentos e de vazão no exato instante da amostragem pelo linígrafo, medidos no exutório das bacias (Equação 6). A produção de sedimentos total foi determinada a partir do somatório da descarga sólida obtida durante o evento de precipitação e de todo o período de monitoramento automático.

O valor da concentração de sedimentos em suspensão foi interpolado linearmente para as amostras de concentração de sedimentos em que o instante de coleta não foi coincidente ao da medida da vazão.

$$PS = \sum_{i=1}^n k(C_{ss} * Q_i) \quad [6]$$

Onde: PS: produção de sedimentos (Mg); C_{ss} : concentração de sedimentos ($g L^{-1}$); Q_i : vazão ($L s^{-1}$); k: fator de conversão de unidades; n: número de medições instantâneas de C_{ss} e Q realizadas em determinado tempo.

3.3.6 Taxa de transferência de sedimentos

A quantidade total de sedimento mobilizado em uma bacia hidrográfica consiste na erosão bruta. Assim, a produção de sedimentos consiste em uma pequena parcela do total de sedimento que foi produzido na bacia, em decorrência de todos os processos erosivos de superfície e subsuperfície (MORO, 2011). A produção de sedimentos, estimada a partir do somatório da descarga sólida integrada no tempo (Equação 6), também pode ser definida como a diferença entre a erosão bruta e a quantidade de sedimentos depositada, que não foi removida para fora da bacia (Equação 7).

$$PS = EB - DS \quad [7]$$

Onde: PS: é a produção de sedimentos ($Mg ha^{-2} ano^{-1}$); EB: é a erosão bruta ($Mg ha^{-2} ano^{-1}$); DS: é a quantidade de sedimento erodido depositado na bacia ($Mg ha^{-2} ano^{-1}$).

No entanto, a quantificação do sedimento que ficou depositado na bacia é dificultada devido à complexidade dos processos de transferência e deposição dos sedimentos (MINELLA, 2007; MORO, 2011). Assim, para estimar a fração da erosão bruta total que chega ao exutório da bacia, utilizou-se o conceito empírico denominado taxa de emissão de sedimentos (SDR – Sediment Delivery Ratio) (Equação 8).

As informações referentes à erosão bruta que ocorre na bacia foram obtidas do estudo desenvolvido por Oliveira (2011) na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura. Utilizou-se a erosão média do período avaliado por Oliveira para cada uso, sendo de 0,15 Mg ha⁻¹ para os povoamentos de eucalipto; 0,03 Mg ha⁻¹ para a mata nativa; e 4,48 Mg ha⁻¹ para as estradas (considerou-se valores de perda de solo obtida em parcelas de solo descoberto),

$$SDR (\%) = \left(\frac{PS}{EB} \right) 100 \quad [8]$$

Onde: SDR: é a taxa de transferência de sedimentos (adimensional); PS: é a produção de sedimentos (Mg ha⁻² ano⁻¹); EB: é a erosão bruta (Mg ha⁻² ano⁻¹).

3.4 Modelagem hidrológica

A Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura é uma bacia pequena e a maior parte de sua área encontra-se ocupada com povoamentos de espécies de eucalipto. Contudo, mesmo com a presença de florestas e o emprego de técnicas de manejo e conservação do solo, visualiza-se o efeito de processos erosivos na bacia por meio dos depósitos de sedimentos nos cursos de água. Diante disso, faz-se necessário o entendimento dos processos hidrossedimentológicos para a posterior gestão dos recursos naturais. Os processos hidrossedimentológicos foram modelados mediante utilização do modelo de base física de predição de erosão e de produção de sedimentos LISEM (Limburg Soil Erosion Model).

A utilização do modelo LISEM para a modelagem hidrológica, no presente estudo, deve-se ao fato de ser um modelo distribuído e incorporado a um SIG, o que facilita a sua aplicação em bacias hidrográficas pequenas e médias (entre 10 e 300

ha). Como o modelo fornece o hidrograma, o sedimentograma e a distribuição espacial da erosão e da deposição na bacia, as informações podem ser utilizadas para avaliar os efeitos do manejo nos processos hidrossedimentológicos. Além disso, o modelo foi utilizado e calibrado, com resultados satisfatórios, em estudos desenvolvidos em bacias hidrográficas rurais intensamente degradadas e com relevo acidentado, no Sul do Brasil (MORO, 2011).

As informações referentes à utilização do LISEM em bacias hidrográficas florestais são incipientes e, com a expansão da produção florestal no Sul do Brasil, fazem-se necessárias. Entretanto, o modelo LISEM utilizada o modelo de infiltração Hortoniano e o método da onda cinemática para as simulações, além de não incorporar o efeito da histerese entre a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão. Tais pressupostos podem ser fonte de erro nos resultados estimados pelo modelo.

Contudo, a opção pelo modelo LISEM em relação aos modelos de predição USLE, MUSLE e SWAT, deve-se ao fato de ser um modelo de base física de hidrologia e erosão que tem não só resultados hidrológicos e sedimentológicos, mas também a distribuição espacializada das variáveis envolvidas nos processos. Enquanto que os modelos USLE e MUSLE são empíricos e permitem quantificar a erosão da bacia. O modelo SWAT tem como principais saídas a erosão, a produção de sedimentos em suspensão, e a vazão; entretanto, é um modelo conceitual semi distribuído.

Na fase de preparação dos dados de entrada do modelo LISEM, o canal fluvial não foi inserido nas simulações porque a localização do canal georreferenciado em campo não coincidiu espacialmente com a localização do canal formado pela direção de fluxo gerada através do modelo digital de elevação. O canal será incluso nas simulações após a realização de levantamentos de campo para obtenção de um modelo digital de elevação que represente a superfície do terreno com maior fidelidade e coincidência de localização espacial entre o canal existente e o canal gerado pela direção de fluxo, utilizando-se o modelo digital de elevação.

A equação da infiltração utilizada foi a de Green e Ampt para uma camada de solo, com profundidade de 100 cm. Considerou-se apenas uma camada porque a obtenção dos parâmetros de caracterização físico-hídrica foi efetuada apenas em uma camada do solo, de 0 a 5 cm.

Para a fase de calibração, foram utilizados dados de descarga líquida dos eventos monitorados na bacia. O banco de dados disponível na bacia forneceu eventos com informações completas de precipitação, vazão e concentração de sedimentos em suspensão. O procedimento de calibração foi realizado pela otimização dos parâmetros de ajuste comparando-se os valores observados e calculados das variáveis hidrológicas.

Os valores das variáveis vazão máxima, tempo de pico e volume do escoamento superficial, obtidos pelo monitoramento feito na Bacia hidrográfica, foram as referências a serem alcançadas nas tentativas de calibração. Como o modelo LISEM não simula o escoamento total, mas sim o escoamento superficial, utilizou-se o método gráfico de separação do escoamento, determinado visualmente no hidrograma.

Para a separação do escoamento fez-se necessário determinar o início do escoamento superficial, caracterizado pelo início da ascensão do hidrograma, e o término do escoamento superficial, caracterizado pelo início da recessão ou pela mudança de declividade no hidrograma. Posteriormente ligaram-se os dois pontos por uma reta e o escoamento superficial consistiu na soma do intervalo de valores delimitados pelos pontos de inflexão do hidrograma (TUCCI, 2001). Este método gráfico de separação de escoamento pode ser aplicado facilmente a eventos isolados de chuva, com ascensão, pico e recessão bem caracterizados.

O modelo LISEM incorpora também, além do escoamento superficial, a simulação dos processos de erosão e deposição. A modelagem da erosão é dependente da verificação dos processos hidrológicos e, por isso, não foi testada no presente estudo, em que se objetivou modelar os processos hidrológicos.

3.4.1 Fluxograma e funcionamento do modelo LISEM

A estrutura de cálculo do LISEM é baseada não só em conceitos da física do solo e da hidráulica do escoamento, mas também em conceitos dos processos de desagregação, de transporte de sedimentos e de propagação no canal, gerando a estimativa da produção de sedimentos na seção de monitoramento e a distribuição espacial tanto da erosão, quanto da deposição na bacia. Entretanto, o modelo exige

uma grande quantidade de parâmetros medidos e um número de eventos significativos para calibração e validação dos resultados (MORO, 2011). O modelo também incorpora os efeitos da compactação gerada pelos tratores, pequenas estradas e selamento superficial. O movimento vertical da água no solo é simulado a partir da escolha de modelos de infiltração que se ajustam às condições do solo e do clima, assim como aos dados de entrada disponíveis para cada modelo incorporado ao LISEM.

O fluxograma simplificado de funcionamento do modelo LISEM é apresentado na Figura 21.

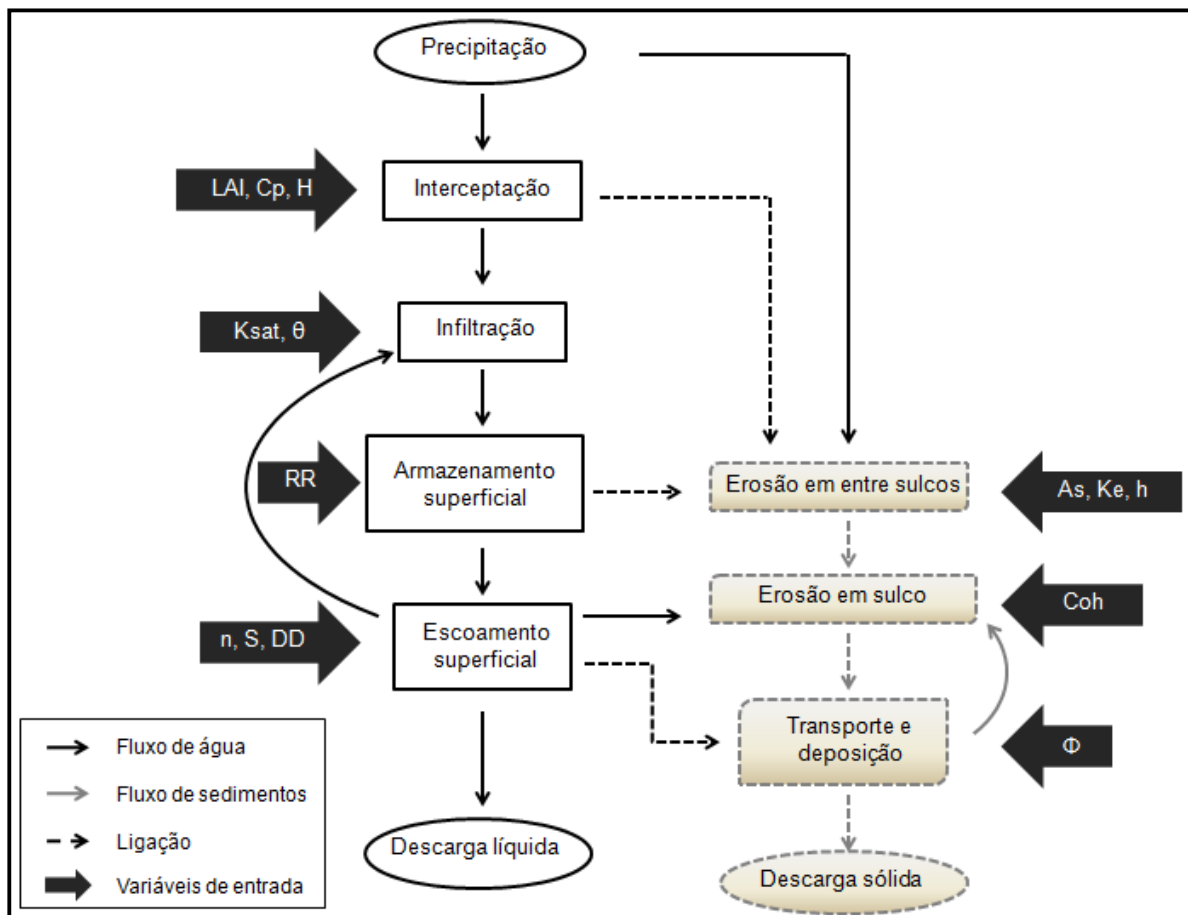


Figura 21 - Fluxograma simplificado do modelo LISEM. Adaptado: Jetten (2002). Onde: LAI: índice de área foliar; Cp: cobertura do solo; H: altura da vegetação; Ksat: condutividade hidráulica do solo saturado; θ : umidade do solo; RR: rugosidade superficial aleatória; n: coeficiente n de Manning; S: declividade; DD: direção de drenagem; As: estabilidade de agregados; h: lâmina de água; Ke: energia cinética; Φ : tamanho de partícula; Coh: coesão do solo úmido.

Os parâmetros de entrada do LISEM incluem mapas dos limites e da área da bacia hidrográfica, localização da seção de monitoramento, área de cobertura das estações climáticas, modelo numérico de elevação, declividade uso do solo, tipo do solo, localização da rede de drenagem e localização de estradas. Além disso, há também tabelas com informações espacialmente distribuídas em função do tipo ou uso do solo, como, por exemplo, dados de cobertura do solo (índice de área foliar, cobertura do solo, altura da vegetação), aspectos físicos do solo (n de Manning, rugosidade, pedras e crosta, estradas, solo descoberto, estabilidade de agregados, coesão, granulometria, umidade, condutividade hidráulica saturada, profundidade), infiltração (condutividade, umidade inicial, tensão na frente de molhamento, profundidade do solo), características do canal (largura, profundidade, forma, coesão, coeficiente n de Manning), características das estradas (largura, condutividade, relevo, material) e fontes de poluição difusa e pontual (localização, tamanho, concentração no solo e na solução, biodisponibilidade, reatividade, estabilidade).

A interceptação da precipitação por culturas ou por vegetação natural é simulada através do cálculo da capacidade máxima de armazenamento, tendo como entrada o índice de área foliar (LAI). Também é contabilizada a drenagem pelas folhas e pelo caule, usando a percentagem de cobertura do solo (Cp) e a altura da vegetação (H) como variáveis de entrada. O armazenamento em micro-depressões é simulado por um conjunto de equações, de modo que a rugosidade superficial (RR) é utilizada como uma medida de microrrelevo. Para o escoamento, o n de Manning (n), a declividade (S) e a direção de drenagem (DD) são as variáveis de entrada. A erosão é simulada em função da estabilidade dos agregados do solo (As), da energia cinética da chuva (Ke) e da lâmina de água (h). A energia cinética surge da precipitação direta ou da drenagem das folhas. A capacidade de transporte do escoamento superficial é modelado por meio de uma equação que usa parâmetros diferentes em função do tamanho das partículas (ϕ). Já as equações para o transporte de sedimentos utilizam a coesão do solo na saturação (Coh) como a variável mais importante (JETTEN, 2002).

Como variáveis de saída, o LISEM estima a erosão e a produção de sedimentos (MORO et al., 2009), o que forma um arquivo sumário com totais (precipitação total, descarga total, pico de descarga, perda de solo total); um arquivo de séries temporais, que pode ser usado para elaboração de hidrogramas e

sedimentogramas; mapas de erosão e deposição; e mapas de escoamento superficial em intervalos de tempo desejados durante o evento. Os resultados são úteis para aplicações relacionadas ao manejo e à preservação de recursos naturais como o solo e a água.

3.4.1.1 Processos hidrológicos

Devido à característica do LISEM em ser distribuído, os processos são calculados para cada célula (pixel a pixel da grade). Assim, a precipitação e a interceptação pelas plantas são calculadas, depois a infiltração e o armazenamento superficial são subtraídos para obter o escoamento superficial líquido. Posteriormente, o fluxo inicial de erosão e de deposição é calculado a partir do uso do princípio da energia do fluxo: a água e os sedimentos são dirigidos ao exutório com o método da onda cinemática. Casos especiais podem ser definidos para estradas e áreas compactadas, e os canais podem ser levados em consideração (JETTEN, 2002).

a) Precipitação

O LISEM exige a inserção de um arquivo com dados de precipitação. Para cada incremento de tempo durante a simulação de um evento, o modelo gera um mapa com a distribuição espacial da intensidade da chuva. Desse modo, é possível informar ao modelo a variabilidade espacial e temporal da chuva. De acordo com Jetten (2002), a precipitação é adicionada à altura da água corrente em cada célula e o ângulo de inclinação é considerado, admitindo que a chuva atinja uma superfície horizontal, projetada quando o terreno tem uma inclinação real. Assim, a chuva que precipita se espalha por uma área maior e a altura da água resultante é menor.

b) Interceptação

A interceptação da precipitação proporcionada pelas plantas é determinada pela estimativa da capacidade de armazenamento máxima da vegetação (S_{max}), que ocorrerá durante o evento de precipitação. O LISEM permite a escolha da equação de interceptação, de acordo com a cultura e tem como opção uma equação específica para eucalipto (Equação 9). Essa equação foi testada, entretanto devido ao seu baixo coeficiente de determinação ($r^2 = 0,51$), a mesma não foi utilizada.

A utilização de equações para a estimativa da interceptação da precipitação em povoamentos de eucalipto, ainda é incipiente no Brasil. Um estudo desenvolvido por Leite et al. (1999) baseou-se na relação entre o percentual de chuva interceptada pelas copas e a área inicial disponível por plantas para a estimativa da interceptação da precipitação pelas plantas de eucalipto. Os autores verificaram que os valores estimados de interceptação (de 17,6 a 21,1%) estiveram dentro dos limites encontrados para espécies do gênero *Eucalyptus*. Entretanto, a equação também apresentou baixo coeficiente de determinação ($r^2 = 0,57$).

Diante do exposto, utilizou-se para a estimativa da interceptação uma equação desenvolvida por Von Hoyningen-Huene em 1981 (Equação 10), que tem o índice de área foliar (LAI) como variável independente (JETTEN, 2002).

$$S_{max} = 0,0918 * LAI^{1,04} \quad [9]$$

$$S_{max} = 0,935 + 0,498 * LAI - 0,00575 * LAI^2 \quad [10]$$

Onde: S_{max} é a capacidade de armazenamento máxima do dossel (mm) estimado a partir do índice de área foliar ($m^2 m^{-2}$).

A equação para a estimativa da interceptação acumulada incorpora o fator K, que foi apresentado por Aston (1979) para incluir os efeitos da interceptação mais lenta quando a vegetação é densa (Equação 11). Simultaneamente, este fator

incorpora o fato de que apenas parte da precipitação cumulativa que cai na vegetação pode contribuir para o armazenamento da interceptação. De acordo com Gomes (2008), o fator K simula a interceptação acumulada antes do armazenamento máximo nas folhas ser alcançado. Da equação de interceptação acumulada à interceptação em um dado incremento de tempo é calculada subtraindo-se a S no tempo $(t-1)$ de S no tempo (t) .

A interceptação acumulada durante um evento de precipitação é calculada utilizando-se a Equação 12, desenvolvida por Merriam (1960) e modificada por Aston (1979).

$$K = 1 - 0,046 LAI \quad [11]$$

$$S = c_p * S_{max} * \left[1 - e^{-k \frac{P_{cum}}{S_{max}}} \right] \quad [12]$$

Onde: S é a interceptação acumulada (mm); P_{cum} é a precipitação acumulada (mm); K é um fator de correção para densidades de vegetação para taxas (Equação 6) onde o S_{max} é alcançado; C_p é a fração da cobertura vegetal (decimal).

c) Infiltração

A infiltração pode ser calculada no LISEM por modelos inseridos ao programa, de acordo com os dados disponíveis (GOMES, 2008; MORO, 2011). O modelo de infiltração desenvolvido por Green e Ampt, em 1911, considera a equação de Darcy para a zona úmida do solo, de modo a assumir que existem distintas frentes de umedecimento (JETTEN, 2002). O modelo de Green e Ampt é muito sensível aos parâmetros de K_{sat} e de umidade inicial do solo (JETTEN, 2002) e foi o modelo selecionado para ser aplicado no presente estudo.

d) Armazenamento em microdepressões

Durante um evento chuvoso, três possíveis estágios de armazenamento de água em microrrelevos podem ocorrer, sendo: (a) armazenamento em microrrelevos, sem escoamento; (b) armazenamento em microrrelevos adicionais acompanhado de escoamento; e (c) escoamento somente com o preenchimento dos microrrelevos (MOORE; LARSON, 1979).

A rugosidade da superfície do solo apresenta variabilidade e é utilizada como medida de microrrelevos (GOMES, 2008). O armazenamento nas microdepressões é simulado utilizando-se a Equação 13, desenvolvida por Onstad (1984), que considera a rugosidade da camada superficial do solo como principal parâmetro.

$$RET_{max} = 0,112 * RR + 0,031 * RR^2 - 0,012 * RR * S \quad [13]$$

Onde: RET_{max} é o armazenamento máximo em depressões (cm); RR é a rugosidade superficial (cm); S é a declividade do terreno (%).

O excesso de chuva (chuva + escoamento superficial – interceptação – infiltração) requerido para preencher todas as depressões é calculado usando a Equação 14 (ONSTAD, 1984).

$$RE_{Train} = 0,329 RR + 0,073 RR^2 - 0,018 RR * S \quad [14]$$

Onde: RE_{Train} é o excesso de chuva necessário para preencher as depressões (cm).

O início do escoamento, que ocorre entre os estágios a e b, pode ser simulado utilizando-se a Equação 15, obtida a partir dos dados de Onstad (1984).

$$DETstart = RETrain * [0,0527 * RR - 0,0049 * S] \quad [15]$$

Onde: DETstart é o excesso de chuva necessário para iniciar o escoamento (cm).

A fração máxima de superfície coberta por água pode ser calculada a partir da utilização da Equação 16, desenvolvida por Onstad (1984), com o mesmo conjunto de dados utilizados para formular a equação empregada na estimativa do excesso de chuva que é necessário para iniciar o escoamento.

$$FWAmax = 0,152 RR - 0,008 RR^2 - 0,008 RR * S \quad [16]$$

Onde: FWAmax é a fração máxima da superfície coberta com água.

A fração atual da superfície coberta com água é determinada, utilizando uma relação (Equação 17) baseada no trabalho de Moore; Larson (1979) e Onstad (1984).

$$FWA = FWAmax \left(\frac{RET}{RETmax} \right)^{0,6} \quad [17]$$

Onde: FWA é a fração atual da superfície coberta com água.

Algumas depressões são temporariamente isoladas e não contribuem com o escoamento superficial. Assim, quando o armazenamento for menor que 75% da quantidade máxima de retenção, 20% das depressões são isoladas. Se a retenção for entre 75 e 100% da quantidade máxima, a porcentagem de depressões isoladas decresce para próximo de zero (Equação 18).

$$FWA_{iso} = 0,20 FWA \left(1 - \frac{\frac{RET}{RET_{max}} 0,75}{0,25} \right) \quad [18]$$

Onde: FWA_{iso} é a fração das depressões isoladas.

e) Escoamento superficial e fluxo de canal

Para simular de forma distribuída, o modelo LISEM divide a área em uma grade de células, de modo que para cada célula, são simulados os processos hidrossedimentológicos. Primeiramente, é calculada a precipitação interceptada pelas plantas, a infiltração e o escoamento superficial. Posteriormente, o modelo estima a desagregação do solo pela gota da chuva e pelo escoamento para, finalmente, calcular a deposição. O escoamento superficial e os sedimentos são propagados a partir de cada célula para o exutório pelo método da onda cinemática e pela utilização da equação de Manning (MORO et al., 2009).

O coeficiente de rugosidade (n) foi desenvolvido pelo engenheiro irlandês Robert Manning, sendo utilizado para determinar a velocidade do escoamento em canais abertos e tubulações (Equação 19).

$$V = \frac{R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{3}}}{n} \quad [19]$$

Onde: v : é a velocidade média da água em $m s^{-1}$; R : é o raio hidráulico da seção transversal; S : é a declividade (metros por metro, ou adimensional); e n é um coeficiente empírico, denominado coeficiente de Manning.

O coeficiente n de Manning é variável de acordo com o revestimento do canal, sendo canais com paredes muito rugosas têm valores altos de n e canais de laboratório ou com superfícies lisas podem ter valores relativamente baixos de n (SANTOS et al., 2005).

Como o coeficiente de rugosidade (n) de Manning representa a resistência ao fluxo, sua aplicação tem sido utilizada em condições distintas daquelas para o qual ele foi determinado. O escoamento em rios e canais abertos é um fenômeno bastante complexo e variável no espaço e no tempo, sendo que as principais variáveis relacionadas ao escoamento são a velocidade, a vazão e o nível da água. Assim, a modelagem em relação ao fenômeno físico implícito na propagação de uma onda de cheia em rios e canais abertos tem sido realizada utilizando parâmetros que representam a resistência ao escoamento, como o coeficiente de rugosidade de Manning.

O n de Manning tem sido utilizado, também, em estudos cujos objetivos são a redução dos efeitos causados por eventos extremos que podem gerar inundações e na gestão de áreas de afluência variável (ARCEMENT; SCHNEIDER, 1984). Embora muitas pesquisas relacionadas ao coeficiente de rugosidade de Manning para fluxo em canais tenham sido desenvolvidas, aquelas relacionadas aos valores de rugosidade para áreas com vegetação densa ainda são incipientes (ARCEMENT; SCHNEIDER, 1984). Assim, quando aplicado para situações distintas daquelas as quais foi determinado, o coeficiente de rugosidade n de Manning deve ser utilizado com cautela, para não proporcionar resultados incoerentes.

O n de Manning, a declividade e a direção de drenagem local são usadas como variáveis de entrada. O LISEM permite a simulação de vários tipos de superfícies do solo, sendo essas definidas como solo normal, com crosta, compactada, estrada impermeável e com faixas de vegetação. Em apenas uma célula, podem existir mais de um tipo de superfície, o que implica no cálculo de uma altura média da lâmina de água, resultando em um raio hidráulico médio. A partir desse raio, calcula-se a velocidade, através da equação de Manning (MORO, 2011).

O cálculo com a equação da onda cinemática é feito de maneira separada, para as células que corresponderem não só ao canal fluvial, como também a outro tipo de superfície. Para estas células, a velocidade considerada para o cálculo do escoamento é a velocidade média no canal e na superfície (MORO, 2011). O canal é considerado o centro da célula; dessa forma, a distância da borda da célula ao canal é: $0,5 * [\text{largura da célula (m)} - \text{largura do canal (m)}]$. A magnitude do fluxo que entra no canal é determinada pela Equação 20.

$$f = \frac{V}{[0,5 (L_{célula} - L_{canal})]} \quad [20]$$

Onde: f representa o fluxo que entra no canal ($m^3 s^{-1}$); V representa a velocidade média da célula ($m s^{-1}$), $L_{célula}$ representa a largura da célula (m); L_{canal} representa a largura do canal (m).

A descarga líquida é então calculada mediante a utilização da equação que considera o coeficiente de rugosidade (n) de Manning (Equação 21). Tal coeficiente representa a resistência de determinada superfície ao fluxo.

$$Q = \frac{A}{n} R^{\frac{2}{3}} S^{\frac{1}{2}} \quad [21]$$

Onde: Q : é a descarga líquida ($m^3 s^{-1}$); A : é a seção transversal úmida (m^2); n representa o coeficiente de Manning (adimensional); R : é o raio hidráulico - lâmina pouco espessa (m); S : é a declividade da superfície.

A entrada de dados no LISEM foi realizada por meio de planos cartográficos de informação (PCI's) gerados via interface com o Sistema de Informações Geográficas (SIG) PCRaster.

O PCRaster é um software gratuito, que pode ser utilizado para o desenvolvimento de modelos espaço-temporais do meio ambiente, ou seja, planos cartográficos de informação com distribuição espacial dos parâmetros que se deseja representar. O PCRaster possui um ambiente que permite desenvolver os modelos mediante linguagem de programação, além de incluir um conjunto de ferramentas para a construção de modelos e funções analíticas para a manipulação de mapas no formato raster. Também inclui um ambiente para a inserção de dados numéricos de parâmetros medidos, na forma de tabelas, o que possibilita a construção de modelos espaço-temporais estocásticos que podem ser visualizados e manipulados na interface do modelo, facilitando a adequação do modelo às necessidades dos usuários

O PCRaster utiliza seis PCI's básicos e tabelas com dados numéricos para a elaboração dos vinte e quatro PCI's exigidos pelo LISEM. Os PCI's básicos

necessários são o limite da bacia hidrográfica, o modelo digital de elevação, o uso e o tipo de solo, a localização da drenagem e das estradas. Os dados numéricos utilizados no PCRaster correspondem às características físicas do solo, às características da vegetação e do tipo de superfície.

Os dados numéricos utilizados no PCRaster foram a condutividade hidráulica saturada, a porosidade do solo, a tensão de água no solo na frente de molhamento, a umidade antecedente do solo, a rugosidade ao acaso, o coeficiente n de Manning, a fração do solo coberta por vegetação, a altura da vegetação, o índice de área foliar e a capacidade de armazenamento da água da chuva pelo dossel.

Assim, mediante utilização dos PCI's básicos e uma linguagem de programação com utilização da tabela com os dados numéricos dos parâmetros, foram gerados no PCRaster, todos os PCI's utilizados pelo LISEM.

No LISEM, além dos planos cartográficos de informação gerados no PCRaster, devem ser inseridas às características do evento a ser simulado. Tais características são disponibilizadas na forma de um histograma que relaciona a intensidade de precipitação distribuída no tempo.

A interface do modelo LISEM permite que os dados de saída sejam apresentados na forma de mapas, gráficos e tabelas.

3.4.2.1 Obtenção dos dados de entrada do modelo

Os planos cartográficos de informação e os dados numéricos foram obtidos a partir de coletas em campo e em análises de laboratório. Uma malha de amostragem representativa da variabilidade da bacia foi estabelecida de acordo com o relevo e com o tipo e uso do solo, sendo estabelecidos vinte e nove pontos de amostragem, onde foram coletadas amostras de solo com estrutura preservada e alterada para que fosse possível a caracterização físico-hídrica (Figura 12).

As características do solo determinadas foram: condutividade hidráulica saturada, porosidade, tensão de água na frente de molhamento, rugosidade aleatória e granulometria.

As informações, necessárias para que o SIG PCRaster possa gerar os mapas utilizados no LISEM, foram espacializadas de acordo com o uso e com a classe de

solo, onde utilizaram-se os valores médios dos parâmetros obtidos, exceto para o parâmetro condutividade hidráulica do solo saturado. A condutividade hidráulica do solo saturado foi espacializada de acordo com o uso e com a posição no relevo (topo, encosta e base). Após indicar os valores dos parâmetros ao respectivo uso, em uma tabela específica do SIG PCRaster, são gerados mapas de cada parâmetro, distribuído espacialmente de acordo com o uso e com a classe de solo.

Como os planos cartográficos de informação são distribuídos, faz-se necessária a determinação do tamanho de célula (Δx e Δy), que pode ser feita mediante utilização de equações de otimização, que atendam a condição de estabilidade e menor erro. A condição de estabilidade geralmente utilizada para a determinação do tamanho de célula é a Condição de Courant. Entretanto, os mapas para representar os processos envolvidos na erosão e na produção de sedimentos em toda a Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura tiveram discretização espacial de 5 x 5 e de 20 x 20 m, baseada nos resultados das simulações.

a) Área coberta por vegetação, altura da vegetação e índice de área foliar

A fração de área coberta por vegetação foi determinada mediante observação visual no momento das amostragens, onde se observou cobertura do solo de praticamente 100% da área, proporcionada pelos povoamentos florestais e por espécies arbustivas e gramíneas, em alguns locais.

A altura da vegetação e o índice de área foliar foram obtidos mediante inventários florestais realizados no campo. Para realização do inventário, foram demarcadas parcelas circulares de 400 m² com alocação aleatória no campo. A distribuição das parcelas foi feita englobando todos os plantios de um determinado estrato, sendo o inventário realizado anual ou bianualmente nas mesmas parcelas. Nas parcelas circulares, a altura das plantas e a declividade foram medidas com uso de um Hipsômetro de Haglof. O índice de área foliar foi determinado utilizando-se o equipamento LAI2000[®].

b) Coeficiente n de Manning

O valor de n de Manning pode ser determinado pela medição local. Para o presente estudo, o coeficiente n de Manning utilizado para a calibração do modelo foi obtido na literatura (HAAN et al.,1993).

c) Porosidade, tensão de água no solo e umidade inicial

As amostras, com estrutura preservada em cilindros metálicos com 0,057 m de diâmetro e 0,04 m de altura, coletadas na camada de 0 a 0,05 m, foram saturadas e submetidas às tensões de 1, 6 e 10 kPa em coluna de areia (REINERT; REICHERT, 2006) e às tensões de 33 e 100 kPa em Câmara de Richards (KLUTE, 1986) para determinação da retenção de água no solo. Desse modo, determinou-se, também, a porosidade do solo e a tensão de água no mesmo.

A umidade antecedente pode ser determinada mediante cálculo do balanço hídrico diário. Como a Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura não possui monitoramento contínuo das variáveis necessárias para a estimativa do balanço hídrico diário, considerou-se a umidade inicial como sendo 20% da porosidade total do solo.

d) Condutividade hidráulica do solo saturado

As amostras com estrutura preservada também foram saturadas para determinação da condutividade hidráulica saturada com permeâmetro de carga constante (EMBRAPA, 1997). As três determinações do volume de água percolada nas amostras foram feitas em intervalos de cinco minutos após o início da percolação, visto que as amostras haviam sido previamente saturadas.

e) Potencial matricial na frente de umedecimento

O potencial matricial na frente de umedecimento foi obtido a partir da utilização da Equação 22, desenvolvida por Rawls et al. (1983), que emprega o volume total de poros, de argila e de areia para a sua modelagem. Gomes (2008) testou equações para estimativa da frente de umedecimento para as condições de solos brasileiros, com intuito de utilizá-las no modelo LISEM e concluiu que a Equação 22 foi a mais adequada.

$$\begin{aligned} \Psi_m = \text{Exp} (6,5309 - 7,3256 \text{ VTP} + 0,001583 \text{ Arg}^2 + 3,809479 \text{ VTP}^2 \\ + 0,0003444 \text{ ar Arg} - 0,049837 \text{ ar VTP} + 0,001608 \text{ ar}^2 \\ + \text{VTP}^2 - 0,000014 \text{ ar}^2 \text{ Arg} - 0,00348 \text{ Arg}^2 \text{ VTP} \\ - 0,0008 \text{ ar}^2 \text{ VTP}) \end{aligned} \quad [22]$$

Onde: Ψ_m é o potencial matricial na frente de umedecimento (mm); VTP é a porosidade total do solo ($\text{cm}^3 \text{ cm}^{-3}$); Arg é o teor de argila (%) e; ar é o teor de areia (%).

f) Rugosidade superficial aleatória

A rugosidade superficial aleatória foi determinada em campo, utilizando-se um perfilômetro (Figura 22). O equipamento foi posicionado no sentido paralelo e perpendicular ao gradiente de declividade, sendo obtidas imagens que posteriormente foram plotadas em gráficos para a obtenção do desvio padrão dos valores de rugosidade.

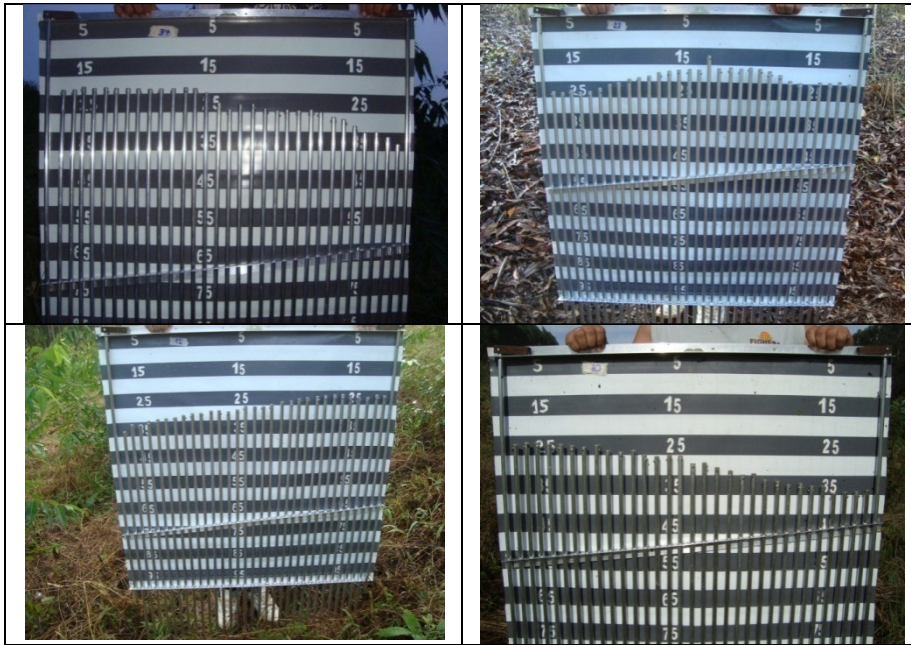


Figura 22 - Perfilômetro utilizado para a determinação da rugosidade aleatória em distintos pontos, na área da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS (Fotos: RODRIGUES, M. F., 19/04/2011).

3.5 Análise estatística

Para avaliar a eficiência do modelo em estimar o escoamento superficial, a vazão de pico e o tempo de pico, foi calculado o teste estatístico BIAS ou Erro (Equação 23), que representa a diferença em percentual entre o valor simulado e observado.

Para analisar consistência dos resultados fornecidos pelo modelo em relação ao formato dos hidrogramas, na fase de calibração, foi utilizado o Coeficiente de Eficiência de Nash-Sutcliffe (COE) (NASH; SUTCLIFFE, 1970) (Equação 24).

O COE é uma das principais estatísticas de precisão aplicadas para avaliar o desempenho de modelos hidrológicos. O COE pode variar de menos infinito ($-\infty$) até um (1). COE igual a 1 é indicativo de um perfeito ajuste dos dados simulados em relação aos dados observados; se superior a 0,75, o desempenho do modelo é considerado adequado e bom; se entre 0,36 e 0,75, o desempenho é aceitável; e se menor que 0,36, é inaceitável. O COE compara a variância, não só da vazão máxima, mas também de todos os valores de vazão entre os hidrogramas

observados e simulados, bem como a posterior diferença desta variância pela variância das vazões observadas (GOMES, 2008). Esse coeficiente foi utilizado para avaliar a relação entre os valores simulados e observados do escoamento superficial em cada evento.

$$Erro = \frac{Es - Em}{Em} 100 \quad [23]$$

$$COE = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Em - Es)^2}{\sum_{i=1}^n (Em - E)^2} \quad [24]$$

Onde: Em: valor da variável observada em um dado intervalo de tempo; Es: valor da variável simulada pelo modelo em um dado intervalo de tempo; E: média dos valores observados no período de simulação; n: número de variáveis.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

4.1 Caracterização físico-hídrica

A caracterização físico-hídrica do solo foi realizada em 29 pontos de amostragem distribuídos na área da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura e os resultados dos parâmetros foram dispostos de acordo com cada classe de solo. Além da caracterização, alguns dos resultados foram utilizados para a determinação dos parâmetros de entrada do modelo LISEM.

A distribuição do tamanho de partículas indicou predomínio da fração areia (partículas grosseiras) sobre as frações de silte e argila (partículas finas) para todas as classes de solo presentes na Bacia (Tabela 3). A distribuição granulométrica consiste em um dos determinantes da erodibilidade, tendo em vista que as partículas mais finas do solo são transportadas com maior facilidade, enquanto que as partículas mais grosseiras necessitam de maior energia de escoamento para o transporte, tendendo a se depositar com maior facilidade.

A argila natural teve variação de 7,15 a 12,87% entre as classes de solo, sendo os resultados baixos e inferiores aos 32,3% observados por Eltz et al. (2001) em um Argissolo Vermelho-Amarelo. De acordo com os autores, elevados valores de argila natural proporcionaram baixa resistência do solo à desagregação e ao selamento superficial resultando em altas taxas de perdas de solo e de água, influenciadas principalmente pela intensidade da chuva.

A menor proporção de argila e silte e a reduzida quantidade de argila natural aliadas à presença da floresta nativa nas áreas de preservação permanente, de povoamentos florestais plantados em praticamente toda a área da Bacia e de uma camada de serapilheira podem proporcionar não só a redução na velocidade de escoamento, mas também a retenção das partículas mais finas (silte e argila). Esse comportamento pode influenciar na distribuição granulométrica do sedimento no curso de água e em suas áreas adjacentes, e resultar em uma menor produção de sedimentos nas seções de monitoramento das bacias.

Tabela 3 - Granulometria para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Classes de solo	Granulometria			Argila natural (%)
	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	
Argissolo Vermelho	62,00	16,84	21,16	12,87
Argissolo Vermelho-Amarelo	45,36	31,12	23,51	11,85
Argissolo Amarelo	65,03	24,57	10,40	7,15
Planossolo Háptico	48,55	34,46	16,98	10,22
Cambissolo Háptico	66,96	14,75	18,29	11,10

Um sistema poroso contínuo e bem distribuído pode proporcionar densidades baixas; por isso, são considerados bons indicativos de qualidade estrutural do solo, pois favorecem a condução e a retenção de água no solo.

As menores densidades foram verificadas para os solos com maior porosidade total e macroporosidade (Tabela 4). Os poros maiores são responsáveis não só pela condução de água em condições saturadas, mas também pela aeração, o que favorece a rápida infiltração de água no solo e menor propensão ao escoamento superficial.

Tabela 4 - Densidade, porosidade e conteúdo de água disponível, para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Classes de solos	Densidade (g cm ⁻³)	Porosidade (cm ³ cm ⁻³)			AD
		Total	Macro	Micro	
Argissolo Vermelho	1,10	0,57	0,31	0,26	0,145
Argissolo Vermelho-Amarelo	1,20	0,53	0,25	0,28	0,167
Argissolo Amarelo	1,37	0,48	0,24	0,24	0,138
Planossolo Háptico	1,30	0,43	0,19	0,24	0,123
Cambissolo Háptico	1,26	0,49	0,27	0,22	0,135

Onde: Total: porosidade total; Macro: macroporosidade; Micro: microporosidade; AD; água disponível.

A curva de retenção de água no solo mostra a relação entre o conteúdo de água retido e o potencial com que a água está retida, sendo isso afetado pela textura e condição estrutural do solo, principalmente a distribuição de poros

(KAISER, 2010). Neste contexto, os poros menores atuam na retenção e condução de água em condições não saturadas. A retenção de água no solo, em condições saturadas, foi maior para os solos com maior porosidade total e macroporosidade (Tabela 5). Para as menores tensões, conteúdo de água apresentou pouca diferença entre classes de solos. De acordo com Kaiser (2010), nesses potenciais o efeito da distribuição granulométrica e da composição mineralógica do solo possui maior efeito na retenção de água do que as condições estruturais do solo.

Tabela 5 - Retenção de água no solo para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Classes de solo	Umidade volumétrica (cm ³ cm ⁻³)								
	0 kPa	1 kPa	6 kPa	10 kPa	33 kPa	100 kPa	500 kPa	1000 kPa	1500 kPa
Argissolo Vermelho	0,569	0,373	0,257	0,238	0,213	0,195	0,130	0,111	0,093
Argissolo Vermelho-Amarelo	0,533	0,361	0,279	0,263	0,244	0,228	0,153	0,120	0,096
Argissolo Amarelo	0,478	0,351	0,243	0,224	0,196	0,177	0,147	0,117	0,086
Planossolo Háplico	0,433	0,324	0,244	0,227	0,195	0,173	0,146	0,121	0,104
Cambissolo Háplico	0,487	0,307	0,218	0,201	0,176	0,157	0,100	0,080	0,066

A condutividade hidráulica do solo saturado teve uma grande variação entre amostras, o que pode ser comprovado pelo elevado coeficiente de variação (Tabela 6). De maneira geral, observa-se que a maior Ksat relaciona-se à maior porosidade total e à maior macroporosidade (Tabela 4). Este relação não foi verificada para o Planossolo, onde os valores de Ksat foram os que apresentaram maior variação. De acordo com Kaiser (2010), a Ksat é uma propriedade dinâmica do solo e o seu comportamento será determinado, principalmente, pela quantidade e continuidade dos poros, principalmente macroporos.

Tabela 6 - Condutividade hidráulica do solo saturado (Ksat) para as classes de solo presentes na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Classes de solo	Ksat (mm h ⁻¹)	CV (%)
Argissolo Vermelho	1250,13	45,30
Argissolo Vermelho-Amarelo	754,83	100,66
Argissolo Amarelo	416,22	16,41
Planossolo Háplico	1605,84	150,61
Cambissolo Háplico	836,30	74,46

A taxa de infiltração básica indicou elevada variação na infiltração de água no solo, variando principalmente com o relevo (Tabela 7). A infiltração foi decrescente desde o Topo (cotas mais elevadas) até a Base (cotas mais baixas, próximas à rede de drenagem), exceto para a Topo 3. Cabe salientar que a Topo 3 possui relevo menos íngreme, mesmo assim a Base apresentou a menor taxa de infiltração básica para esta topossequência.

Esses resultados são indicativos do comportamento da bacia em relação à infiltração de água no solo e ao escoamento superficial. Também permitem a inferência de que o modelo de escoamento que ocorre na bacia baseia-se na variação de umidade das áreas de afluência variável.

Tabela 7 - Taxa de infiltração básica para três topossequências da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Posição na paisagem	Taxa de infiltração básica (mm h ⁻¹)		
	Topo 1	Topo 2	Topo 3
Topo	574,94	742,42	18,21
Encosta superior	-	482,94	82,63
Encosta inferior	264,49	170,06	99,63
Base	10,31	70,68	15,46

4.2 Monitoramento hidrossedimentológico

4.2.1 Escala diária e quinzenal

Os resultados do monitoramento estão apresentados em intervalos diários, quinzenais e por eventos hidrossedimentológicos.

A disposição dos resultados foi efetuada dessa forma por considerar a importância de séries diárias e contínuas para estimativa do balanço hídrico e gestão dos recursos naturais. Além disso, modelos matemáticos utilizados para a estimativa do efeito de práticas de manejo sobre o balanço hídrico e processos erosivos, exigem parâmetros de entrada compostos por dados diários e séries contínuas de informações.

Os resultados diários das variáveis hidrossedimentológicas foram dispostos em tabelas para possibilitar a comparação entre a Bacia e a Sub-bacia. As variáveis apresentadas são a precipitação e a produção de sedimentos total (Anexo 1), bem como a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão média (Anexo 2), mínima (Anexo 3) e máxima (Anexo 4).

A distribuição temporal contínua da precipitação, da vazão e da concentração de sedimentos em suspensão para a Bacia e para a Sub-bacia está representada nas Figuras 23 e 24, respectivamente. De acordo com Tucci (1998), a representação gráfica permite indicar o comportamento da variabilidade temporal, das periodicidades mensais e dos períodos secos e úmidos.

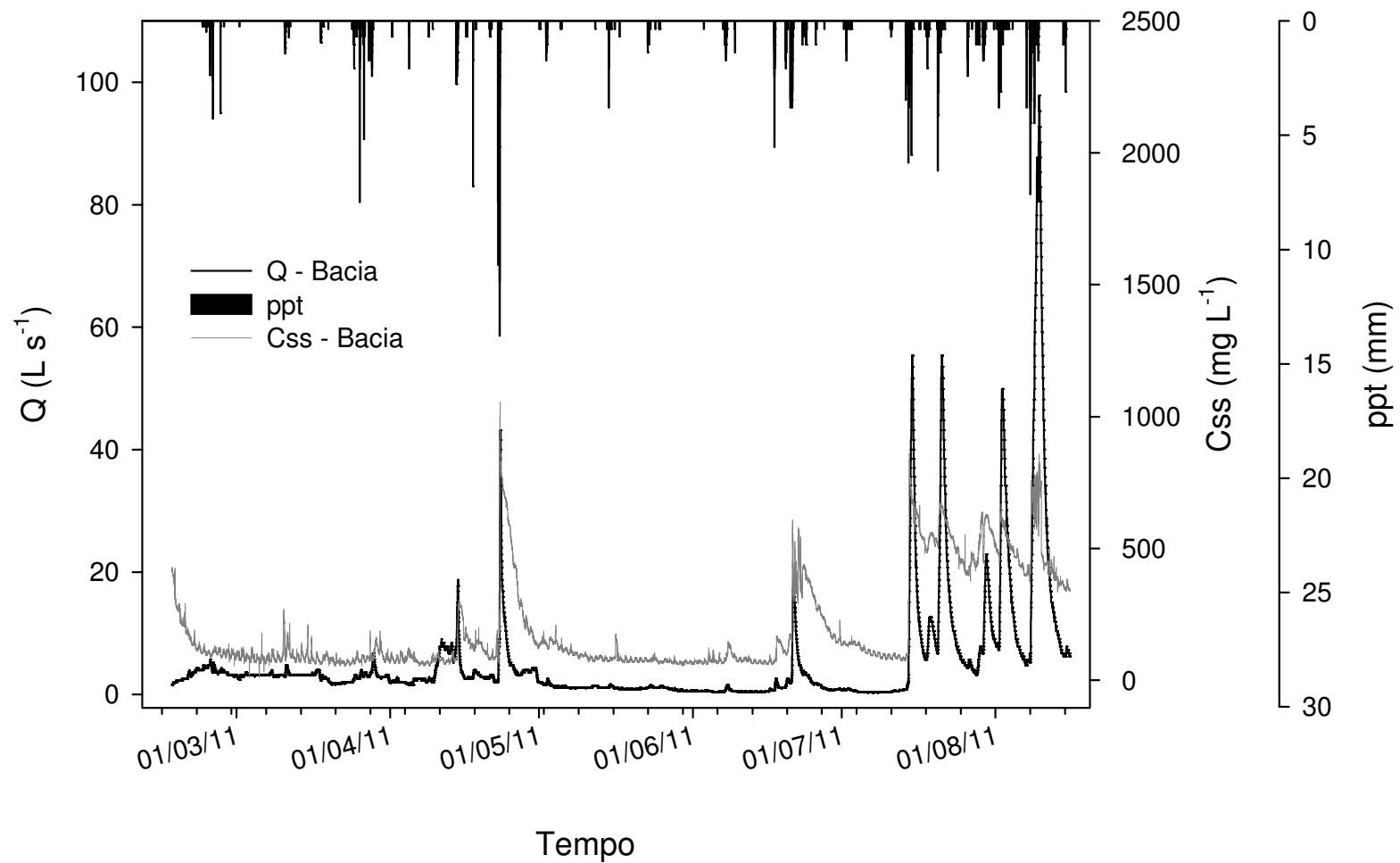


Figura 23- Hietograma, hidrograma e sedimentograma da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura em todo o período de monitoramento, Eldorado do Sul - RS.

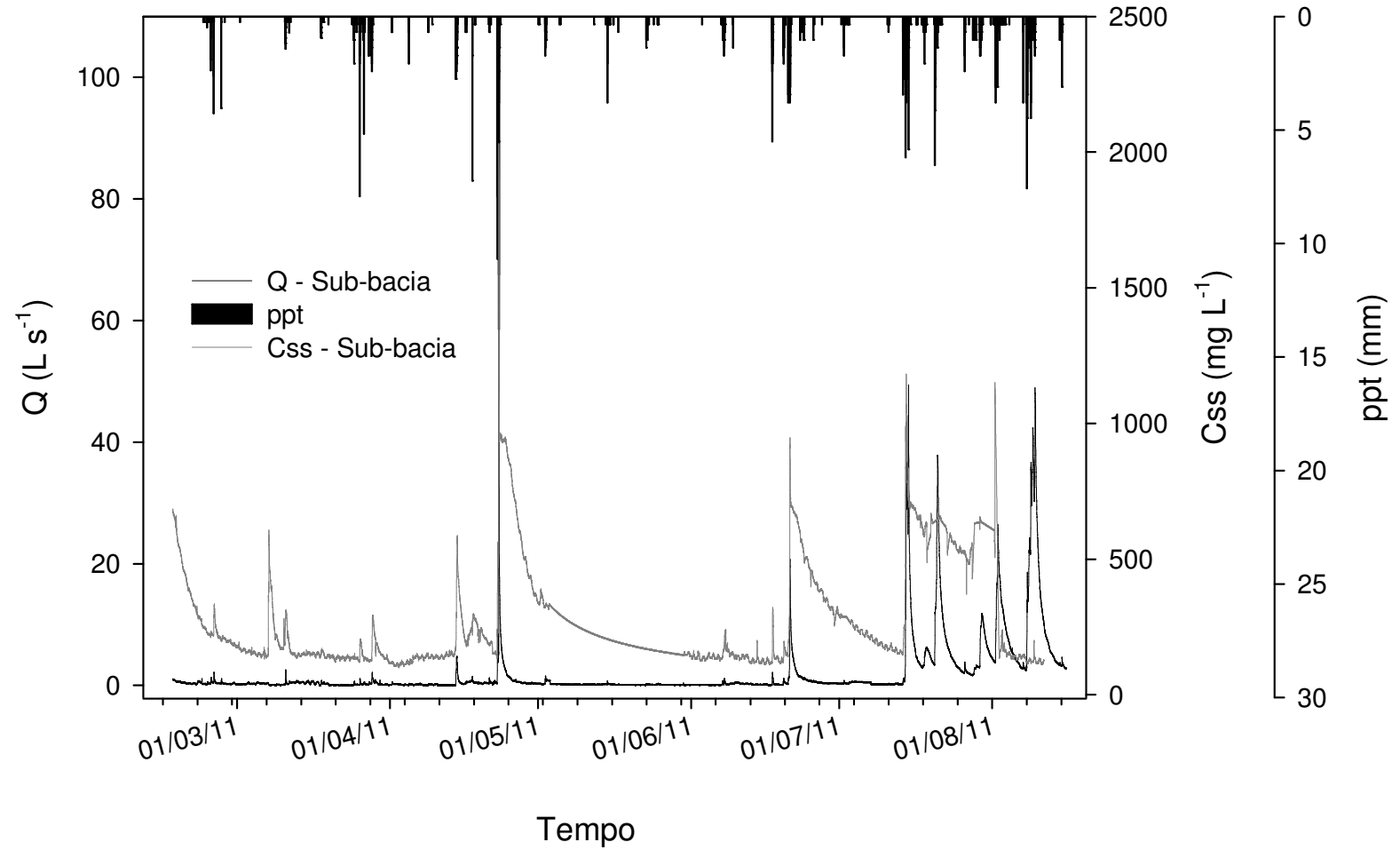


Figura 24 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma da Sub-bacia do horto florestal Terra Dura em todo o período de monitoramento, Eldorado do Sul - RS.

4.2.1.1 Dados pluviométricos

Os dados pluviométricos da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, discretizados em intervalos de 10 minutos, foram obtidos na estação pluviométrica instalada na seção de monitoramento que delimita a Bacia. Na seção, foram registradas 76 chuvas diárias (total acumulado em um dado dia), durante o período de seis meses (16/02/2011 a 15/08/2011) (Anexo 1).

O total precipitado registrado pela estação, durante os seis meses de estudo (16/02/2011 a 15/08/2011), foi de 1003,26 mm (Tabela 8). A menor precipitação mensal foi de 37,19 mm, registrado no mês de maio de 2011, representando 3,71% do total precipitado no período. A maior precipitação mensal foi de 310,27 mm, referente ao mês de julho de 2011, que representa 30,93% em relação ao total precipitado durante o período. A maior precipitação diária registrada no período foi de 114,67 mm no dia 14/07/2011, contemplando 36,96% do total precipitado para o referido mês (Anexo 1).

Tabela 8 - Precipitação (ppt) mensal e total ocorrida no período de monitoramento, compreendido entre 16/02/2011 e 15/08/2011, na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Mês	Fevereiro	Março	Abril	Maió	Junho	Julho	Agosto	Total
ppt (mm)	23,51*	101,27	193,53	37,19	152,55	310,27	184,92**	1003,26

* Precipitação acumulada de 16 a 28/02/11; ** Precipitação acumulada de 01 a 15/08/2011.

4.2.1.2 Variáveis hidrológicas

A comparação entre a Bacia e a Sub-bacia do horto florestal Terra Dura, no que diz respeito às variáveis hidrológicas monitoradas no período compreendido entre 16/02/2011 e 15/08/2011, é apresentada em intervalos quinzenais na Tabela 9.

Tabela 9 - Variáveis hidrológicas observadas na Bacia e na Sub-bacia hidrográficas do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Período	ppt (mm)	Q (L s ⁻¹)		
		Média	Mínima	Máxima
Bacia				
16 a 28/02/11	23,51	3,42	1,53	5,69
01 a 15/03/11	18,76	3,24	2,38	4,79
16 a 31/03/11	82,50	2,81	1,54	6,72
01 a 15/04/11	77,14	4,12	1,54	18,71
16 a 30/04/11	116,40	4,97	2,02	43,16
01 a 15/05/11	26,17	1,30	0,96	2,59
16 a 31/05/11	11,02	0,92	0,53	1,54
01 a 15/06/11	31,34	0,53	0,33	1,54
16 a 30/06/11	121,22	2,53	0,42	18,71
01 a 15/07/11	149,80	3,96	0,25	55,33
16 a 31/07/11	160,48	12,28	3,23	55,33
01 a 15/08/11	184,92	23,08	4,79	97,86
Global	1003,26	5,28	0,25	97,86
Sub-bacia				
16 a 28/02/11	23,51	0,48	0,20	2,15
01 a 15/03/11	18,76	0,37	0,06	2,60
16 a 31/03/11	82,50	0,28	0,02	2,15
01 a 15/04/11	77,14	0,28	0,03	4,84
16 a 30/04/11	116,40	1,51	0,20	65,60
01 a 15/05/11	26,17	0,28	0,17	1,56
16 a 31/05/11	11,02	0,16	0,09	0,42
01 a 15/06/11	31,34	0,23	0,08	1,13
16 a 30/06/11	121,22	1,13	0,09	20,78
01 a 15/07/11	149,80	2,67	0,17	49,42
16 a 31/07/11	160,48	6,22	1,74	37,84
01 a 15/08/11	184,92	10,64	2,52	48,95
Global	1003,26	2,04	0,02	65,60

Onde: ppt: precipitação total (mm); Q: vazão (L s⁻¹).

Os intervalos quinzenais com maior volume de precipitação apresentaram aumento significativo nos picos de vazão (vazão máxima) em relação aos intervalos mais secos, para ambas as bacias (Tabela 9), como se esperava. Belinasso (2002) também observou aumento na vazão máxima em períodos mais chuvosos, em um estudo de monitoramento e quantificação da descarga sólida e da produção de sedimentos em uma pequena bacia hidrográfica de encosta em fase de urbanização localizada no município de Santa Maria-RS, com 0,53 km² de área.

A máxima vazão de 65,60 L s⁻¹ observada na Sub-bacia ocorreu no intervalo de 16 a 30/04/2011, que não corresponde ao intervalo quinzenal com maior volume de precipitação. Tal comportamento deve-se às características do evento ocorrido no dia 22/04/2011, que apresentou intensidade de precipitação de 39,60 mm h⁻¹, correspondendo à maior intensidade observada em todo o período de monitoramento (Tabela 11).

A Bacia apresentou vazão máxima de 43,16 L s⁻¹, sendo menor que a observada para a Sub-bacia no intervalo de 16 a 30/04/2011. Esse comportamento deve-se não só a maior área da Bacia, mas também ao relevo menos íngreme e às depressões localizadas na área de preservação permanente, próximas à seção de monitoramento da Bacia, as quais proporcionam amortização da onda de cheia.

4.2.1.3 Variáveis sedimentológicas

A concentração de sedimentos em suspensão (média, mínima e máxima) foi menor para a Bacia em relação à Sub-bacia, em todos os períodos avaliados (Tabela 10). O período de 16 a 31/07/2011 apresentou valores mais próximos de concentração de sedimentos em suspensão entre as duas bacias hidrográficas.

O maior valor de concentração máxima de sedimentos em suspensão foi na Sub-bacia, ficando mais evidente nos intervalos com maior volume de precipitação (Tabela 10). Esse comportamento reflete as características das bacias hidrográficas, onde o relevo mais íngreme e a menor área de contribuição da Sub-bacia favorecem o escoamento superficial e geram condições menos favoráveis para que ocorra deposição do sedimento que é transportado em suspensão, principalmente em eventos de precipitação.

Tabela 10 - Variáveis sedimentológicas observadas na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Período	C _{ss} (mg L ⁻¹)			PS (Mg)
	Média	Mínima	Máxima	
Bacia				
16 a 28/02/11	151,65	55,92	428,69	0,53
01 a 15/03/11	92,39	11,18	268,40	0,39
16 a 31/03/11	83,76	54,43	186,39	0,33
01 a 15/04/11	95,25	59,64	301,95	0,56
16 a 30/04/11	263,68	70,83	1054,94	2,80
01 a 15/05/11	108,24	70,83	208,75	0,19
16 a 31/05/11	76,33	59,64	175,20	0,10
01 a 15/06/11	78,41	63,37	145,38	0,06
16 a 30/06/11	230,21	63,37	607,62	1,04
01 a 15/07/11	166,46	74,55	861,10	3,13
16 a 31/07/11	532,39	376,50	674,72	9,77
01 a 15/08/11	486,82	335,49	857,38	17,39
Global	198,20	11,18	1054,94	36,28
Sub-bacia				
16 a 28/02/11	315,73	175,11	684,97	0,19
01 a 15/03/11	184,73	131,26	607,72	0,08
16 a 31/03/11	147,93	118,45	293,56	0,06
01 a 15/04/11	157,58	103,00	587,12	0,10
16 a 30/04/11	454,84	134,93	2031,23	1,65
01 a 15/05/11	266,91	201,43	390,38	0,10
16 a 31/05/11	169,26	144,21	201,39	0,04
01 a 15/06/11	140,35	113,30	241,03	0,04
16 a 30/06/11	355,28	113,30	947,63	0,84
01 a 15/07/11	274,82	149,36	1182,48	2,49
16 a 31/07/11	598,00	370,81	698,37	5,32
01 a 15/08/11	205,77	113,30	1150,55	2,15
Global	274,37	103,00	2031,23	13,08

Onde: C_{ss}: concentração de sedimentos em suspensão (mg L⁻¹); PS: produção de sedimentos (Mg).

Para ambas as bacias, a máxima concentração de sedimentos em suspensão esteve fortemente relacionada à intensidade máxima de precipitação, apresentando aumento da concentração de sedimentos em suspensão com o aumento do volume total precipitado. Os resultados corroboram a afirmação de Minella (2007), que menciona que a maior transferência dos sedimentos ocorre durante os eventos de cheia, onde a energia do escoamento é elevada.

Da mesma forma que a vazão máxima, a produção de sedimentos aumenta quanto maior é o volume precipitado. A Bacia apresentou maior produção de sedimentos nos períodos avaliados, em relação à Sub-bacia, mesmo que a sua concentração de sedimentos em suspensão tenha sido menor. Esse resultado é coerente, tendo em vista que a determinação da produção de sedimentos relaciona a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão no tempo e a Bacia manteve suas vazões (média, mínima e máxima) maiores que a Sub-bacia durante todos os períodos avaliados.

4.2.2 Escala de eventos

A análise de eventos hidrossedimentológicos tem elevada importância, pois permite avaliar não apenas a determinação da duração e intensidade dos eventos, mas também na definição da área atingida pelo fenômeno. Informações obtidas durante o monitoramento de eventos constituem ferramentas úteis no auxílio do gerenciamento de danos e estimativas associadas à ocorrência de cheias ou estiagens severas.

Um evento hidrológico que relaciona chuva-vazão ocorre quando uma precipitação gera um aumento na vazão de determinado curso de água. Dentre os principais processos envolvidos na elevação da vazão, estão o escoamento superficial Hortoniano e o escoamento nas áreas de afluência variável, que ocorre em zonas saturadas. O mecanismo de geração do escoamento superficial pode resultar em diferentes tipos de hidrogramas.

O escoamento superficial Hortoniano considera o mecanismo no qual o escoamento superficial ocorre quando a intensidade da precipitação excede a capacidade de infiltração de água no solo, que toda a água da chuva que se infiltra no terreno alimenta o lençol freático, para depois deixar a bacia na forma de escoamento de base (LIMA; ZAKIA, 2000) e que o escoamento é gerado em toda a área da bacia de drenagem. Entretanto, esse processo ocorre mais frequentemente em regiões onde a capacidade de infiltração é baixa, o que pode ocorrer devido a processos naturais ou antrópicos (MORAES et al., 2003). De acordo com LIMA; ZAKIA (2000), o modelo Hortoniano de escoamento, a não ser para bacias do semi-

árido, com solos rasos e desprovidos de vegetação, não funciona bem para a quantificação do escoamento direto em bacias de clima úmido. Além disso, o escoamento superficial de áreas saturadas ocorre mesmo que a intensidade da chuva seja inferior à capacidade de infiltração do solo, sendo que parte deste processo pode ocorrer na forma de fluxo lateral.

O termo área de afluência variável deve-se, portanto, ao caráter variável dessas áreas saturadas, temporal e espacialmente, em função da umidade da bacia de drenagem e da dinâmica de cada evento de precipitação. De acordo com Siefert; Santos (2010), esse mecanismo de escoamento foi estudado de forma independente e simultânea em bacias experimentais na França, no Japão e nos Estados Unidos e estudos realizados posteriormente consolidaram o conhecimento de que o escoamento superficial seria produzido em uma pequena parte da bacia hidrográfica, cujas dimensões são variáveis no espaço e no tempo (DUNNE; BLACK, 1970; DUNNE et al., 1975).

Esses mecanismos distribuem a água vinda da precipitação, e sua resposta rápida ou lenta na alimentação do canal depende, principalmente, das condições iniciais de umidade, da textura, estrutura e profundidade do solo, da cobertura vegetal, da intensidade da chuva e da topografia superficial e do leito rochoso (LIMA; ZAKIA, 2000; MORAES et al., 2003). Assim, o escoamento superficial ocorre apenas em regiões parciais da bacia. De acordo com Mediondo; Tucci (1997), as áreas saturadas geralmente são contíguas aos rios e atuam como fontes de escoamento superficial rápido, sendo alimentadas pela chuva incidente e pelo fluxo subsuperficial das áreas à montante.

Em bacias de clima úmido, principalmente aquelas com cobertura florestal, o escoamento Hortoniano raramente ocorre, a não ser em partes isoladas da bacia, onde existem condições de baixa infiltração; ficando restrito ao longo da área variável de afluência, que se encontra, normalmente, sempre em condições de saturação (LIMA; ZAKIA, 2000). Assim, a condutividade hidráulica do solo saturado está envolvida em praticamente todos os mecanismos de fluxo superficial. A ocorrência de escoamento superficial Hortoniano depende da condutividade hidráulica do solo saturado em superfície. Por outro lado, o escoamento superficial nas áreas de afluência variável depende do decréscimo da condutividade hidráulica próximo à superfície, podendo formar um lençol freático suspenso. Adicionalmente, esse decréscimo na condutividade hidráulica do solo saturado pode provocar

escoamento subsuperficial lateral e ainda retornar à superfície produzindo fluxo de retorno (MORAES et al., 2003). Assim, as áreas de afluência variável são áreas saturadas próximas aos cursos dos rios e contribuem à formação do escoamento total, composto pelo escoamento superficial devido ao excedente de saturação e ao escoamento lateral na zona saturada (MORAES et al., 2003).

Assim, a análise dos efeitos do evento permite inferir sobre as características relacionadas ao tipo de escoamento predominante na área da Bacia, sobre a energia de escoamento e, conseqüentemente, sobre a capacidade de transporte e a capacidade de descarga líquida e sólida.

O tempo de resposta da vazão e da produção de sedimentos, frente a uma precipitação, é pequeno, exigindo equipamentos adequados e acompanhamento técnico. Em pequenas bacias hidrográficas é essencial que os eventos de chuva-vazão-sedimentos sejam monitorados, pois grande parte dos hidrogramas e sedimentogramas tem duração de poucas horas e informações diárias não representam os processos ocorrentes nestas bacias hidrográficas (MINELLA, 2004).

4.2.2.1 Variáveis hidrossedimentológicas

Os eventos de precipitação, com conseqüente aumento na vazão, que aconteceram durante o período estudado nas bacias hidrográficas do horto florestal Terra Dura (Tabelas 11 e 12) são representativos da resposta das bacias hidrográficas florestais às precipitações e da capacidade do solo em permitir a infiltração e o armazenamento de água. Dentre os diversos dados hidrológicos, precipitação e vazão são aqueles que fornecem análises mais seguras e significativas para o entendimento do comportamento hidrológico das bacias hidrográficas (GIRARDI et al., 2011).

Uma vez que a concentração de sedimentos oriundos da erosão hídrica está diretamente relacionada à precipitação e ao escoamento superficial (PRUSKI et al., 2001a; PEREIRA et al., 2003), faz-se fundamental a sua discretização temporal juntamente com o escoamento superficial. Para tanto, junto com os hietogramas e os hidrogramas, foram dispostos os sedimentogramas dos eventos de precipitação selecionados.

Um evento chuva-vazão-sedimentos ocorre quando uma precipitação gera um aumento na vazão de determinado curso de água. Esse aumento na vazão é acompanhado por uma elevação na concentração de sedimentos em suspensão, que por sua vez irá depender da disponibilidade de sedimentos na área de captação da bacia. Assim, dos 30 eventos de chuva ocorridos, 14 produziram escoamento superficial, que foram registrados pelos sensores de nível (linígrafos) instalados nas seções de monitoramento. Os resultados referentes às variáveis hidrossedimentológicas dos eventos chuva-vazão-sedimentos selecionados estão dispostos na Tabela 11, para a Bacia, e na Tabela 12, para a Sub-bacia.

Tabela 11 - Variáveis hidrossedimentológicas e componentes dos hidrogramas dos eventos ocorridos durante o período de 16/02/2011 a 15/08/2011, para a Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Data	E. total (m ³)	E. base (m ³)	E. sup. (m ³)	E. sup. (mm)	Q pico (L s ⁻¹)	ppt total (mm)	C (%)	ppt efetiva (mm)	IM 1h (mm h ⁻¹)	Css max (mg L ⁻¹)	PS (Mg)
Bacia											
23/02/11	402,30	390,82	11,48	0,01	11,82	9,74	0,12	0,01	6,65	104,38	0,04
24/02/11	583,88	466,90	116,98	0,12	11,09	7,36	1,68	0,12	7,36	130,47	0,07
10/03/11	339,08	299,54	39,54	0,04	4,79	18,29	0,23	0,04	6,89	190,11	0,04
27/03/11	644,76	596,90	47,87	0,05	6,72	34,09	0,15	0,05	7,92	186,39	0,07
14/04/11	935,38	666,43	268,95	0,28	18,71	66,46	0,43	0,28	11,71	301,95	0,20
22/04/11	2684,98	1873,78	811,20	0,86	43,16	96,42	0,89	0,86	39,60	1054,94	2,03
07/06/11	133,70	113,40	20,30	0,02	1,54	28,93	0,07	0,02	5,85	145,38	0,01
20/06/11	1628,74	922,75	705,99	0,75	18,71	67,15	1,11	0,75	17,91	607,62	0,62
14/07/11	6238,97	2954,80	3284,17	3,48	55,33	139,12	2,50	3,48	19,97	861,10	4,05
17/07/11	1933,87	1640,79	293,08	0,31	12,58	25,14	1,23	0,31	3,79	559,16	1,04
20/07/11	7852,12	4763,38	3088,74	3,27	55,33	66,46	4,92	3,27	16,53	674,72	4,80
28/07/11	4121,68	3643,45	478,23	0,51	22,87	54,06	0,94	0,51	7,92	637,44	2,35
01/08/11	6972,46	4584,75	2387,71	2,53	49,90	65,77	3,84	2,53	12,05	667,26	3,97
07/08/11	19167,54	8260,47	10907,06	11,54	97,86	107,78	10,71	11,54	16,18	857,37	11,84

Onde: E. total: escoamento total; E. base: escoamento subsuperficial ou de base; E. sup.: escoamento superficial; Q pico: vazão máxima ou de pico; ppt total: precipitação total; C: coeficiente de escoamento superficial; ppt efetiva: precipitação efetiva; IM 1h: intensidade máxima em uma hora; Css máx: concentração máxima de sedimentos em suspensão; PS: produção de sedimentos.

Tabela 12 - Variáveis hidrossedimentológicas e componentes dos hidrogramas dos eventos ocorridos durante o período de 16/02/2011 a 15/08/2011, para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Data	E. total (m ³)	E. base (m ³)	E. sup. (m ³)	E. sup. (mm)	Q pico (L s ⁻¹)	ppt total (mm)	C (%)	ppt efetiva (mm)	IM 1h (mm h ⁻¹)	Css max (mg L ⁻¹)	PS (Mg)
Sub-bacia											
23/02/11	33,23	25,49	7,75	0,02	1,34	9,74	0,20	0,02	6,65	234,85	0,01
24/02/11	39,90	29,31	10,59	0,03	2,15	7,36	0,37	0,03	7,36	334,76	0,01
10/03/11	33,33	19,83	13,49	0,03	2,60	18,29	0,19	0,03	6,89	313,13	0,01
27/03/11	126,42	85,57	40,86	0,11	2,15	34,09	0,31	0,11	7,92	293,56	0,03
14/04/11	141,43	84,82	56,61	0,15	4,84	66,46	0,22	0,15	11,71	587,12	0,07
22/04/11	1413,10	669,85	743,25	1,91	65,60	96,42	1,98	1,91	39,60	2031,23	1,45
07/06/11	42,53	26,38	16,15	0,04	1,13	28,93	0,14	0,04	5,85	241,03	0,01
20/06/11	877,39	492,10	385,29	0,99	20,78	67,15	1,47	0,99	17,91	947,63	0,61
14/07/11	3765,51	1679,74	2085,77	5,36	49,42	139,12	3,85	5,36	19,97	1182,48	2,88
17/07/11	970,08	803,89	166,19	0,43	6,34	25,14	1,70	0,43	3,79	670,55	0,58
20/07/11	3993,96	2590,18	1403,78	3,61	37,84	66,46	5,43	3,61	16,53	659,22	2,52
28/07/11	2159,64	1577,95	581,69	1,50	11,82	54,06	2,77	1,50	7,92	657,16	1,35
01/08/11	3240,10	1893,48	1346,63	3,46	26,43	65,77	5,26	3,46	12,05	1034,81	0,92
07/08/11	8506,89	4637,26	3869,63	9,95	48,95	107,78	9,23	9,95	16,18	200,86	0,93*

Onde: E. total: escoamento total; E. base: escoamento subsuperficial ou de base; E. sup.: escoamento superficial; Q pico: vazão máxima ou de pico; ppt total: precipitação total; C: coeficiente de escoamento superficial; ppt efetiva: precipitação efetiva; IM 1h: intensidade máxima em uma hora; Css máx: concentração máxima de sedimentos em suspensão; PS: produção de sedimentos.

* Produção de sedimentos com valor incompleto devido à falha nos sensores de turbidez.

O escoamento superficial foi maior para a Bacia em relação à Sub-bacia, estando o resultado diretamente relacionado à área de contribuição das mesmas. De acordo com Silva Júnior et al. (2004), o escoamento subsuperficial oriundo de sub-bacias tende a aflorar mais a jusante, proporcionando aumento no escoamento superficial nas bacias maiores.

O evento do dia 07/08/2011 apresentou o maior volume de escoamento superficial e a maior vazão de pico para a Bacia, sendo, respectivamente, 11,54 mm e 97,86 L s⁻¹. Para a mesma Bacia, o menor volume escoado superficialmente foi verificado no evento do dia 23/02/2011, sendo 0,012 mm. O evento de precipitação do dia 07/06/2011 proporcionou um escoamento superficial de 0,02 mm e a menor vazão de pico registrada durante os eventos, sendo igual a 1,54 L s⁻¹.

A Sub-bacia também apresentou o maior volume de escoamento superficial no evento do dia 07/08/2011 (9,95 mm), com vazão de pico de 48,95 L s⁻¹. A maior vazão de pico, na Sub-bacia, foi observada para o evento do dia 14/07/2011, sendo 49,42 L s⁻¹, com escoamento superficial de 5,36 mm. Ainda, para a Sub-bacia, o menor volume escoado superficialmente foi verificado no evento do dia 25/02/2011, sendo 0,02 mm. O evento de precipitação do dia 07/06/2011 resultou em um escoamento superficial de 0,04 mm e na menor vazão de pico durante os eventos, sendo igual a 1,13 L s⁻¹.

O evento do dia 14/07/2011 (Tabelas 11 e 12; Figura 28) foi o de maior precipitação total, mas não resultou no maior escoamento superficial, para ambas as bacias. Esse fato pode ser explicado pela menor intensidade da precipitação e pelo seu maior tempo de duração. É possível perceber que as precipitações mais intensas e mais concentradas são as que geram maiores escoamentos e, geralmente, isso ocorre quando a precipitação é maior que a capacidade de infiltração de água no solo. Pereira (2010) realizou um estudo que teve por objetivo avaliar processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaço-temporais no bioma Mata Atlântica, em que também observou que as precipitações mais intensas e concentradas geram maiores escoamentos. Tais resultados são relevantes, pois as precipitações com alta intensidade geralmente produzem escoamentos suficientes para causar erosão laminar, uma vez que tenham superado a capacidade de infiltração do solo (BRANCO, 1998).

Um estudo desenvolvido por Silva Júnior et al. (2004), em bacias de diferentes escalas, indicou que, para precipitações maiores que 30 mm, o

escoamento aumenta com o tamanho da bacia, devido à alta capacidade de armazenamento do solo. Assim, o solo absorveria a precipitação até 30 mm, com pouco escoamento subsuperficial, passando a existir percolação para o lençol freático e forte escoamento subsuperficial somente acima desse valor.

As maiores concentrações máximas de sedimentos em suspensão durante os eventos de chuva-vazão-sedimentos foram registradas naqueles de maior intensidade e volume de precipitação. A concentração máxima de sedimentos em suspensão durante os eventos foi maior para a Sub-bacia (Tabela 12) em relação à Bacia (Tabela 11). Entretanto, a produção de sedimentos não apresentou o mesmo comportamento, sendo maior para a Bacia.

Um importante coeficiente hidrológico utilizado em estudos que relacionam eventos de chuva-vazão é o coeficiente de escoamento superficial (C). Este coeficiente é definido como a razão entre o volume de água escoado superficialmente e o volume de água precipitado, podendo ser relativo a uma chuva isolada ou relativo a um intervalo de tempo onde várias chuvas ocorrem. Conhecendo-se o valor de C para determinada chuva intensa de certa duração, é possível determinar o escoamento superficial de outras precipitações de intensidades diferentes, desde que a duração seja a mesma (PINTO et al., 1973).

De maneira geral, os coeficientes de escoamento superficial da Bacia e da Sub-bacia tiveram aumento com a intensidade de precipitação, sendo que a Bacia, com maior área de drenagem apresentou os maiores coeficientes de escoamento superficial (Tabelas 11 e 12). Meller (2007) analisou um evento de cheia ocorrido em julho de 2003, em três sub-bacias da bacia hidrográfica do rio Potiribu, e observou que os coeficientes de escoamento também foram crescentes com o aumento da área das sub-bacias. O estudo desenvolvido por Silva Júnior et al. (2004) em sub-bacias demonstrou que o coeficiente de escoamento superficial teve aumento com a intensidade da precipitação e, à medida que a vazão máxima aumentou, houve tendência de aumento do coeficiente de escoamento superficial.

Os resultados do monitoramento da vazão e da concentração de sedimentos em suspensão são utilizados para a elaboração de hidrogramas e de sedimentogramas, o que possibilita estudar a variabilidade temporal dessas duas variáveis, permitindo inferir sobre o comportamento hidrossedimentológico de uma bacia (MINELLA et al., 2010a). Diante do exposto, os hietogramas, hidrogramas e sedimentogramas de cada evento são apresentados nas Figuras 25 a 32, para

melhor caracterização temporal, destacando características distintas para o comportamento dos eventos selecionados.

O evento ocorrido no dia 14/04/2011 apresentou, respectivamente, para a Bacia e para a Sub-bacia, vazão de pico de 18,71 e 4,84 L s⁻¹, resultantes de uma precipitação de 66,46 mm e intensidade máxima de 11,71 mm h⁻¹ (Figura 25). Para esse evento, as maiores área e densidade de drenagem tenderam a proporcionar maior vazão máxima para a Bacia, que ocorreu aproximadamente uma hora e 30 minutos após o pico de vazão da Sub-bacia. De acordo com Meller (2007), a velocidade de escoamento e, conseqüentemente, o tempo de propagação da onda de cheia estão relacionados ao uso e ocupação do solo e às distâncias a serem percorridas, enquanto o aumento da vazão está relacionado à área de drenagem e à ordem da rede de drenagem.

A dinâmica da vazão e da concentração de sedimentos em suspensão durante os eventos resulta em hidrogramas e sedimentogramas raramente sincronizados no tempo, evidenciando o efeito de histerese, que consiste no aparecimento de um atraso na evolução de um fenômeno físico em relação a outro (MINELLA et al., 2010a). Os processos que determinam a distribuição da concentração de sedimentos em suspensão em determinada seção de um canal fluvial variam de acordo com as condições relacionadas aos processos erosivos predominantes e à capacidade de transporte dos sedimentos. Assim, durante um evento, os valores da concentração de sedimentos em suspensão na fase de ascensão do hidrograma são diferentes dos valores para a mesma vazão durante a recessão do hidrograma (MINELLA et al., 2010a).

A concentração máxima de sedimentos em suspensão ocorreu após a máxima vazão (Figura 25), para ambas as bacias. A ascensão da concentração de sedimentos em suspensão aconteceu de maneira mais suave para a Bacia, a qual, após atingir seu valor máximo, teve tendência a permanecer constante, mesmo com a recessão do hidrograma. Para a Sub-bacia, a concentração de sedimentos em suspensão teve elevação rápida com o aumento da vazão e, diferentemente da Bacia, apresentou recessão íngreme. De acordo com Minella et al. (2010a), quando a máxima concentração de sedimentos em suspensão ocorre após a máxima vazão, os sedimentos que formam o sedimentograma são provenientes de fontes mais distantes, como aqueles sedimentos que são mobilizados na bacia vertente e que são transferidos pelo escoamento superficial para o canal fluvial. Entretanto, este

padrão foi observado para dois eventos do total analisado, sendo indicativo de que os sedimentos são provenientes de fontes de mais próximas.

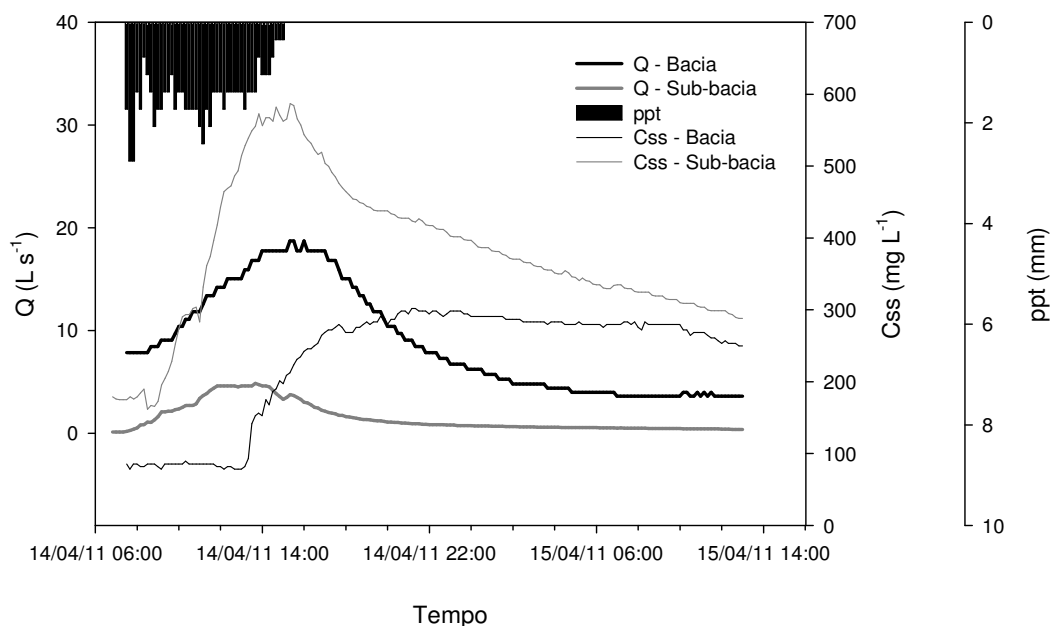


Figura 25 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 14/04/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

O evento de precipitação ocorrido no dia 22/04/2011 teve volume total de 96,42 mm e intensidade máxima de 39,60 mm h⁻¹. O evento proporcionou, para a Sub-bacia, vazão máxima de 65,6 L s⁻¹. Para a Bacia, a vazão máxima apresentou menor magnitude, sendo de 43,16 L s⁻¹.

O comportamento da vazão máxima, observado nos hidrogramas das Figuras 26 e 27, não é comum em bacias de distintas escalas, pois se espera que a vazão máxima seja maior para bacias hidrográficas com maior área de contribuição.

A menor magnitude do pico de vazão da Bacia, com ascensão e recessão menos íngremes e ocorrência aproximadamente 3 horas e 20 minutos após o pico de vazão da Sub-bacia, evidenciam a amortização da onda de cheia. A amortização pode ser atribuída não só à maior distância percorrida pelo escoamento até chegar à seção de monitoramento, mas também ao efeito de barramento proporcionado pelo vertedor instalado no local que proporciona amortecimento sobre as vazões de

cheia. Além disso, a menor área de drenagem, o relevo mais acentuado da Sub-bacia e a intensidade máxima de precipitação também são fatores que podem gerar respostas rápidas na vazão na seção de monitoramento da Bacia. De acordo com Branco (1998), isso decorre da elevada velocidade com que se dá o escoamento superficial para concentrar-se nos leitos fluviais, a qual é determinada principalmente pela declividade do terreno.

O evento do dia 20/06/2011 teve volume total de 67,15 mm e intensidade máxima de $17,91 \text{ mm h}^{-1}$, proporcionando para a Sub-bacia uma vazão máxima de $20,78 \text{ L s}^{-1}$. Para a Bacia, a vazão máxima foi de $18,71 \text{ L s}^{-1}$, aproximadamente 4 horas e 30 minutos após a vazão máxima atingida na Sub-bacia. Esse evento apresentou comportamento semelhante ao do dia 22/04/2011; contudo, a amplitude entre as vazões foi menos pronunciada, estando tal fato condicionado pela intensidade máxima de precipitação.

Os sedimentogramas das Figuras 26 e 27 demonstram que a máxima concentração de sedimentos em suspensão ocorreu antes da vazão máxima, para ambas as bacias. Quando a máxima concentração de sedimentos em suspensão antecede a máxima vazão, os sedimentos que formam o sedimentograma são mobilizados, transportados e depositados rapidamente (MINELLA et al., 2010a). Nesse caso, acredita-se que a fonte principal de sedimentos é constituída por aqueles depositados no canal fluvial, os quais são exauridos com a evolução do evento (MINELLA et al., 2010a; OTTONELLI et al., 2011).

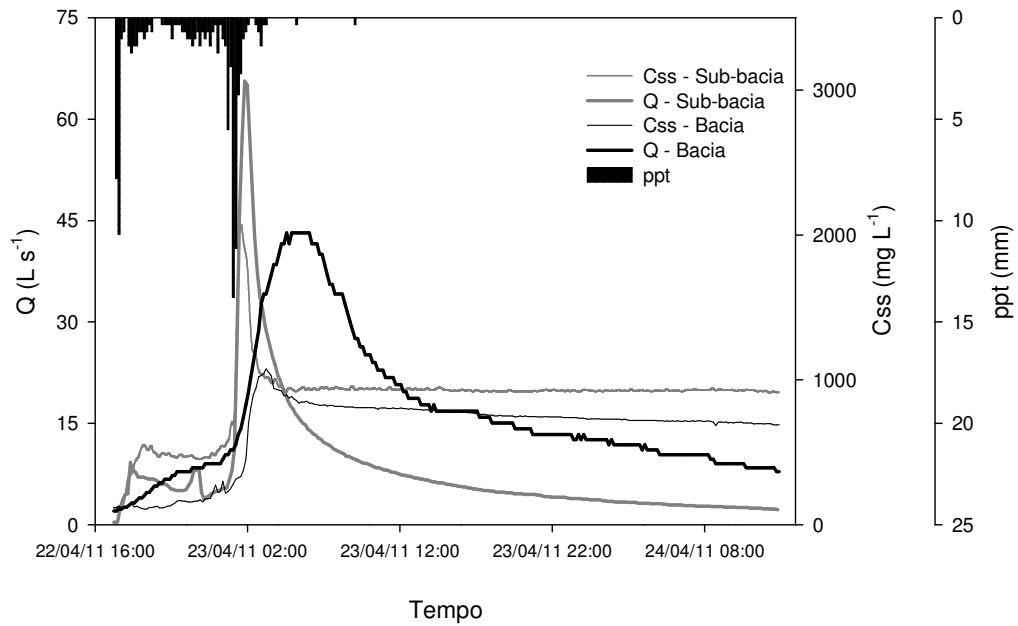


Figura 26 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 22/04/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

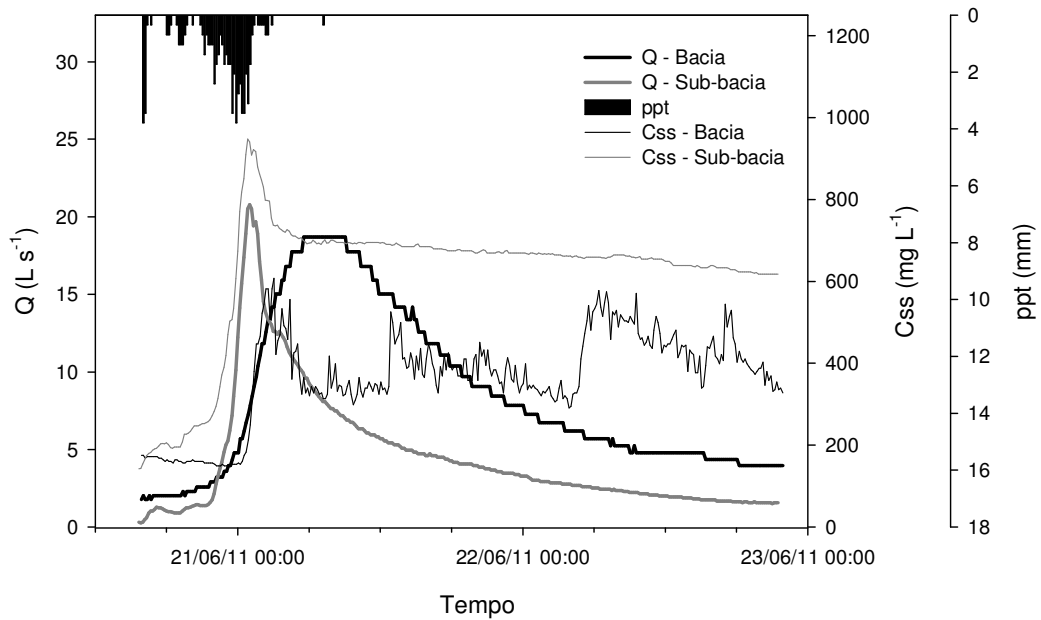


Figura 27 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 20/06/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

O evento de precipitação ocorrido no dia 14/07/2011 teve volume total de 139,12 mm e intensidade máxima de 19,97 mm h⁻¹. O evento proporcionou, para a Sub-bacia, uma vazão máxima de 49,42 L s⁻¹ e, para Bacia, 55,33 L s⁻¹, aproximadamente 3 horas e 10 minutos após a primeira. Como a menor área de drenagem e o relevo mais acentuado da Sub-bacia geram respostas rápidas na vazão no exutório da bacia, o evento proporcionou para a Sub-bacia um hidrograma composto (Figura 28), possivelmente devido às distintas chegadas de fluxo ao canal fluvial, em função da variabilidade temporal da intensidade de precipitação.

Ainda para o evento do dia 14/07/2011, a concentração de sedimentos em suspensão atingiu valor máximo antes da máxima vazão para a Bacia. O sedimentograma da Sub-bacia teve vários picos, sendo que todos aconteceram antecipadamente aos picos do hidrograma composto (Figura 28). A máxima concentração de sedimentos em suspensão foi proporcionada pela maior intensidade de precipitação ocorrida no evento, mas não esteve vinculada à máxima vazão. Contudo, observa-se, após os picos do sedimentograma tanto para a Bacia como para a Sub-bacia, que a concentração de sedimentos em suspensão permanece elevada e constante. Esse comportamento pode estar relacionado à presença de elevados teores de carbono transportado em suspensão, o que proporciona ineficiência do turbidímetro para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão.

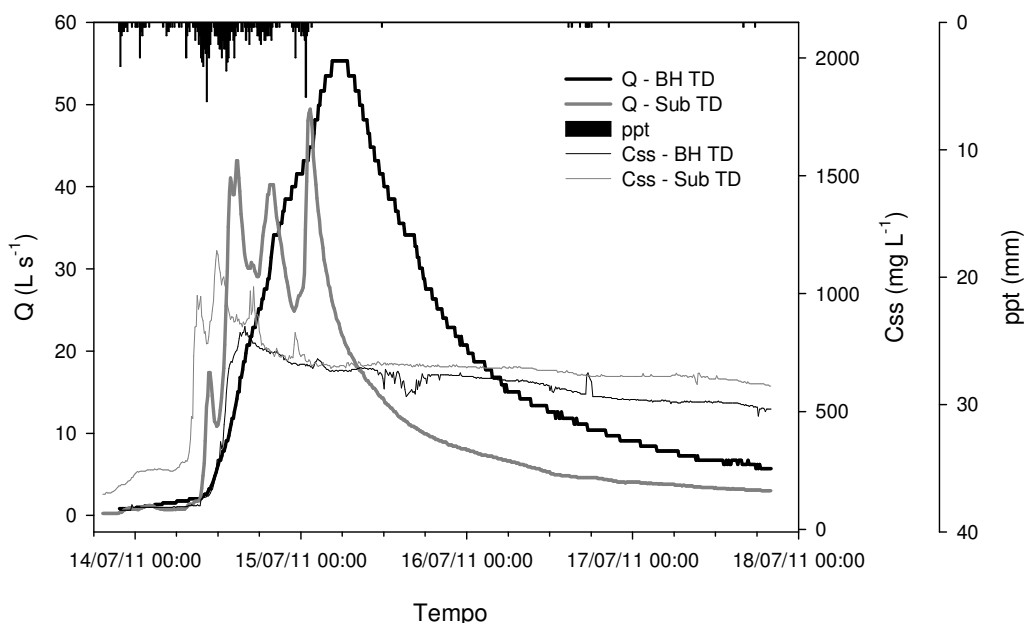


Figura 28 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 14/07/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

O evento de precipitação ocorrido no dia 20/07/2011 teve volume total de 66,46 mm. A intensidade máxima de precipitação foi de 16,53 mm h⁻¹, no início do evento, e proporcionou uma rápida ascensão da vazão na Sub-bacia, atingindo a vazão máxima de 37,84 L s⁻¹. Para a Bacia, a vazão máxima foi de 55,33 L s⁻¹, aproximadamente 4 horas e 50 minutos após aquela observada na Sub-bacia (Figura 29).

Os sedimentogramas demonstram que a concentração máxima de sedimentos em suspensão foi semelhante para ambas as bacias. Contudo, aquele observado para a Bacia aumentou com o aumento da vazão até atingir seu valor máximo, que foi antecipado em relação à máxima vazão. O sedimentograma da Sub-bacia teve baixa amplitude desde o início até atingir seu valor máximo, sendo indicativo de falhas de registro pelo sensor.

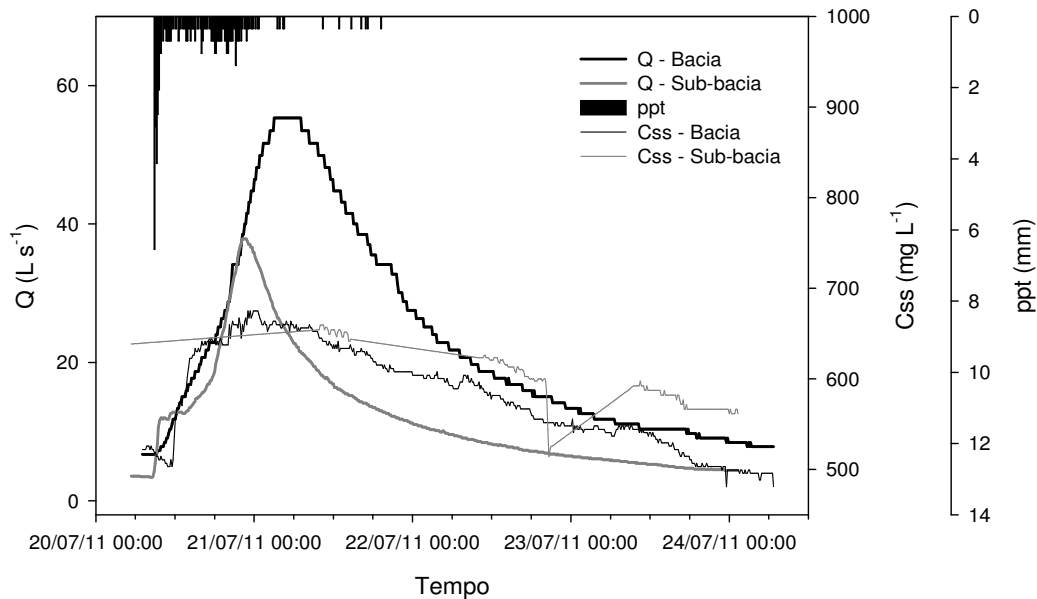


Figura 29 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 20/07/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

O evento de precipitação ocorrido no dia 28/07/2011 teve volume total de 54,06 mm e intensidade máxima de $7,92 \text{ mm h}^{-1}$.

O hidrograma composto para a Bacia foi resultante da variabilidade temporal da precipitação (Figura 30). O primeiro período com precipitação elevou a umidade do solo, o que proporcionou um pequeno pico no hidrograma seguido de redução da vazão após um intervalo sem registro de precipitação. Posteriormente, a chuva reiniciou com maior intensidade, proporcionando aumento rápido na vazão até atingir o valor máximo de $22,87 \text{ L s}^{-1}$, aproximadamente 6 horas após a vazão máxima da Sub-bacia, que foi de $11,82 \text{ L s}^{-1}$.

A concentração de sedimentos em suspensão para a Bacia teve aumento gradual com o aumento da vazão, desde o início do hidrograma, até atingir seu valor máximo com posterior redução abrupta, que é um indicativo de falha momentânea de registro pelo sensor. Desconsiderando a falha de registro, observa-se que após a maior intensidade de precipitação, o aumento da vazão não proporcionou aumento na concentração de sedimentos em suspensão. Tal comportamento, observado na maioria dos eventos analisados, deve-se à capacidade de transporte e à exaustão dos sedimentos prontamente disponíveis, os quais foram transportados no início do evento (JULIEN; SIMONS, 1985; MORO, 2011).

Para a Sub-bacia, o sedimentograma apresentou característica distinta dos demais sedimentogramas observados e registrados pelo sensor, indicando possíveis falhas de registro de dados. Esses resultados refletem a importância de monitoramento durante os eventos, para que seja possível a validação dos dados registrados pelos sensores.

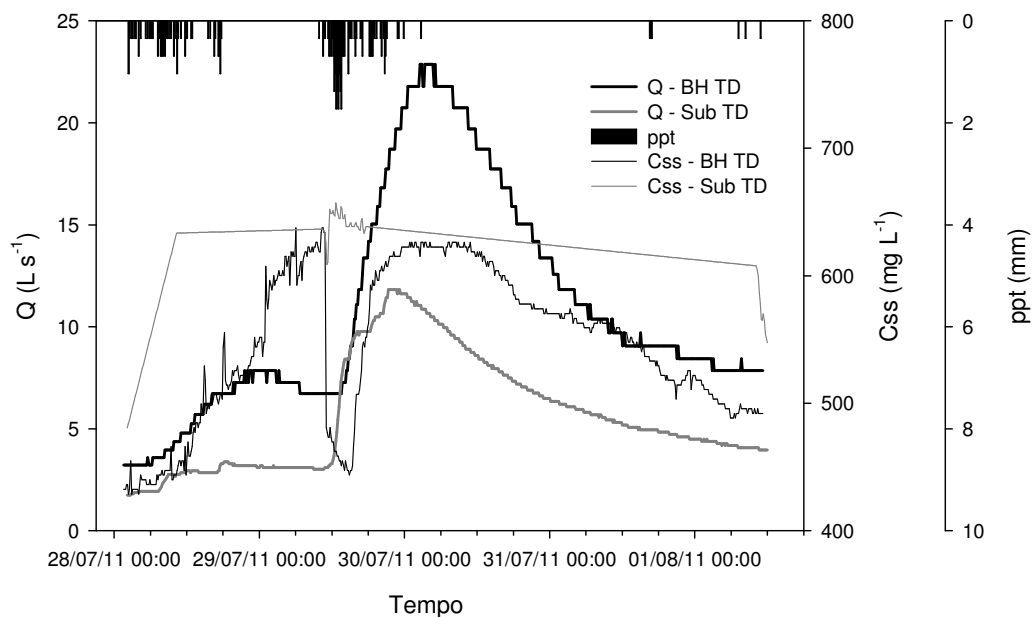


Figura 30 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 28/07/2011, para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

O evento de precipitação ocorrido no dia 01/08/2011 teve volume total de 65,77 mm e intensidade máxima de 12,05 mm h⁻¹. Ele proporcionou para a Sub-bacia uma vazão máxima de 26,43 L s⁻¹. Para Bacia, a vazão máxima foi de 49,90 L s⁻¹, aproximadamente 5 horas e 20 minutos após a vazão máxima da Sub-bacia (Figura 31). Quanto à concentração de sedimentos em suspensão, o sedimentograma da Sub-bacia indica possíveis falhas de registro de dados.

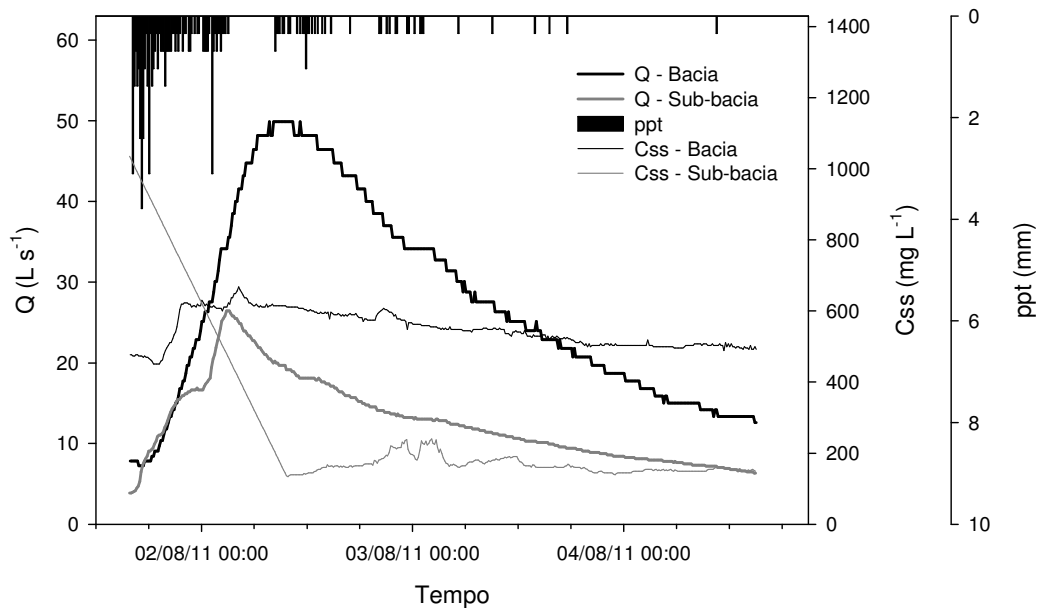


Figura 31 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 01/08/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

O evento de precipitação ocorrido no dia 07/08/2011 teve volume total de 107,78 mm e intensidade máxima de 16,18 mm h⁻¹. Mesmo não sendo o evento de maior volume total e de maior intensidade máxima, foi o que proporcionou a máxima vazão para a Bacia, sendo de 97,86 L s⁻¹, aproximadamente 3 horas após a observada na Sub-bacia. Tal comportamento está relacionado às condições de maior umidade antecedente do solo.

O evento proporcionou para a Sub-bacia uma vazão máxima de 48,95 L s⁻¹. Em ambas as bacias, os hidrogramas foram compostos (Figura 32), devido às distintas chegadas de fluxo ao canal fluvial, proporcionadas pela variabilidade temporal da precipitação.

A concentração de sedimentos em suspensão aumentou rapidamente após a maior intensidade de precipitação para a Bacia, sendo que o valor máximo foi atingido antes da vazão máxima. Para a Sub-bacia, a concentração de sedimentos em suspensão foi baixa, quando comparada àquela observada para a Bacia, e teve seu valor máximo antes da vazão máxima. Tal comportamento diferiu do evento composto ocorrido em 14/07/2011.

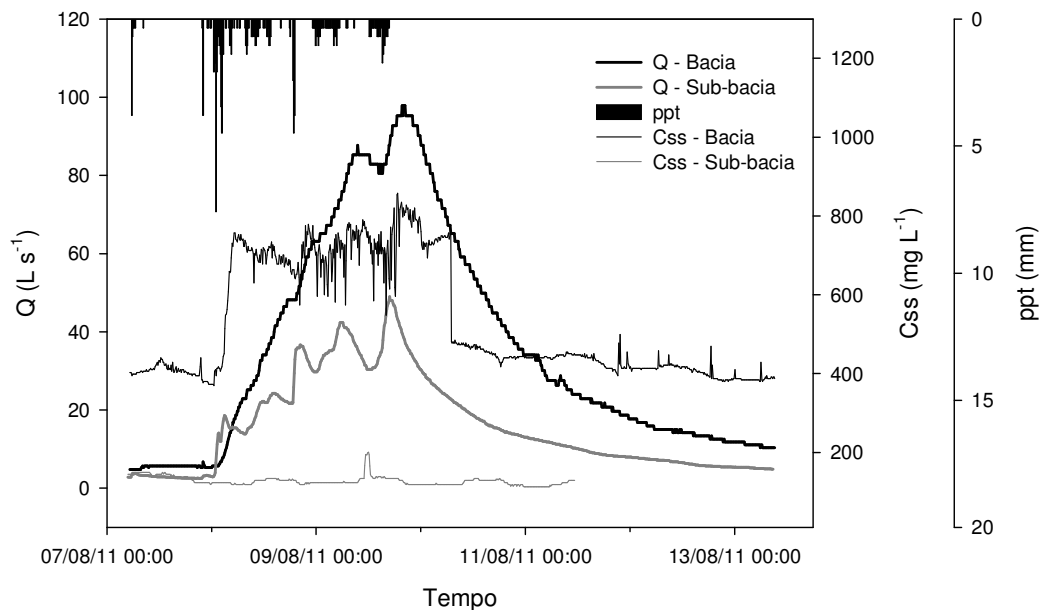


Figura 32 - Hietograma, hidrograma e sedimentograma do evento ocorrido no dia 07/08/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS. *Sedimentograma da Sub-bacia incompleto devido à falha de registro pelo sensor.

O efeito de histerese entre a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão resultou tempo de pico do sedimentograma antecedente ao tempo de pico do hidrograma, para a maioria dos eventos avaliados. O estudo de Moro (2011), em uma bacia hidrográfica rural com 1,19 km² de área de drenagem, indicou resultados semelhantes ao do presente trabalho. Indicou também que a concentração média de sedimentos em suspensão durante a ascensão da onda de cheia foi, geralmente, superior à concentração média de sedimentos em suspensão na recessão. O comportamento dos sedimentogramas, com o tempo de pico antecedente ao do hidrograma, ocorre devido à rápida mobilização e transferência dos sedimentos para o exutório da bacia, os quais são exauridos na fase de recessão.

4.2.1.1 Histerese

A partir dos eventos selecionados para a avaliação da histerese entre a vazão e a concentração de sedimentos em suspensão, procedeu-se a análise qualitativa dos laços de histerese para a Bacia e para a Sub-bacia (Figura 33). Devido às falhas de registro dos sensores durante o monitoramento e, conseqüentemente, na estimativa da concentração de sedimentos em suspensão para a Sub-bacia, na Figura 34 foram apresentados os laços de histerese apenas da Bacia.

A direção predominante dos laços de histerese, para a Bacia e para a Sub-bacia, foi em sentido horário (Figuras 33 e 34). De acordo com Williams (1989), a ausência de um grande suprimento de sedimentos é, normalmente, a principal causa da ocorrência de efeito histerese de sentido horário para pequenas bacias. No presente estudo, a máxima concentração de sedimentos em suspensão adiantada em relação à máxima vazão esteja, possivelmente, relacionada com as características geomorfológicas da bacia, a configuração espacial da paisagem e o canal fluvial, considerado a principal fonte potencial de sedimentos.

O evento ocorrido no dia 14/04/2011 apresentou comportamento em sentido anti-horário para a Bacia e para a Sub-bacia (Figura 25), com ocorrência da máxima concentração de sedimentos em suspensão após a máxima vazão. De acordo com Minella et al. (2011), a curva de histerese em sentido anti-horário deve-se à chegada de sedimentos de fontes mais distantes, como aqueles sedimentos que são mobilizados na bacia vertente e transferidos pelo escoamento superficial para o canal fluvial.

Para o evento do dia 14/04/2011, não ocorre encontro dos ramos crescente e decrescente do laço, possivelmente devido ao efeito da turbidez na estimativa da concentração de sedimentos em suspensão, onde se verificou uma elevada concentração de sedimentos em suspensão na recessão do hidrograma.

O laço de histerese apresentou em sentido horário em 6 dos 7 eventos analisados. Esse tipo de laço ocorre quando os sedimentos são mobilizados, transportados e depositados rapidamente (SEEGGER et al., 2004), sendo a fonte principal de sedimentos representada pelos sedimentos que se encontram depositados no canal fluvial, que é exaurida com a evolução do evento (MINELLA et al., 2011).

Os laços de histerese da Sub-bacia foram mais estreitos em relação aos da Bacia (Figura 33). A análise temporal da vazão e da concentração de sedimentos em suspensão permite inferir que esse comportamento ocorre devido à proximidade entre os valores máximos de vazão e de concentração de sedimentos em suspensão. De acordo com Minella et al. (2010a), quanto mais próximo estiverem os picos do hidrograma e do sedimentograma, mais estreito espera-se que seja o laço de histerese.

A maior parte dos laços de histerese não apresenta simetria (Figura 33 e 34). A simetria do laço será observada quando o hidrograma e o sedimentograma apresentarem uma abertura semelhante (mesma largura) e picos quase na mesma altura, com eixo de simetria orientado 45° da horizontal (MINELLA et al., 2010a). Como a maioria dos hidrogramas e dos sedimentogramas apresentou picos defasados e os ramos (descendente e ascendente) apresentam declividades diferenciadas, os laços apresentaram orientação assimétrica.

A orientação dos laços de histerese para a Bacia e para a Sub-bacia foi predominantemente horizontal. De acordo com Minella et al. (2010a), no caso em que o sedimentograma é mais estreito que o hidrograma, o laço possui uma orientação praticamente vertical. Quando o hidrograma é mais estreito que o sedimentograma, o laço possui orientação horizontal.

Os principais fatores controladores do sentido do laço de histerese neste estudo foram, possivelmente, as características fisiográficas da bacia, a pequena área de drenagem, associadas às vertentes e canais declivosos. Dentre as condicionantes, também se destaca a contribuição do escoamento subsuperficial nas encostas que gera exfiltração nas áreas mais baixas do relevo. Também cabe destacar a presença de sedimentos depositados no canal fluvial que são transferidos no início da onda de cheia nos eventos subsequentes.

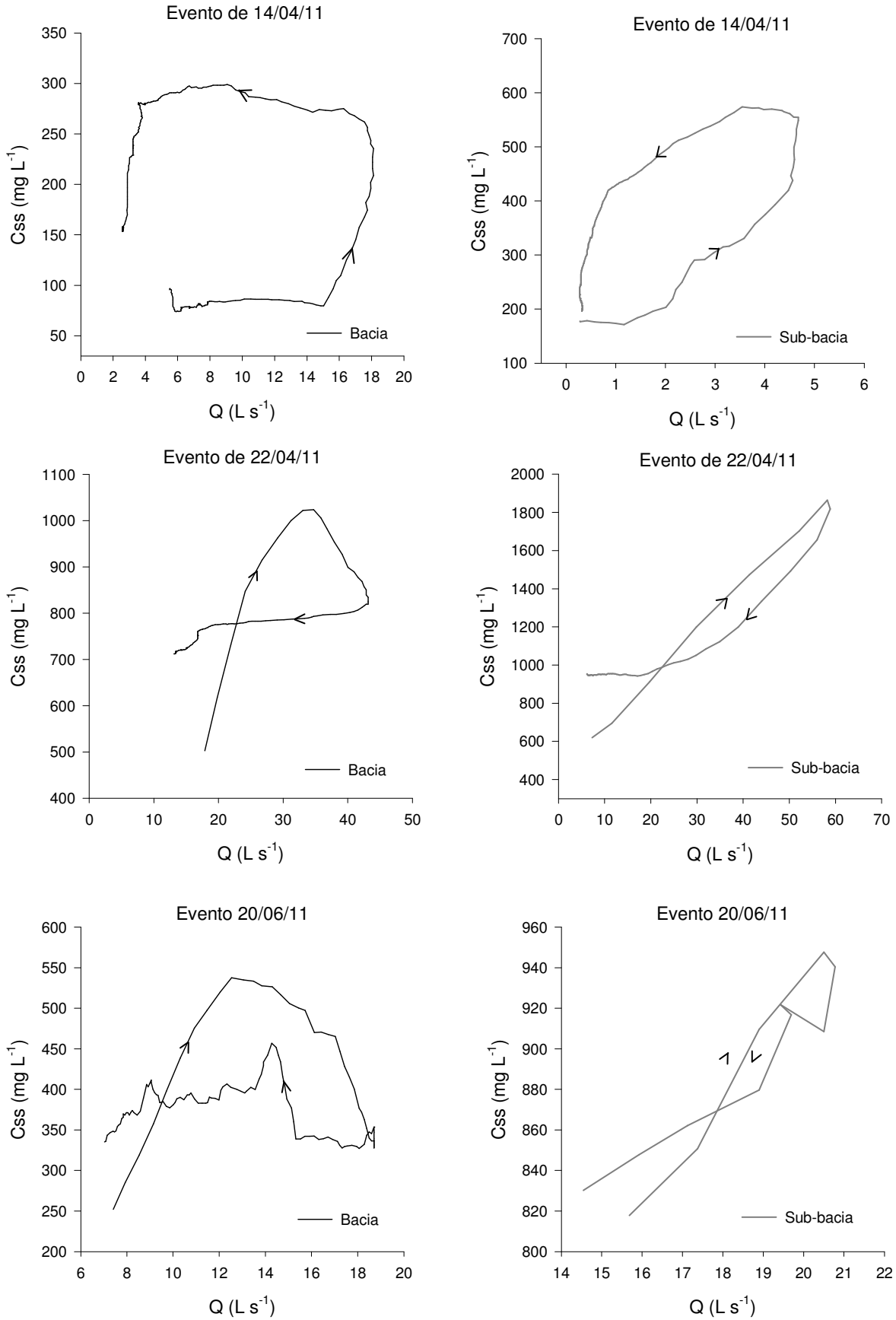


Figura 33 - Laços de histerese para eventos ocorridos na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

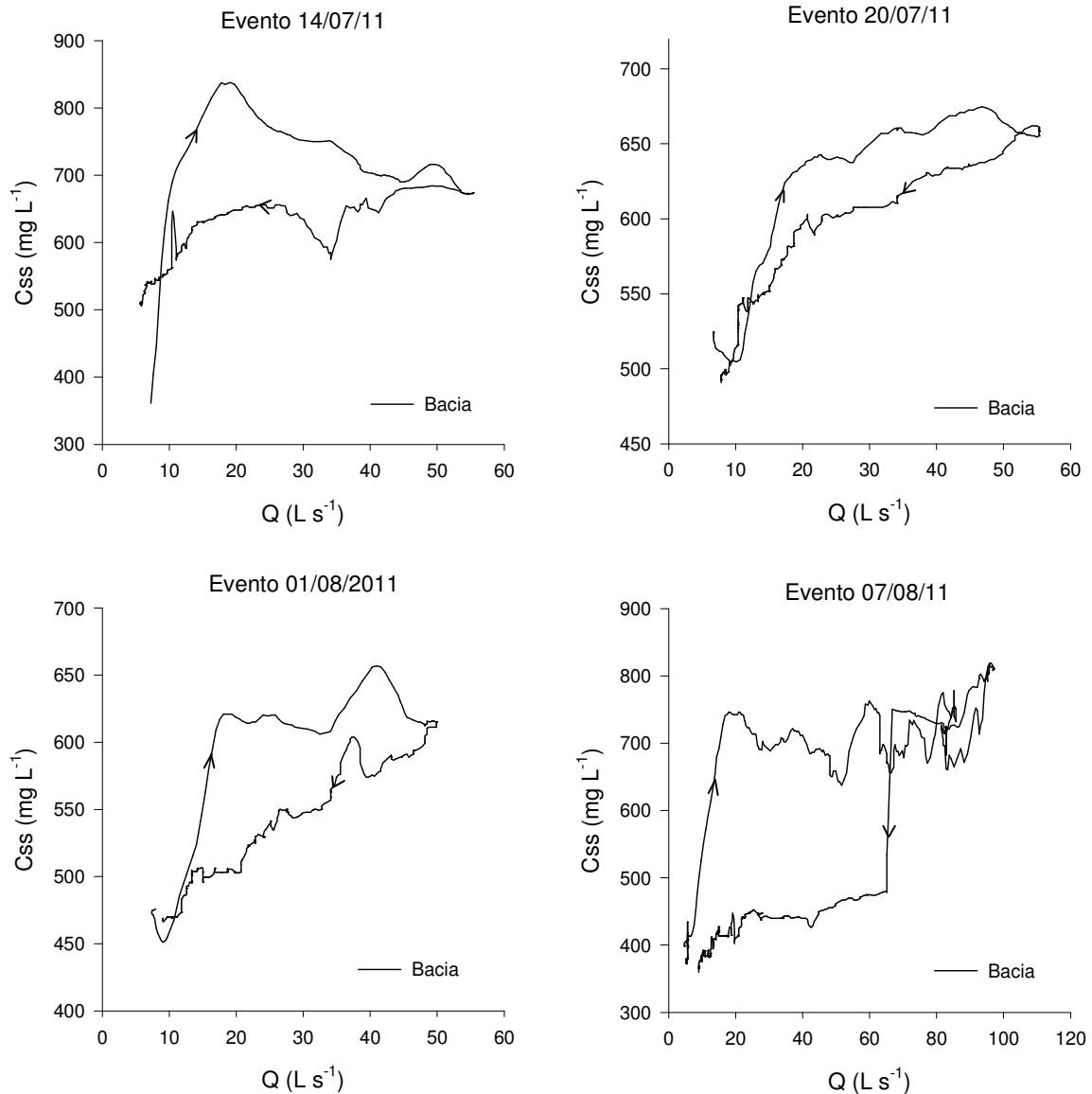


Figura 34 - Laços de histerese para eventos ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Na Tabela 13 são apresentados alguns parâmetros que caracterizam as condições hidrológicas e sedimentológicas dos eventos monitorados e os índices de histerese (IH). Mesmo com padrão semelhante no sentido do laço de histerese, o IH variou de -2,32 a 0,38 e -0,86 a 0,16, com valor médio de -0,14 e -0,24 para a Bacia e para a Sub-bacia, respectivamente. Tais resultados indicam o predomínio de ocorrência do pico do sedimentograma antecedendo o pico do hidrograma, mas com variabilidade dentro desta condição.

Considerando as Figuras 33 e 34 e a Tabela 13, é possível fazer algumas inferências sobre o comportamento da histerese para a Bacia e para a Sub-bacia. A precipitação total dos eventos ocorridos em 14/04 e 20/06 foi semelhante, porém a intensidade do primeiro evento foi menor, resultando em um IH maior, tanto para a Bacia como para a Sub-bacia. Além disso, a menor umidade antecedente, caracterizada por vários dias sem chuva antes dos eventos, proporciona maior IH, o que caracteriza uma condição de suprimento reduzido de sedimentos no ramo descendente do sedimentograma.

Espera-se que os eventos de maior volume apresentem um menor IH, já que em eventos de maior pluviosidade existe maior suprimento de sedimentos. Entretanto, o IH do evento ocorrido em 22/04 apresentou comportamento não esperado, sendo maior que eventos com precipitação total semelhante e de menor intensidade, indicando menor suprimento e menor capacidade de transporte de sedimentos.

Os eventos ocorridos em 14/07 e 07/08 tiveram os maiores volumes totais precipitados, entretanto, os valores de IH foram semelhantes aos dos demais eventos, o que permite a inferência de exaustão dos sedimentos transportados em suspensão. O valor do IH tende a reduzir durante uma sequência de eventos pelo aumento do conteúdo de água no solo, determinando que novas fontes de sedimentos sejam incorporadas a toda bacia vertente (LAWLER et al., 2006). De acordo com Bowes et al. (2005), a tendência de redução do IH também deve-se à intensificação da atividade agrícola que condiciona a um aumento da disponibilidade de sedimentos pelo revolvimento do solo e geração de depósitos próximos e dentro do canal fluvial.

Entretanto, a redução do IH para uma sequência de eventos não foi observada no presente estudo, tendo em vista que não ocorreu alteração no uso e manejo e que o processo erosivo predominante na bacia é, possivelmente, erosão no canal fluvial. Isso resulta em aumento da concentração até que exista disponibilidade de sedimentos para serem transportados e, posteriormente, mesmo com o aumento na vazão não acontecerá aumento na concentração de sedimentos em suspensão devido à exaustão.

A magnitude dos valores de IH horário possivelmente representam a interação da variabilidade dos padrões da intensidade da precipitação (picos adiantados ou atrasados) e da disponibilidade de sedimentos (MINELLA et al.,

2011). Assim, o comportamento da forma do sedimentograma e do hidrograma de determinado evento deve ser definido em função da área da bacia, das características da precipitação, do centro de massa das áreas que geram o escoamento e sedimentos e da sua natureza (uso, manejo, relevo). A energia do escoamento superficial e a disponibilidade de energia para o transporte de sedimentos em suspensão são variáveis entre os eventos, o que condiciona a processos de geração e transporte de sedimentos, também variáveis no tempo e espaço (MINELLA et al., 2011).

Tabela 13 - Variáveis hidrossedimentológicas e histerese para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do Horto Florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Data	Bacia	Ppt (mm)	IM 1h (mm h ⁻¹)	Q _{max} (L s ⁻¹)	Q _{min} (L s ⁻¹)	Q _{cen} (L s ⁻¹)	Css RC (mg L ⁻¹)	Css RD (mg L ⁻¹)	IH	Histerese
14/04/11	Bacia	66,46	11,71	18,71	2,59	10,65	86,34	286,58	-2,32	AH
	Sub-bacia			4,84	0,17	2,50	280,03	521,20	-0,86	AH
22/04/11	Bacia	96,42	39,60	43,16	13,11	28,13	942,33	784,37	0,20	H
	Sub-bacia			58,88	6,16	32,52	1262,93	1092,27	0,16	H
20/06/11	Bacia	67,15	17,91	18,71	7,03	12,87	535,75	398,63	0,34	H
	Sub-bacia			20,78	13,46	17,12	845,82	862,04	-0,02	H
14/07/11	Bacia	139,12	19,97	55,33	5,71	30,52	751,29	625,76	0,20	H
20/07/11	Bacia	66,46	16,53	55,33	6,72	31,03	653,98	607,62	0,08	H
01/08/11	Bacia	65,77	12,05	49,90	7,38	28,64	611,85	543,64	0,13	H
07/08/11	Bacia	107,78	9,23	97,34	4,79	51,06	642,54	464,69	0,38	H

Onde: ppt: volume total de precipitação do evento; IM 1h: intensidade máxima; Q_{max}: vazão máxima do evento; Q_{min}: vazão inicial mínima do evento; Q_{cen}: vazão média calculada para o evento; Css RC: concentração de sedimentos em suspensão para a Q_{cen} no ramo crescente; Css RD: concentração de sedimentos em suspensão para a Q_{cen} no ramo decrescente; IH: índice de histerese calculado para o evento; Histerese: H - sentido horário, AH - sentido anti-horário.

4.2.1.2 Relação entre variáveis hidrossedimentológicas

A estimativa das variáveis hidrossedimentológicas para pequenas bacias hidrográficas pode ser realizada com base nos riscos erosionais climáticos, suscetibilidade do solo e características topográficas.

Devido à complexidade dos processos hidrológicos e sedimentológicos que ocorrem em uma bacia hidrográfica, o comportamento de uma variável pode ser influenciado não só por um, mas também por diversos fatores. Essa condição pode dificultar a compreensão do comportamento de alguns processos hidrológicos e de produção de sedimentos. Como exemplo, pode-se citar a utilização da curva-chave, que correlaciona a descarga sólida e a vazão, para a estimativa da produção de sedimentos. De acordo com Sequinatto (2007), algumas limitações para o ajuste das equações da curva-chave podem ser atribuídas aos efeitos da influência da sazonalidade na produção de sedimentos e à falta de coincidência entre os picos de concentração de sedimentos e de vazão durante os eventos.

As funções utilizadas para a estimativa do comportamento de variáveis hidrossedimentológicas de interesse podem ser ferramentas auxiliares para o preenchimento de falhas de períodos em que não foi possível o monitoramento. São, também, uma boa alternativa para a gestão dos recursos naturais, redução de custos, previsão de cenários, bem como, avaliação do efeito do uso e do manejo. Diante do exposto, a boa correlação entre as variáveis monitoradas possibilita a estimativa das variáveis hidrossedimentológicas de interesse.

A relação entre a vazão e a concentração médias diárias (Figura 35) e médias para eventos (Figura 36) indicou tendência de aumento exponencial da concentração de sedimentos em suspensão com o aumento da vazão, até atingir equilíbrio. Esse comportamento ocorre, possivelmente, devido à exaustão de sedimentos transportados em suspensão, onde mesmo com o aumento da vazão, não ocorre aumento na concentração de sedimentos em suspensão.

Assim, a utilização da vazão média dos eventos como alternativa para a estimativa da concentração média de sedimentos é promissora desde que mais eventos sejam analisados e a correlação seja significativa.

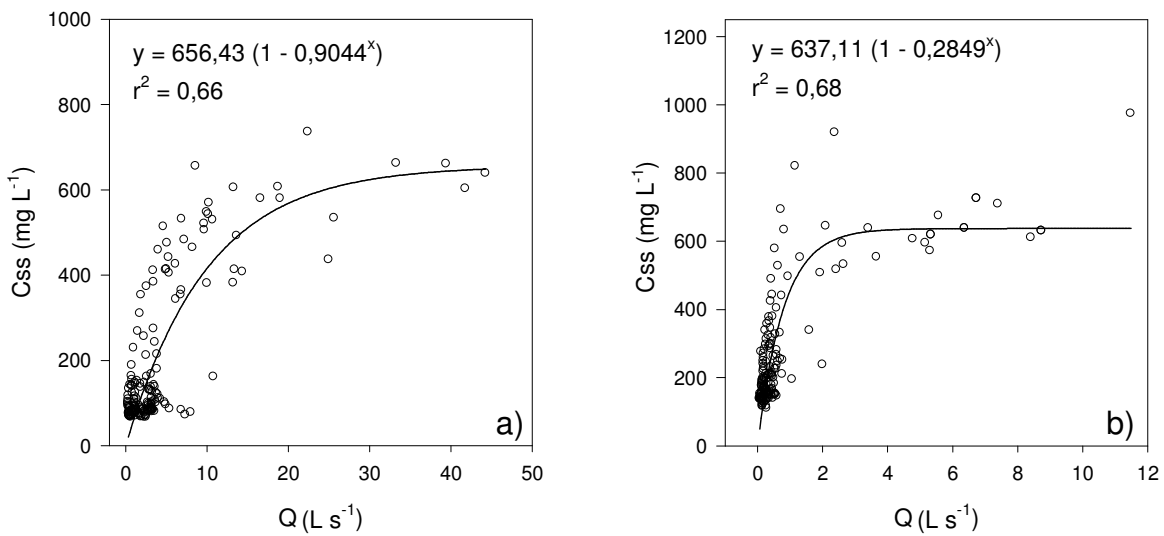


Figura 35 - Relação entre a vazão média diária (Q) e a concentração média diária de sedimentos em suspensão (C_{ss}) para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

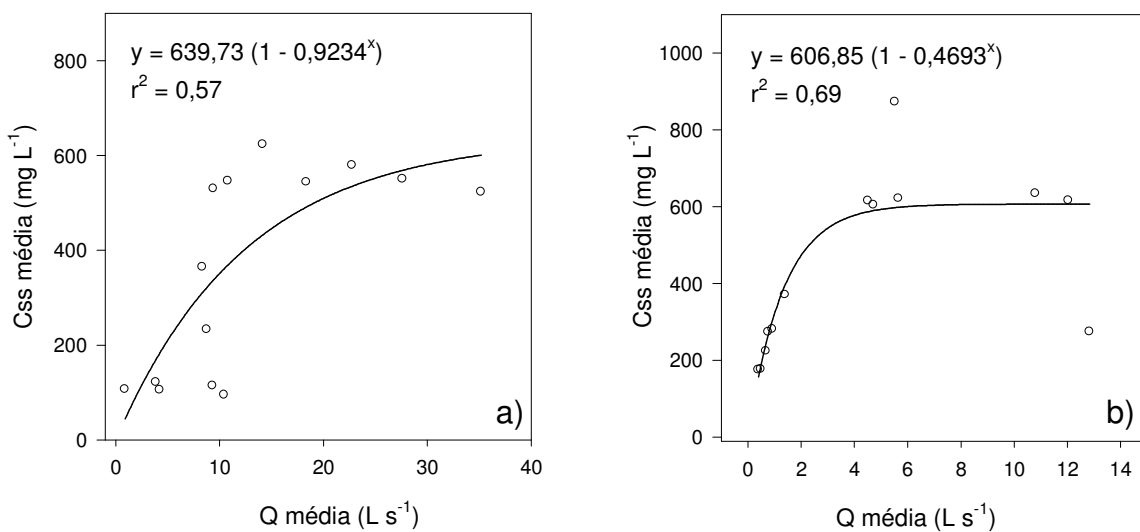


Figura 36 - Relação entre a vazão média (Q) e a concentração de sedimentos em suspensão média por evento (C_{ss}) para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

A produção de sedimentos esteve fortemente relacionada com o escoamento superficial, para os eventos selecionados (Figura 37), aumentando com os maiores valores de escoamento superficial para ambas as bacias. Assim, o escoamento superficial, também pode ser utilizado como alternativa para a estimativa da

produção de sedimentos, desde que mais eventos sejam analisados e a correlação seja significativa.

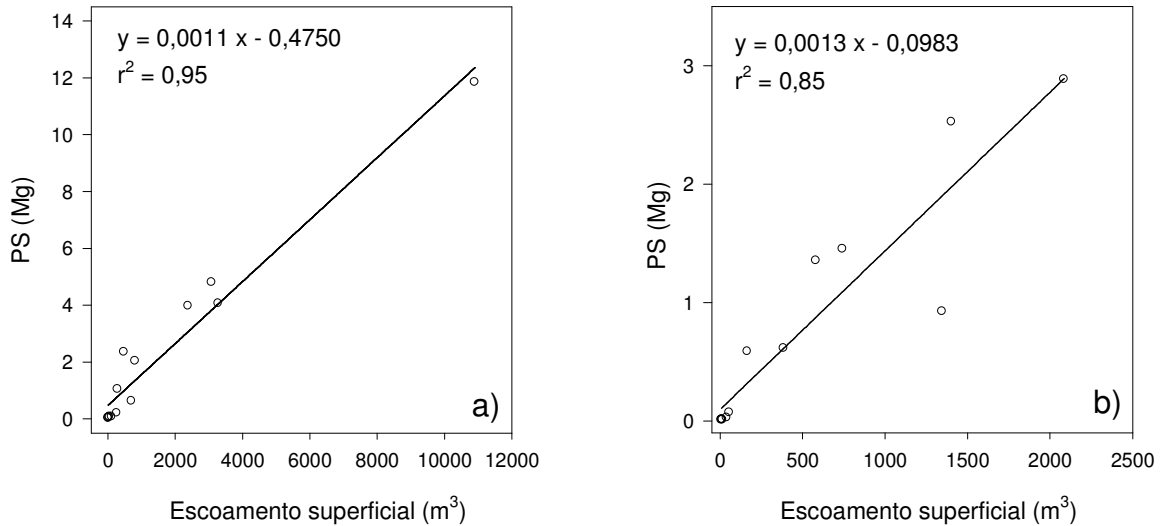


Figura 37 - Relação entre o escoamento superficial e a produção de sedimentos (PS) por evento para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

O produto entre o escoamento superficial e a vazão máxima dos eventos selecionados apresentou elevada correlação com a produção de sedimentos (Figura 38). Ocorreu aumento linear da produção de sedimentos com os maiores valores do produto entre o escoamento superficial e a vazão máxima, para ambas as bacias. O elevado coeficiente de determinação é indicativo de que a maior transferência de sedimentos ocorre durante os eventos de cheia dos cursos de água.

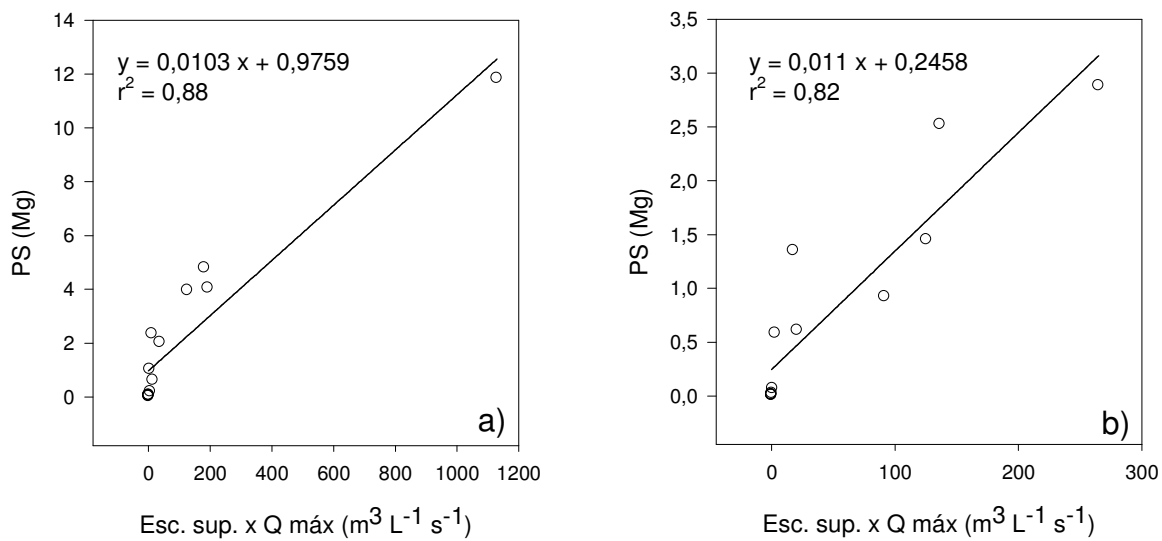


Figura 38 - Relação entre o escoamento superficial x a vazão máxima (Esc. sup. x Q máx) e a produção de sedimentos (PS) por evento para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

No presente estudo, a produção de sedimentos (PS) esteve fortemente relacionada com o coeficiente de escoamento superficial (C) dos eventos selecionados (Figura 39). O coeficiente de escoamento superficial é um coeficiente hidrológico frequentemente utilizado para a estimativa do escoamento superficial e da vazão máxima. Conhecendo-se o valor de C para determinada chuva intensa de certa duração, é possível determinar o escoamento superficial de outras precipitações de intensidades diferentes, desde que a duração seja a mesma (PINTO et al., 1973).

A produção de sedimentos aumentou com os maiores valores de C, para ambas as bacias. Entretanto, cabe destacar que o valor de C teve elevada amplitude para valores semelhantes de PS (Figura 39). Assim, o valor de C pode ser utilizado como alternativa para a estimativa da produção de sedimentos, desde que mais eventos sejam analisados e a correlação seja significativa. Isso se deve ao fato de que apenas 14 eventos hidrossedimentológicos, sendo a maioria de pequena magnitude, foram avaliados.

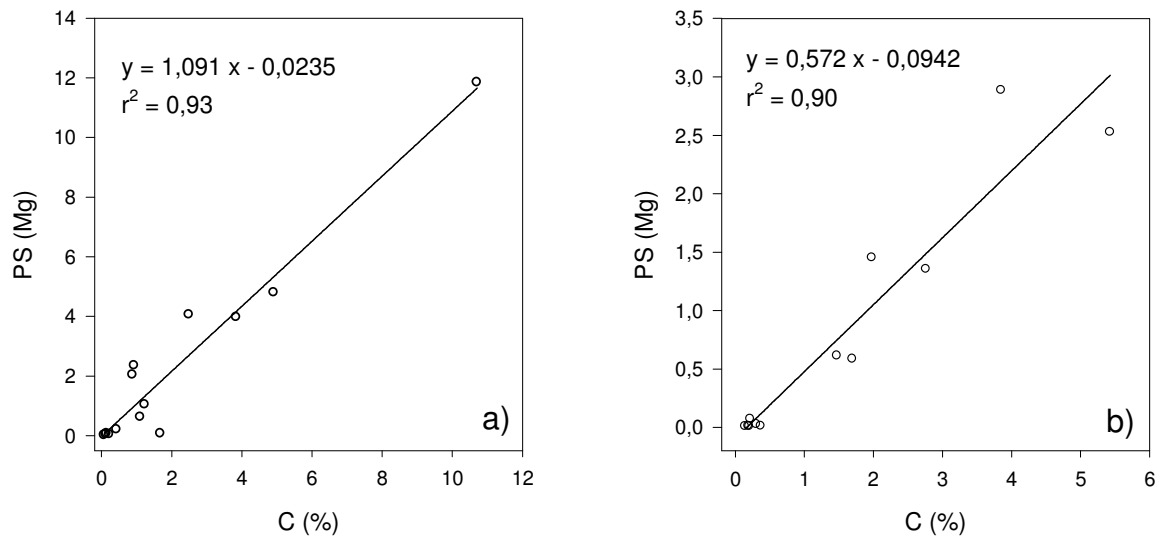


Figura 39 - Relação entre o coeficiente de escoamento superficial (C) e a produção de sedimentos (PS) durante os eventos, para a Bacia (a) e para a Sub-bacia (b) hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul-RS.

4.2.1.3 Produção de sedimentos

A produção de sedimentos observada na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura evidenciam maior sustentabilidade da produção florestal em relação à produção agrícola, quanto aos processos hidrossedimentológicos. Tal inferência é baseada na análise dos resultados observados por Sequinatto (2007) e Minella et al. (2008;2009) em bacias hidrográficas rurais intensamente exploradas com cultivo de tabaco.

O estudo de Sequinatto (2007) foi desenvolvido em uma bacia hidrográfica rural de 3,32 km² e duas sub-bacias (braço direito - BD, com área de 1,64 km² e braço esquerdo - BE, com área de 1,68 km²). A área localiza-se no município de Agudo - RS, sendo explorada principalmente com a cultura do fumo, onde se avaliou a produção de sedimentos durante eventos hidrossedimentológicos. Destaca-se o evento ocorrido em 24/11/2005, que teve precipitação total de 34 mm e gerou uma produção de sedimentos igual a 2,56 e 4,27 Mg km⁻² para a Bacia e para a Sub-bacia BD, respectivamente.

Na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, o evento ocorrido em 27/03/2011 teve precipitação total de 34,09 mm, semelhante à observada por

Sequinatto (2007). Entretanto, a produção de sedimentos foi consideravelmente inferior, sendo $0,07 \text{ Mg km}^{-2}$, para a Bacia e para a Sub-bacia.

Os eventos ocorridos em 14/04, 20/06, 20/07 e 01/08/2011 na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura tiveram volume total precipitado próximo a 65 mm e resultaram em produção de sedimentos variável de 0,21 a $5,08 \text{ Mg km}^{-2}$, variável com a intensidade de precipitação (Tabela 11) e com a umidade antecedente do solo (inferida devido ao período chuvoso). No estudo de Sequinatto (2007), o maior evento teve precipitação total igual a 65 mm e gerou uma produção de sedimentos igual a $182,22 \text{ Mg km}^{-2}$. Possivelmente a intensidade de precipitação pode ter sido um dos fatores que influenciaram no resultado da produção de sedimentos, mas a informação não foi indicada no referido trabalho.

Além das características da precipitação, outros fatores, como o uso e o sistema de manejo do solo, podem influenciar na produção de sedimentos. Minella et al. (2007) realizaram um estudo que avaliou a contribuição de fontes na produção de sedimentos na bacia localizada em Agudo e observou que as contribuições relativas de cada fonte foram de 68,3% de lavouras, 28,1% de estradas e 3,6% da rede fluvial. Mesmo com a significativa contribuição dos processos erosivos nas estradas e na rede fluvial para a produção total de sedimentos nas bacias, a contribuição predominante foi das lavouras, onde o sistema de manejo empregado nessas áreas, com uso intensivo do solo e mobilização para o plantio, é coincidente ao período chuvoso. Assim, o sistema de manejo empregado, com escarificação em linha somente no momento do plantio, na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura também pode condicionar a menor produção de sedimentos.

Os estudos de Minella et al. (2008; 2009) foram desenvolvidos em uma bacia hidrográfica rural com área de $1,19 \text{ km}^2$. A bacia localiza-se no município de Arvorezinha - RS, onde a exploração agrícola com cultivo de tabaco é realizada por pequenos agricultores, principalmente em áreas marginais, gerando impactos negativos aos recursos naturais. O estudo realizado por Minella et al. (2008) avaliou a produção de sedimentos na bacia hidrográfica rural, antes e após a implementação de técnicas de manejo e conservação do solo e, também, de acordo com a intensidade de precipitação.

Os autores observaram que as técnicas de manejo e conservação do solo proporcionaram reduções de 1,71 para $0,28 \text{ Mg km}^{-2}$ para precipitação de até 15 mm; de 4,10 para $1,70 \text{ Mg km}^{-2}$ para precipitação de até 30 mm. Entretanto, para

precipitações com maiores volumes, de até 60 mm, o efeito do manejo não teve influência significativa na produção de sedimentos, que passou de 9,82 para 10,25 Mg km⁻², sendo a mesma atribuída, principalmente, às características da precipitação.

Para a Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, a máxima produção de sedimentos, durante eventos, foi de 12,54 Mg km⁻², observada em 07/08/2011, resultante de uma precipitação total de 107,78 mm e ocorrência em um período chuvoso com condições de elevada umidade do solo. Em relação ao estudo de Minella et al. (2008), observa-se que o volume de precipitação necessário para a bacia agrícola gerar uma produção de sedimentos semelhante foi praticamente a metade daquele observado para a área florestal.

A maior produção de sedimentos da bacia hidrográfica localizada em Arvorezinha está relacionada não só às características da precipitação, mas também ao sistema de manejo do solo. Para essa bacia, Minella et al. (2007) verificaram maior contribuição relativa das lavouras (55,5%) e menor das estradas (37,6%) e da rede fluvial (6,9%), o que evidencia a influência do sistema de manejo na produção de sedimentos. De maneira geral, a contribuição das lavouras na produção de sedimentos, durante eventos de precipitação, diminuiu após o emprego de técnicas de manejo e conservação do solo, pois o mesmo passou a permanecer exposto aos processos de erosivos por um menor período durante o ciclo das culturas (MINELLA et al., 2008).

Na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, o sistema de manejo consiste em escarificação na linha de plantio e o ciclo das culturas florestais é maior (cinco anos ou mais) do que nas áreas de produção agrícola. Assim, o intervalo entre as mobilizações do solo para preparo é maior nas áreas com povoamentos florestais, o que reduz o tempo de exposição do solo aos agentes dos processos erosivos e de produção de sedimentos e aumenta a possibilidade de reconsolidação do solo após o plantio.

Em outro estudo realizado na bacia hidrográfica rural localizada no município de Arvorezinha – RS, Minella et al. (2009) observaram valor médio de produção de sedimentos de 13 Mg km⁻², para uma precipitação média de 44 mm. Observa-se que o volume de precipitação na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura foi maior que o dobro do valor médio observado no estudo de Minella et al. (2009), para uma produção de sedimentos próxima ao valor médio observado pelos autores.

4.2.1.4 Taxa de transferência de sedimentos

A taxa de transferência de sedimentos (SDR) média anual na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura foi de 0,71%, sendo relativamente pequena quando comparada aos valores médios de perda de solo observados na área da bacia por Oliveira (2011), de 0,15 Mg ha⁻¹ para os povoamentos de eucalipto, 0,03 Mg ha⁻¹ para a mata nativa e 4,48 Mg ha⁻¹ para as estradas.

A SDR pode ser um indicador da contribuição relativa de sedimento que é proveniente do canal fluvial em relação à contribuição de sedimento proveniente da erosão das encostas (VESTENA et al., 2007). Os sedimentos erodidos na bacia são deslocados pela ação do escoamento superficial, sendo transportada para regiões menos íngremes da bacia e para o curso de água. Assim, com a redução da declividade e do gradiente do canal tem-se maior possibilidade de deposição dos sedimentos.

O valor de SDR obtido (0,71%) comparado à perda de solo na bacia é indicativo de mobilização de sedimentos no interior da bacia hidrográfica, com elevada deposição. Contudo, a análise das áreas da bacia e dos locais com ocorrência de erosão apresenta fortes evidências de que os processos erosivos predominantes na Bacia ocorrem no canal e devido ao escoamento subsuperficial, mas não em sulcos e em entressulcos. Entretanto, esta inferência somente poderá ser validada mediante um período maior de monitoramento associado à análise de identificação das fontes produtoras de sedimentos.

4.2.2 Efeito de escala

4.2.2.1 Efeito de escala das variáveis hidrossedimentológicas avaliadas nos intervalos estudados

O efeito de escala para as variáveis hidrossedimentológicas monitoradas durante o período de estudo, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto

florestal Terra Dura, foi mais evidente para as vazões específicas e pouco pronunciada, mas presente, para a produção de sedimentos.

A amplitude entre as mínimas e máximas vazões específicas para a Sub-bacia é maior que a observada para a Bacia (Tabela 14). Essa característica pode ser atribuída à escala das bacias, visto que quanto menor a bacia, menor a capacidade de amortecimento e armazenamento da chuva. Espera-se que a Sub-bacia tenha menor armazenamento de água no solo em relação à Bacia, tendo em vista que a menor área e o relevo mais íngreme proporcionam menor infiltração de água no solo, com grande potencial para o escoamento lateral.

As vazões elevadas na Sub-bacia definem claramente os períodos de precipitações com maior intensidade. A Bacia responde de forma menos intensa às precipitações de maior intensidade, devido ao efeito do armazenamento da água no solo e amortecimento da onda de cheia.

Um estudo desenvolvido por Girardi et al. (2011) indicou resultados semelhantes aos observados no presente estudo. Os autores avaliaram o efeito de escala em três sub-bacias da bacia do rio Potiribu, em que a bacia Donato (1,13 km²) apresentou maior amplitude entre as vazões mínimas e máximas, seguida da Turcato (19,4 km²) e do Taboão (78,1 km²). Os resultados foram atribuídos a respostas rápidas às precipitações de maior intensidade e ao menor efeito do armazenamento e amortecimento da chuva para as bacias com menor área de contribuição.

A produção de sedimentos específica foi maior na Bacia nos períodos menos chuvosos, possivelmente devido à maior vazão em relação à Sub-bacia. Para a Sub-bacia, a produção de sedimentos específica foi mais elevada nos períodos chuvosos, principalmente devido à rápida resposta aos efeitos das precipitações. O efeito de escala na produção de sedimentos, durante o período monitorado, foi pouco pronunciado, mas presente. A produção de sedimentos específica para a Bacia e para a Sub-bacia foi de 38,41 e 33,65 Mg km⁻², respectivamente (Tabela 14).

Tabela 14 - Vazão e produção de sedimentos específica observadas na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Período	Q esp. ($L s^{-1} km^{-2}$)			PS esp. ($Mg km^{-2}$)
	Média	Mínima	Máxima	
Bacia				
16 a 28/02/11	3,62	1,62	6,02	0,56
01 a 15/03/11	3,43	2,52	5,07	0,41
16 a 31/03/11	2,98	1,63	7,12	0,35
01 a 15/04/11	4,36	1,63	19,80	0,59
16 a 30/04/11	5,26	2,14	45,69	2,97
01 a 15/05/11	1,37	1,02	2,74	0,20
16 a 31/05/11	0,98	0,56	1,63	0,10
01 a 15/06/11	0,56	0,35	1,63	0,06
16 a 30/06/11	2,68	0,45	19,80	1,10
01 a 15/07/11	4,19	0,26	58,58	3,32
16 a 31/07/11	13,00	3,42	58,58	10,34
01 a 15/08/11	24,43	5,07	103,60	18,41
Global	5,59	0,26	103,60	38,41
Sub-bacia				
16 a 28/02/11	1,23	0,52	5,52	0,48
01 a 15/03/11	0,96	0,16	6,69	0,22
16 a 31/03/11	0,72	0,05	5,52	0,16
01 a 15/04/11	0,73	0,07	12,44	0,25
16 a 30/04/11	3,89	0,52	168,82	4,25
01 a 15/05/11	0,73	0,44	4,02	0,26
16 a 31/05/11	0,40	0,23	1,09	0,09
01 a 15/06/11	0,59	0,21	2,92	0,11
16 a 30/06/11	2,92	0,23	53,48	2,17
01 a 15/07/11	6,86	0,44	127,17	6,41
16 a 31/07/11	16,00	4,49	97,37	13,70
01 a 15/08/11	27,39	6,48	125,99	5,54*
Global	5,25	0,05	168,82	33,65

Onde: Q esp.: vazão específica para ambas as bacias ($L s^{-1} km^{-2}$); PS esp.: produção de sedimentos específica para ambas as bacias ($Mg km^{-2}$). * Resultado incompleto devido à falhas nos sensores.

4.2.2.2 Efeito de escala para os eventos hidrossedimentológicos avaliados

O efeito de escala para os eventos monitorados pode ser avaliado mediante análise da vazão e da produção de sedimentos específicas para ambas as bacias (Tabela 15).

De maneira geral, as vazões máximas específicas foram maiores para a Sub-bacia em resposta aos eventos com maior volume de precipitação e maior vazão máxima. Isso pode ser explicado pela área de drenagem das bacias: quanto maior a área, maior será a distância a ser percorrida pelo escoamento, proporcionando um efeito de amortecimento sobre as vazões específicas.

Os resultados corroboram os observados por Meller (2007), que verificou aumento das vazões máximas com a redução na área para um evento de cheia em três sub-bacias do rio Potiribu. Em um estudo que avaliou o efeito de escala nos processos hidrossedimentológicos no bioma Mata Atlântica, Pereira (2010) também observou que as vazões específicas foram maiores para a bacia com menor área de captação.

A produção de sedimentos específica, durante os eventos de chuva-vazão-sedimentos, foi mais elevada para a Bacia nos eventos de menor intensidade. Para os eventos com maior intensidade de precipitação, a Sub-bacia teve maior produção de sedimentos (Tabela 15). Este comportamento é atribuído às respostas mais rápidas aos eventos de precipitação que ocorrem na Sub-bacia em relação à Bacia.

Tabela 15 - Variáveis hidrossedimentológicas específicas dos eventos ocorridos durante o período de 16/02/2011 a 15/08/2011, para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Data	E. total (m ³ km ⁻²)	E. base (m ³ km ⁻²)	E. sup. (m ³ km ⁻²)	PS (Mg km ⁻²)
Bacia				
23/02/11	425,89	413,74	12,15	0,04
24/02/11	618,12	494,28	123,84	0,07
10/03/11	358,96	317,10	41,86	0,04
27/03/11	682,57	631,90	50,67	0,07
14/04/11	990,23	705,51	284,72	0,21
22/04/11	2842,43	1983,66	858,77	2,15
07/06/11	141,54	120,05	21,49	0,02
20/06/11	1724,24	976,86	747,38	0,66
14/07/11	6604,81	3128,07	3476,75	4,29
17/07/11	2047,26	1737,00	310,26	1,10
20/07/11	8312,55	5042,69	3269,86	5,08
28/07/11	4363,37	3857,09	506,27	2,48
01/08/11	7381,31	4853,59	2527,72	4,20
07/08/11	20291,48	8744,85	11546,63	12,54
Sub-bacia				
23/02/11	85,53	65,59	19,93	0,02
24/02/11	102,68	75,44	27,24	0,03
10/03/11	85,78	51,05	34,73	0,03
27/03/11	325,35	220,21	105,14	0,07
14/04/11	363,97	218,28	145,69	0,18
22/04/11	3636,67	1723,89	1912,78	3,73
07/06/11	109,46	67,90	41,56	0,02
20/06/11	2258,01	1266,45	991,56	1,57
14/07/11	9690,68	4322,87	5367,80	7,42
17/07/11	2496,53	2068,84	427,69	1,50
20/07/11	10278,60	6665,92	3612,68	6,50
28/07/11	5557,91	4060,91	1497,00	3,48
01/08/11	8338,53	4872,93	3465,60	2,38
07/08/11	21892,81	11934,17	9958,64	2,41*

Onde: E. total: escoamento específico total; E. base: escoamento específico subsuperficial ou de base; E. sup.: escoamento específico superficial; C_{ss} máx: concentração específica máxima de sedimentos em suspensão; PS: produção específica de sedimentos.

* Resultado incompleto devido à falha nos sensores de turbidez.

4.2.3 Análise de eficiência dos equipamentos e estruturas de monitoramento

Os resultados indicam alguns limitantes da eficiência do monitoramento. Dentre eles, pode-se destacar a influência dos vertedores, a sensibilidade dos sensores e as possíveis falhas na comunicação entre os sensores e o datalogger.

Os vertedores têm a característica de proporcionar barramento, o que eleva a área alagada e tende não só a reduzir a velocidade de fluxo, mas também a possibilitar menores vazões de pico, o que influencia nos resultados registrados.

Além disso, devido à presença da mata ciliar, frequentemente são transportados folhas, galhos e troncos até a seção de monitoramento. Estes materiais podem ficar trancados nos vertedores fazendo com o nível da água se eleve e os sensores registrem uma lâmina de água maior do que a lâmina real existente, resultando em estimativas incorretas de vazão.

Para evitar erros na estimativa das variáveis hidrossedimentológicas é necessário que os sensores de precipitação, nível e turbidez estejam funcionando adequadamente. Para tanto, fazem-se necessárias constantes verificações do adequado funcionamento, além de calibrações periódicas.

A fonte de energia para o contínuo funcionamento dos sensores é oriunda da energia solar, captada por painéis e armazenadas em baterias. Contudo, em períodos chuvosos e com baixa luminosidade a energia captada é menor, podendo proporcionar menor eficiência das baterias e resultar em falhas no registro de dados pelos sensores, conforme observado para a Sub-bacia no final do período de monitoramento. Assim, fez-se necessária a substituição da bateria em uso por uma bateria nova, além de substituição do painel solar por um com maior capacidade e captação de energia.

Os sensores de turbidez são utilizados para a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão, devido a alteração da turbidez da água na presença de sedimentos em suspensão, principalmente durante eventos chuva-vazão-sedimentos. Entretanto, a turbidez da água pode ser proporcionada não só pelos sedimentos transportados em suspensão, mas também, pela presença de carbono ou de frações sólidas coloidais na solução. Na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, observou-se a manutenção de elevada concentração de sedimentos em suspensão na recessão dos sedimentogramas, podendo ser efeito

da presença de carbono orgânico transportado em suspensão ou de partículas sólidas coloidais. Entretanto, tais inferências deverão ser analisadas para que possam ser confirmadas.

Como a geologia local é formada principalmente por granitos, a fração areia é predominante nos solos. Também foi possível observar a presença de sedimentos mais grosseiros depositados, principalmente, no leito do canal. Tais características podem resultar em menores quantidades de sedimento transportado em suspensão, além de ser indicativo de que o processo erosivo predominante ocorre no canal.

Existe a influência do escoamento subsuperficial, que favorece a formação “pipes”, podendo aumentar a velocidade e o volume de fluxo, dificultando a estimativa do volume escoado em superfície e em subsuperfície. Contudo, não há dados experimentais de que as áreas ocupadas com povoamentos florestais de eucalipto contribuam para o aumento desse fenômeno de “piings”.

4.3 Modelagem hidrológica

4.3.1 Eventos utilizados na calibração do modelo LISEM

Do total dos eventos ocorridos durante o período do monitoramento, os seis que apresentaram maior magnitude durante o período de monitoramento foram utilizados na calibração do modelo LISEM. Como o modelo LISEM simula apenas o escoamento superficial, fez-se necessária a separação do escoamento superficial e subsuperficial dos hidrogramas de cada evento (Tabela 16).

A calibração dos modelos de maior magnitude foi priorizada ao considerar que eventos com pequenas lâminas totais precipitadas não favorecem a ocorrência de escoamento superficial direto, resultando em dificuldades de calibração e maiores erros para as variáveis resposta avaliadas (GOMES, 2008). Para os eventos de maior magnitude, em que a intensidade máxima de precipitação é maior que a condutividade hidráulica do solo saturado, a calibração será facilitada e os erros para as variáveis resposta serão menores. Isso porque a lâmina que excede a capacidade de infiltração também suprirá a capacidade de armazenamento nas

microdepressões, transformando-se em escoamento superficial direto (GOMES, 2008).

Tabela 16 - Características hidrológicas dos eventos utilizados na calibração do modelo LISEM.

Data	E. total (m ³)	E. sup. (m ³)	E. sup. (mm)	Q pico (L s ⁻¹)	ppt total (mm)	IM 1h (mm h ⁻¹)
22/04/11	2684,98	811,20	0,86	43,16	96,42	39,60
20/06/11	1628,74	705,99	0,75	18,71	67,15	17,91
14/07/11	6238,97	3284,17	3,48	55,33	139,12	19,97
20/07/11	7852,12	3088,74	3,27	55,33	66,46	16,53
01/08/11	6972,46	2387,71	2,53	49,90	65,77	12,05
07/08/11	19167,54	10907,06	11,54	97,86	107,78	16,18

Onde: E. total: escoamento total; E. base: escoamento subsuperficial ou de base; E. sup.: escoamento superficial; Q pico: vazão máxima ou de pico; ppt total: precipitação total; IM 1h: intensidade máxima em uma hora.

4.3.2 Uso do solo e parâmetros numéricos de entrada no modelo

O uso do solo na área da bacia consiste em povoamentos jovens, adultos e mata nativa (APP) (Figura 40a). Entretanto, durante a fase de calibração, as áreas de mata próximas ao exutório da bacia geraram elevado escoamento, formando um pico antecipado na vazão. Verificou-se, então, a necessidade de criar duas novas áreas dentro do uso Mata para realizar as simulações, sendo elas as áreas úmidas (Úmido) e locais que formam barramentos e favorecem a amortização do escoamento (Depressões) (Figura 40b).

Os parâmetros numéricos de entrada no modelo LISEM, obtidos de levantamentos em campo e na literatura, estão dispostos na Tabela 17.

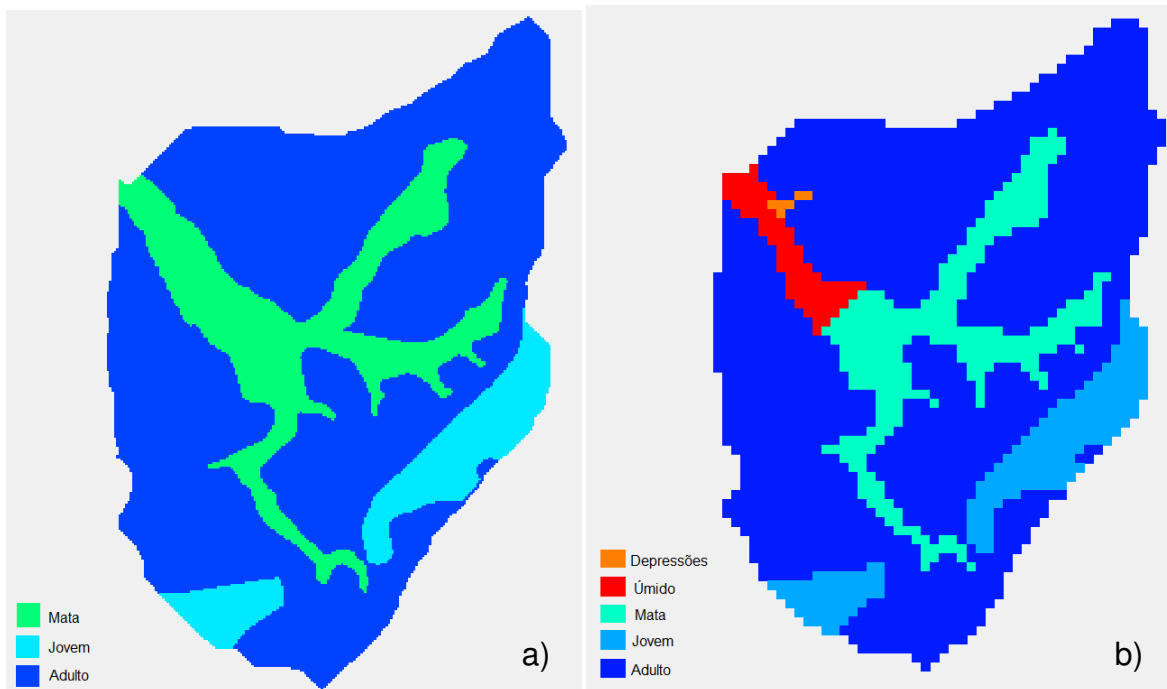


Figura 40 - Discretização espacial do uso do solo gerada pelo SIG PCRaster utilizado nos testes preliminares considerando tamanhos de célula de 5 x 5 m (a) e de 20 x 20 m (b).

Tabela 17 - Parâmetros numéricos de entrada no modelo LISEM, em função do uso do solo da Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul - RS.

Uso	Ksat	θ_s	Ψ	θ_i	RR	n	Per	H	LAI	Per _c	Smáx
Adulto	1990,16	0,5	15	0,11	4	0,10	1	30	2,9	0	2,3
Jovem	618,67	0,5	15	0,09	4	0,10	1	2	2,5	0	2,3
Mata	223,11	0,6	15	0,11	4	0,15	1	25	5,8	0	3,6
Úmido	223,11	0,6	15	0,11	6	0,20	1	25	5,8	0	3,6
Depressões	223,11	0,6	15	0,11	6	0,20	1	25	5,8	0	3,6

Onde: Ksat: condutividade hidráulica do solo saturado (mm h^{-1}); θ_s : porosidade total ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); Ψ : tensão na frente de umedecimento (mm); θ_i : umidade inicial ($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); RR: rugosidade aleatória (cm); n: coeficiente n de Manning; Per_c: cobertura do solo (%); H: altura da vegetação (m); LAI: índice de área foliar ($\text{m}^2 \text{m}^{-2}$); Smáx: capacidade máxima de armazenamento do dossel (mm).

4.3.3 Calibração

A calibração do modelo LISEM versão 2.64 foi realizada mediante adequação dos planos cartográficos de informação (PCI's) e dos parâmetros que caracterizam a bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura. Em um primeiro momento

considerou-se um tamanho de pixel de 5 x 5 m. Quanto a equação de infiltração, utilizou-se a equação proposta por Green e Ampt para uma camada de solo foi utilizada devido ao fato de que os parâmetros foram determinados apenas para a camada superficial do solo.

A análise dos resultados preliminares obtidos nas simulações indica que o modelo apresentou respostas inconsistentes com os resultados observados, evidenciando que as limitações estariam relacionadas ao modelo digital de elevação e às estradas.

Dentre as inconsistências, verificou-se rápido e volumoso escoamento oriundo das estradas e direcionado para os povoamentos. Esse comportamento deve-se às características da estrada, onde a declividade diferenciada das demais áreas da bacia e a capacidade de infiltração reduzida proporcionam uma dinâmica de infiltração e escoamento distinta daquela observada para o restante da bacia. Assim, a estrada não foi considerada nas simulações e a inclusão da mesma deve ser analisada com cautela para que seja possível representar a dinâmica dos processos hidrológicos e sedimentológicos que ocorrem em tais superfícies, bem como os efeitos desses processos nas demais áreas da bacia. Quanto ao modelo digital de elevação, observou-se que este proporcionou linhas de fluxo preferencial que favoreceram elevada velocidade de escoamento, não condizente com as condições de relevo e rugosidade superficial da área.

Aliado a isso, o tamanho de pixel de 5 x 5 m para os PCI's apresentou uma discretização espacial muito detalhada, não condizente com a superfície existente na bacia. A discretização detalhada proporcionou antecipação no tempo de pico e a ocorrência de dois picos de vazão sendo o segundo pico com ascendência íngreme (Figura 28), não condizente com o evento hidrológico observado. Além disso, o tempo de pico acontece rapidamente, antecedendo o do hidrograma observado.

Em um estudo que teve por objetivo avaliar o efeito do tamanho de células e o intervalo de tempo de simulações nos resultados do modelo LISEM, em uma pequena bacia do planalto de Loess na China, Hessel (2005) observou que, com o aumento no tamanho de células, o modelo apresentou tendência de redução no fluxo de escoamento, evidenciando que as principais causas dessa tendência estariam relacionadas à redução da inclinação superficial da área de estudo. De acordo com Moro (2011), para a escolha do tamanho de célula a ser utilizada devem ser observados fatores como a precisão adequada dos resultados e questões

práticas como tempo de simulação e tamanho do arquivo gerado. Diante do exposto, optou-se por utilizar PCI's com tamanho de pixel de 20 x 20 m, o que melhorou os resultados da simulação, tendo o modelo gerado um hidrograma com ascendência mais suave e boa estimativa quanto à vazão de pico e ao volume total escoado.

Estão dispostas, nas Figuras 41 e 42, as fases da simulação do evento ocorrido em 22/04/2011, utilizando PCI's com células de 5 x 5 m e de 20 x 20 m, desde o início da formação do escoamento, sua propagação em superfície até a chegada da onda de cheia à seção de monitoramento da Bacia. Observa-se que o escoamento acontece com maior velocidade quando se utilizou PCI's com células de 5 x 5 m e resulta em antecipação do tempo de pico do hidrograma simulado (Figura 43) em relação ao uso de PCI's com células de 20 x 20 m.

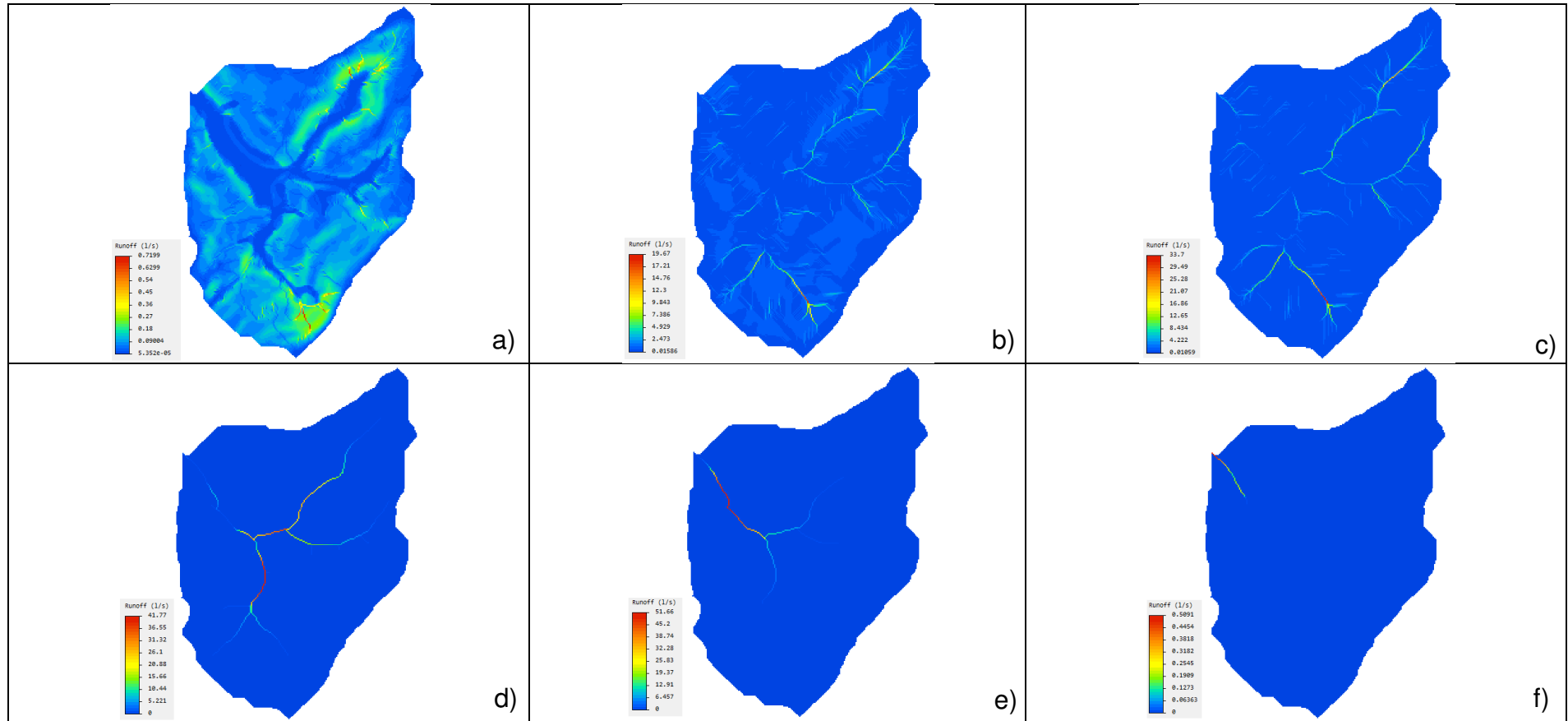


Figura 41 - Simulação do evento hidrológico ocorrido em 22/04/2011, considerando tamanho de pixel de 5 x 5 m, demonstrando o início da formação do escoamento superficial (a), propagação do escoamento superficial (b), chegada do escoamento e formação da onda de cheia (c), propagação da onda de cheia e formação de um pico de vazão adiantado (d), propagação da onda de cheia com vazão máxima (e) e chegada da onda de cheia ao exutório da bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

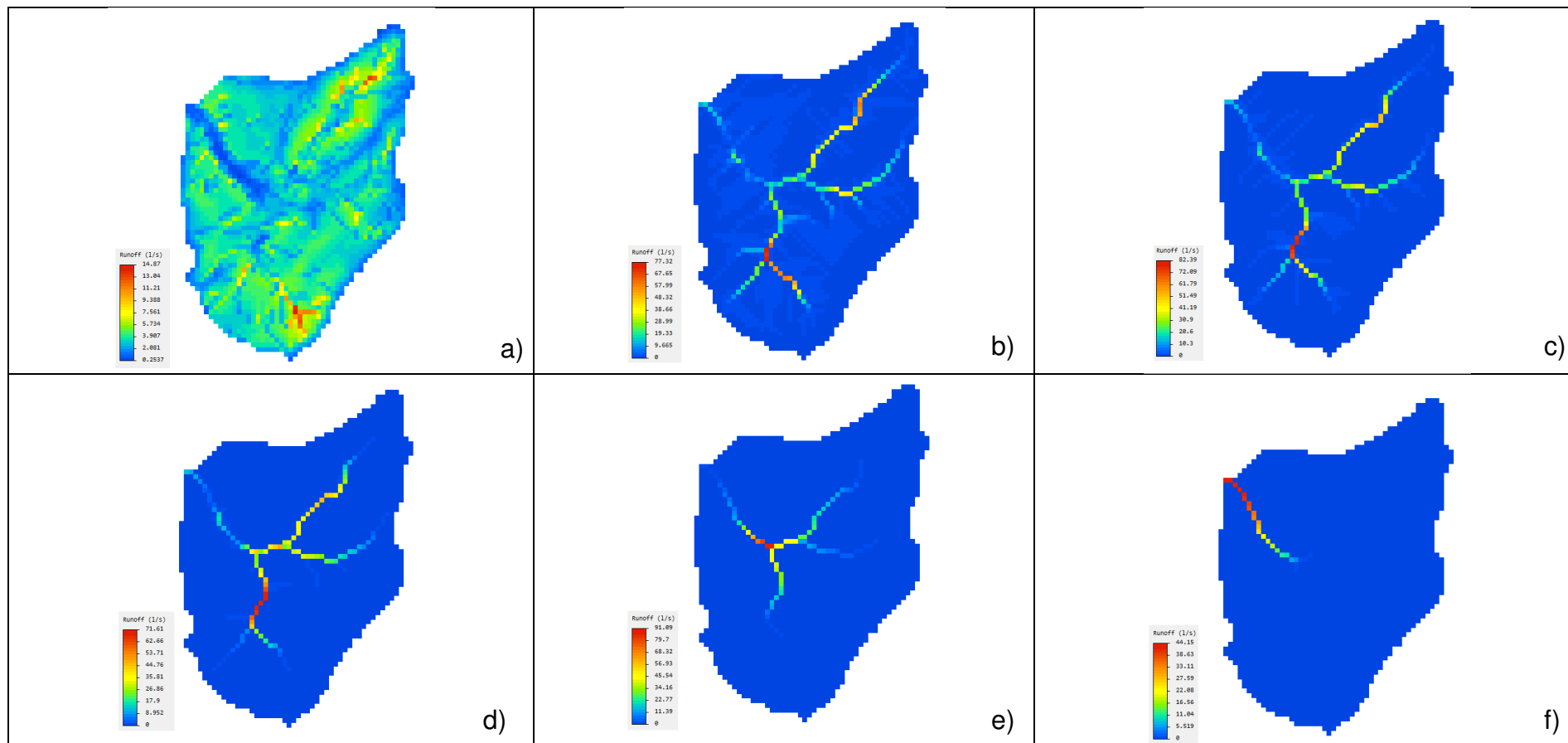


Figura 42 - Simulação do evento hidrológico ocorrido em 22/04/2011, considerando tamanho de pixel de 5 x 5 m, demonstrando o início da formação do escoamento superficial (a), propagação do escoamento superficial (b), chegada do escoamento e formação da onda de cheia (c), propagação da onda de cheia e formação de um pico de vazão adiantado (d), propagação da onda de cheia com vazão máxima (e) e chegada da onda de cheia ao exutório da bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

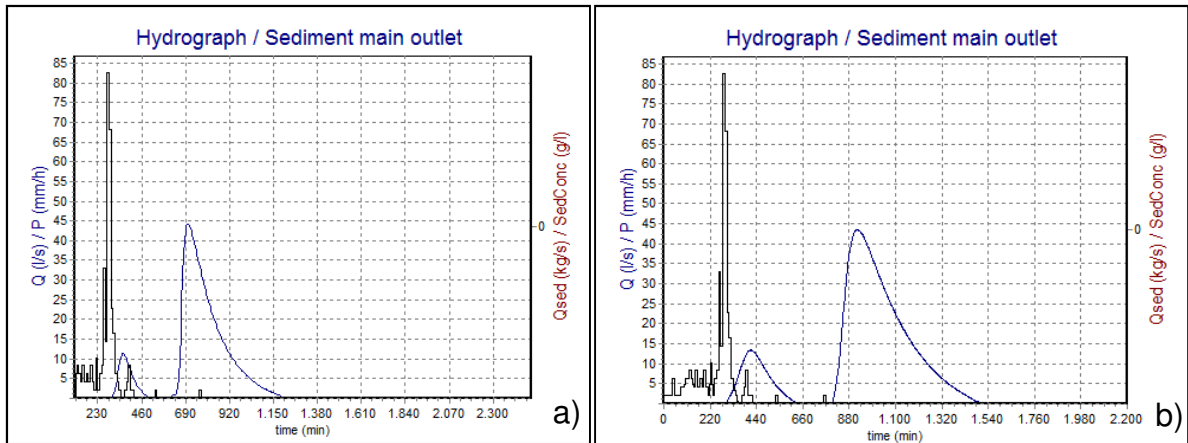


Figura 43 - Interface do modelo demonstrando os hidrogramas simulados, considerando tamanhos de célula de 5 x 5 m (a) e de 20 x 20 m (b).

A determinação do intervalo de tempo das simulações é uma etapa importante na calibração do modelo LISEM, pois fatores relacionados à simulação dos processos de transformação de precipitação em vazão e de propagação do escoamento superficial são altamente influenciados pelo intervalo de tempo de simulação (MORO, 2011). Diante do exposto, o intervalo de tempo das simulações foi determinado após testes preliminares.

Os intervalos de tempo considerados foram de 60, 90, 120, 300 e 600 segundos. A partir dessa análise, observou-se que a vazão de pico e o volume total escoado decresceram com o aumento da duração do intervalo de tempo de simulação. Hessel (2005) observou que maiores intervalos de tempo tendem a reduzir o fluxo oriundo da precipitação. Comportamento semelhante foi observado por Moro (2011) em um estudo de modelagem hidrossedimentológica realizado em uma bacia hidrográfica rural.

Durante a simulação, a intensidade da chuva é multiplicada pela duração do intervalo de tempo de simulação. Assim, a duração do intervalo de tempo terá influência na quantidade de chuva precipitada em cada célula e, conseqüentemente, na transformação da precipitação em vazão. Hessel (2005) e Moro (2011) relatam que os erros numéricos no cálculo da onda cinemática pelo método das diferenças finitas tendem a aumentar com a duração do intervalo de tempo de simulação e recomendam a utilização de curtos intervalos de simulação. Diante do exposto e da

análise das simulações preliminares, o intervalo de tempo utilizado nas simulações foi de 90 segundos.

Uma análise de sensibilidade do modelo LISEM que consistiu no acréscimo e no decréscimo em 20% de todos os parâmetros de entrada do modelo foi testada por De Roo et al. (1996a,b), os quais verificaram que a condutividade hidráulica foi o parâmetro mais sensível em relação ao escoamento superficial, seguida pela declividade e pela rugosidade da superfície. Em relação à perda de solo, os autores observaram que a condutividade hidráulica e o coeficiente n de Manning foram os parâmetros mais sensíveis. Sabe-se que o coeficiente n de Manning também está relacionado com a redução da velocidade do escoamento. Baseando-se nessas informações, realizou-se a calibração.

Para a calibração, primeiramente buscou-se ajustar o volume de escoamento superficial total e posteriormente a vazão de pico. Para tanto, foi necessário utilizar o valor máximo de rugosidade permitido pelo modelo, de 10 cm. Além disso, utilizou-se um fator de correção igual a 20, que foi multiplicado pelo coeficiente de Manning estipulado para todos os usos, evitando assim correções que pudessem gerar resultados tendenciosos.

A utilização do fator de correção para o ajuste do coeficiente n de Manning decorre do fato que os valores medidos em superfícies da bacia vertente resultaram em coeficientes mais elevados que os valores geralmente utilizados, obtidos de tabelas. Em um estudo realizado por Lourenção et al. (2006), os coeficientes n de Manning para solo descoberto, sob vegetação florestal antes e após a remoção da serapilheira foram de 0,01, 0,30 e 0,08, respectivamente. Os autores observaram que a remoção da serapilheira implicou em redução no valor do coeficiente n de Manning para menos que um terço do valor inicial. De acordo com Lourenção; Honda (2007), em uma área de floresta, a serapilheira proporcionou redução da velocidade do escoamento superficial em seis vezes. O coeficiente n de Manning utilizado por Gomes et al. (2008) para floresta nativa foi de 0,3, adotado em função do uso do solo da bacia hidrográfica.

Tal procedimento foi realizado com o intuito de reduzir a velocidade com que o escoamento se propaga e chega até o exutório da bacia. Posteriormente, ajustou-se a vazão de pico por meio da variação dos valores de K_{sat} , conforme tem sido sugerido por De Roo; Jetten (1999) e Hessel et al. (2003).

Os valores dispostos na Tabela 18 indicam o percentual de alteração dos parâmetros em relação ao valor inicialmente utilizado na calibração do modelo LISEM, que foi baseado nos levantamentos de campo e da literatura, respeitando a variabilidade espacial conforme o uso.

A condutividade hidráulica do solo saturado (K_{sat}) foi o único parâmetro que teve redução de seus valores em relação ao valor inicial. A alteração foi maior de 99% do valor inicial (Tabela 18). A K_{sat} é um dos parâmetros mais sensíveis na modelagem do processo de transformação de chuva em vazão no modelo LISEM (DE ROO et al.; 1996b; MORO, 2011), sendo tal afirmação comprovada pelo menor ajuste percentual necessário para a calibração, em relação aos demais parâmetros avaliados.

Entretanto, a determinação desse parâmetro é realizada em laboratório e não caracteriza, com fidelidade, a condutividade hidráulica de determinada área, devido à variabilidade espacial. Assim, geralmente, os resultados de laboratório não são consistentes com os processos que ocorrem em campo, conforme verificado nos resultados da taxa de infiltração básica de água no solo.

Os parâmetros coeficiente n de Mannig, umidade inicial e rugosidade aleatória tiveram aumento dos valores em relação aos inicialmente determinados.

O valor do n de Manning foi mantido constante para cada um dos usos, em todos os eventos, e multiplicado por um fator de correção igual a 20. De acordo com Gomes et al. (2008), existe uma relação inversamente proporcional entre o coeficiente n de Manning e a velocidade do fluxo. Assim, o aumento do valor do coeficiente proporcionou menor velocidade de deslocamento da água sobre as vertentes da Bacia hidrográfica. A umidade inicial e a rugosidade aleatória foram os parâmetros de maior alteração para a calibração do modelo. A variação na umidade inicial do solo foi de 127,27 a 445,45%. A umidade inicial foi estimada devido às limitações para efetuar as medições no monitoramento em campo, por isso observou-se elevada alteração nos valores desse parâmetro para a calibração dos eventos.

Tabela 18 - Alteração percentual em relação ao valor inicial dos parâmetros utilizados na calibração do modelo LISEM para os eventos ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Usos	Parâmetros		
	Ksat (%)	θ_i (%)	RR (%)
22/04/2011			
Adulto	99,72	127,27	150,00
Jovem	99,03	166,67	150,00
Mata	97,98	136,36	150,00
Úmido	97,53	172,73	66,67
Depressões	97,53	172,73	66,67
20/06/2011			
Adulto	99,75	218,18	150,00
Jovem	99,19	288,89	150,00
Mata	99,06	263,64	150,00
Úmido	99,15	318,18	66,67
Depressões	99,15	318,18	66,67
14/07/2011			
Adulto	99,75	218,18	150,00
Jovem	99,18	288,89	150,00
Mata	97,36	263,64	150,00
Úmido	99,19	309,09	66,67
Depressões	99,15	309,09	66,67
20/07/2011			
Adulto	99,92	290,91	150,00
Jovem	99,76	388,89	150,00
Mata	99,28	372,73	150,00
Úmido	99,55	445,45	66,67
Depressões	99,60	445,45	66,67
01/08/2011			
Adulto	99,93	300,00	150,00
Jovem	99,84	400,00	150,00
Mata	99,19	354,55	150,00
Úmido	99,64	427,27	66,67
Depressões	99,64	400,00	66,67
07/08/2011			
Adulto	99,92	309,09	150,00
Jovem	99,68	377,78	150,00
Mata	99,55	390,91	150,00
Úmido	99,60	418,18	66,67
Depressões	99,60	418,18	66,67

Onde: Ksat: condutividade hidráulica do solo saturado; θ_i : umidade inicial; RR: rugosidade aleatória; n: coeficiente de rugosidade n de Manning.

O aumento nos valores de umidade inicial foi utilizado para auxiliar na geração de escoamento superficial, pois quanto maior a umidade inicial haverá menor capacidade do solo em absorver água. Mello et al. (2007) realizaram um estudo de modelagem do escoamento superficial em áreas florestadas com eucalipto e observaram aumento do deflúvio quando a umidade do solo foi ligeiramente aumentada.

A rugosidade aleatória teve variação de 66,67 a 150,00%, sendo a elevada alteração necessária para auxiliar na representação dos processos que ocorrem de acordo com o relevo da Bacia. Quanto à rugosidade aleatória, Moro (2011) observou variações de 0 a 362% na rugosidade aleatória da bacia vertente.

4.3.4 Variáveis características do escoamento superficial

O escoamento superficial é um dos componentes mais importantes para o manejo de bacias hidrográficas e para o dimensionamento de obras hidráulicas. O escoamento superficial transporta partículas de solo em suspensão, nutrientes, matéria orgânica, sementes e insumos, prejudicando a produção das culturas e poluindo os recursos hídricos (PRUSKI et al., 2001b).

Quando o escoamento superficial atinge a seção principal da rede de drenagem com velocidades altas, ocorre aumento significativo das vazões máximas e, por consequência, a ocorrência de inundações (PRUSKI et al., 2001b). De acordo com Silva et al. (2006), o conhecimento da vazão máxima de escoamento superficial torna-se fundamental quando tem-se por objetivo o dimensionamento de obras hidráulicas com intuito de conduzir o excesso de água para fora da área de interesse. Para o dimensionamento de terraços com gradiente, a vazão máxima também tem elevada importância.

As informações referentes ao volume de escoamento superficial são necessárias em estudos relacionados ao manejo da água e do solo, à eficiência dos métodos de preparo e cultivo do solo e ao planejamento de irrigação ou quando se deseja construir estruturas capazes de armazenar água (SILVA et al., 2006). De acordo com Pruski et al. (2001b), o volume de escoamento é o fator mais importante

para a instalação de obras hidráulicas e de combate à erosão, como a construção de terraços em nível.

As variáveis hidrológicas volume de escoamento superficial e vazão de pico são bastante sensíveis aos eventos de precipitação e devido a importância de tais variáveis, as mesmas devem ser incorporadas à modelagem hidrológica para previsão do impacto de mudanças no uso do solo em bacias hidrográficas. Neste sentido, a capacidade de estimativa da vazão máxima e do volume escoado superficialmente pelo modelo LISEM foi testada e os resultados indicaram simulação adequada, comprovada com os baixos erros percentuais entre os valores calculados e os observados.

4.3.4.1 Vazão máxima

A partir da calibração do modelo a vazão máxima foi simulada adequadamente, o que foi comprovado pelos baixos percentuais de erro resultantes (Tabela 19), o que indica boa correspondência entre as vazões observadas e simuladas.

A vazão de pico foi subestimada para o evento ocorrido em 20/06/2011 e superestimada para os demais eventos avaliados. Os eventos ocorridos em 22/04 e 20/06/2011 apresentaram os menores erros percentuais entre as vazões máximas observadas e simuladas. Gomes (2008) destaca que a vazão máxima é condicionada pelo tempo de pico e que os valores são superestimados quando ocorre antecipação e subestimados quando ocorre atraso no tempo de pico. Entretanto, é importante salientar que o vertedor instalado na seção de monitoramento tende a atenuar a onda de cheia, proporcionando vazões máximas, possivelmente, inferiores ao valor de vazão no curso de água sem a presença do vertedor.

O evento ocorrido no dia 07/08/2011 resultou no maior erro para a variável vazão máxima. Esse resultado pode ser decorrente da complexidade do evento de precipitação (Figura 32), que gerou um hidrograma composto.

Tabela 19 - Vazão máxima (Q máxima) para os eventos calibrados, ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Data	Q máxima (L s ⁻¹)		Erro (%)
	Observado	Simulado	
22/04/11	43,16	43,50	0,78
20/06/11	18,71	18,10	-3,25
14/07/11	55,33	69,40	25,43
20/07/11	55,33	69,60	25,84
01/08/11	49,90	57,12	14,48
07/08/11	97,86	180,78	84,73

4.3.4.2 Volume do escoamento superficial

A partir da calibração do modelo o volume total escoado superficialmente foi simulado de maneira adequada, com melhores ajustes que a vazão de pico, o que foi comprovado pelos percentuais de erro resultantes (Tabela 20).

O escoamento superficial direto foi superestimado para os eventos ocorridos em 22/04 e 20/06/2011 e subestimado para os demais eventos. Os estudos desenvolvidos por Gomes (2008) e por Moro (2011) indicaram melhor adequação da vazão de pico entre os valores simulados e observados, sendo tal resultado contrário ao verificado no presente trabalho. Os erros percentuais obtidos no presente estudo, para a estimativa do volume de escoamento superficial, podem ser atribuídos não só ao efeito de atenuação da onda de cheia proporcionada pela presença do vertedor, mas também, ao método gráfico utilizado para a determinação do valor de escoamento superficial.

Os menores erros para esta variável, em relação à vazão de pico, devem-se principalmente a intensidade de precipitação dos eventos selecionados, onde o escoamento superficial é governado pelas características do evento com menor interferência da umidade antecedente e da condutividade hidráulica do solo saturado (GOMES, 2008). Assim, o volume de precipitação que é convertido em escoamento superficial será maior, o que irá facilitar a calibração e gerar menores erros entre os valores estimados e observados.

Tabela 20 - Volume de escoamento superficial direto para os eventos calibrados, ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Data	Volume de escoamento superficial (m ³)		Erro (%)
	Observado	Simulado	
22/04/11	811,20	881,00	8,60
20/06/11	705,99	719,60	1,93
14/07/11	3284,17	3209,10	-2,29
20/07/11	3088,74	2942,10	-4,75
01/08/11	2387,71	2296,40	-3,82
07/08/11	10907,06	10412,20	-4,54

4.3.4.3 Tempo de pico e formato dos hidrogramas

A antecipação do tempo de pico simulado ocorreu somente para o evento do dia 07/08/2011, o que proporciona translação à esquerda do hidrograma simulado em relação ao observado.

O retardamento do tempo de pico ocorreu em cinco dos seis eventos simulados, o que proporciona translação à direita do hidrograma simulado em relação ao observado. O tempo de pico observado no monitoramento foi menor em relação ao simulado, principalmente, devido ao efeito da presença do vertedor.

A translação dos hidrogramas simulados em relação aos observados proporciona baixo desempenho do modelo LISEM, quando avaliado pelo COE, resultando principalmente em valores negativos para este. Na Tabela 21, estão dispostos os resultados do coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe (COE).

Tabela 21 - Tempo de pico e coeficiente de eficiência do escoamento superficial direto para os eventos calibrados, ocorridos na Bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Data	Tempo pico		Erro (%)	COE
	Observado	Simulado		
22/04/11	670	910	37,24	-1,52
20/06/11	820	1200	47,99	-0,43
14/07/11	820	1634	99,21	-0,54
20/07/11	820	1532	86,77	-0,68
01/08/11	950	1241	30,58	-1,84
07/08/11	3750	1785	-52,40	-2,30

Onde: Tempo pico: tempo de pico em minutos; COE: coeficiente de eficiência de Nash-Sutcliffe.

Os resultados de COE obtidos no presente estudo indicaram baixo desempenho do modelo LISEM, resultando em valores negativos para todos os eventos calibrados. De acordo com Moro (2011), valores negativos de COE indicam que a média dos dados medidos é um preditor mais adequado que os resultados gerados pelo modelo. Gomes (2008) observou que os eventos com baixa intensidade de precipitação e pequena lâmina total precipitadas resultaram em valores negativos para o COE.

O COE considera que a precipitação ocorre de maneira uniforme sobre toda a área da bacia e sua propagação também será uniforme até seção de monitoramento. Assim os resultados podem ser explicados devido às incertezas relacionadas ao modelo e aos dados, as quais se pode destacar a presença do vertedor, o modelo numérico de elevação e as áreas de afluência variável.

O modelo numérico de elevação não contempla a discretização do relevo e as microdepressões são suavizadas, aumentando a velocidade com que o escoamento se propaga em direção ao canal. Entretanto, o LISEM utiliza o método da onda cinemática e o coeficiente n de Manning para a distribuição do fluxo sobre a superfície. Possivelmente, após a multiplicação do valor inicial pelo fator de correção igual a 20, os valores do coeficiente n de Manning tenham proporcionado menores velocidades de deslocamento de água sobre a bacia, retardando o tempo de pico. O estudo desenvolvido por Gomes et al. (2008) com simulações de cenários em uma bacia hidrográfica resultou na antecipação do tempo de pico em em 21,4% com a redução do coeficiente n de Manning.

Além disso, a presença do vertedor na seção de monitoramento pode proporcionar não só a sobrelevação do leito devido à deposição de materiais a montante do vertedor, mas também, a amortização da onda de cheia e da vazão de pico, que de acordo com Gomes (2008) também proporciona translação do hidrograma e efeito no resultado do COE.

Ainda, o formato da bacia hidrográfica e do canal exerce grande influência sobre o tempo de pico. Associados a estas características, a intensidade de precipitação e as condições de umidade inicial do solo também são parâmetros que exercem grande influência sobre o tempo de pico (GOMES, 2008).

A condição de umidade inicial do solo afeta o tempo de pico na medida em que influencia na infiltração de água no solo e, conseqüentemente, na intensidade de precipitação efetiva. Durante uma chuva, a área da bacia que contribui para a formação do escoamento superficial consiste em terrenos que margeiam a rede de drenagem, sendo que nas porções mais altas da encosta a água da chuva tende principalmente a infiltrar-se e escoar até o canal mais próximo através de processo subsuperficial. Com a continuidade temporal da chuva, estas áreas de origem tendem a se expandir, não apenas em decorrência da expansão da rede de drenagem, como também pelo fato de que áreas saturadas e com solo mais raso participam da geração do escoamento superficial (LIMA; ZAKIA, 2000). Nas demais partes da bacia, a água da chuva tende antes a se infiltrar, alimentando o escoamento subsuperficial, que por ser rápido participa também do escoamento direto da chuva (LIMA; ZAKIA, 2000).

Como o modelo não incorpora a condição de escoamento devido às áreas de afluência variável, mas sim o escoamento superficial Hortoniano, a umidade inicial do solo será correspondente ao valor numérico indicado para cada uso. Assim, altas condições de umidade diminuem a infiltração e aumentam o escoamento superficial, com conseqüente antecipação no tempo de pico.

5 CONCLUSÕES

O monitoramento tradicional e contínuo da precipitação, da vazão e da concentração de sedimentos e a calibração adequada dos sensores, nas duas bacias hidrográficas embutidas, sob povoamentos florestais no Sul do Brasil, permitiu obter dados das descargas líquidas e sólidas em áreas florestais na escala de bacia. As descargas foram baixas e estiveram dentro dos limites de perdas toleráveis.

A taxa de transferência de sedimentos foi baixa e indica que apenas uma pequena parte do material erodido na bacia vertente é perdido para fora da mesma. Ainda, existe forte indicativo de que os processos erosivos ocorrem predominantemente no canal fluvial e também, erosão por “piping”, mas não em sulcos e em entressulcos.

Os resultados permitiram quantificar o efeito escala na vazão máxima e na produção de sedimentos a partir dos dados de duas bacias embutidas. A vazão máxima e a produção de sedimentos específica foram maiores para a Bacia em relação à Sub-bacia. Entretanto, a diferença entre a produção de sedimentos específica para a Bacia e para a Sub-bacia foi pouco expressiva, permitindo inferir que as bacias são pequenas para resultar em maiores diferenças na produção de sedimentos. Além disso, a amplitude entre a máxima e a mínima vazão foi maior na Sub-bacia, destacando-se à resposta rápida da Sub-bacia (com menor área) aos eventos de precipitação, bem como, o efeito de amortização da velocidade de propagação da onda de cheia proporcionado pela Bacia (com maior área). A compreensão desses processos é importante para a futura modelagem matemática para a Bacia.

A magnitude da produção de sedimentos na Bacia e na Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura é pequena, onde para gerar a mesma produção de sedimentos que nas áreas agrícolas é necessário um volume de precipitação maior que o dobro do ocorrido nas áreas com produção agrícola, uso intensivo do solo e com área, relevo, uso e cobertura distintos.

A partir da calibração do modelo LISEM para seis eventos monitorados, verificou-se que este foi capaz de representar adequadamente a vazão de pico e o

volume total escoado no exutório da Bacia, sendo este resultado importante, pois são variáveis de grande interesse para a gestão dos recursos naturais. Contudo, o formato do hidrograma não foi reproduzido de maneira satisfatória, sendo necessárias maiores investigações para que se possam satisfazer as demandas acadêmicas e trazer avanços científicos futuros.

Este estudo está em fase inicial de execução e dependerá de um período maior de monitoramento para a conclusão dos balanços de água e sedimentos e para a definição dos fatores controladores, bem como para adequação dos parâmetros, calibração e validação do modelo LISEM. Entretanto, com o monitoramento intensivo dos eventos, é evidente o potencial de informações já disponíveis na descrição dos processos.

6 RECOMENDAÇÕES PARA TRABALHOS FUTUROS

O monitoramento das variáveis hidrossedimentológicas deve, também, contemplar todo o ciclo de desenvolvimento da cultura do eucalipto, seja para celulose ou para serraria. Assim tem-se a possibilidade de quantificar os efeitos da implantação e do desenvolvimento de povoamentos de eucalipto sobre o sistema natural.

O monitoramento contínuo deve contemplar todos os componentes do ciclo hidrológico, devido não só ao efeito de cada componente no armazenamento e na disponibilidade de água, mas também na influência desses componentes para os processos de erosão e de produção de sedimentos.

O modelo numérico do terreno deve ser detalhado para que seja possível representar de maneira mais discretizada os processos hidrossedimentológicos que acontecem na área das bacias.

Parâmetros, como o coeficiente de rugosidade n de Manning, devem ser medidos, no campo, para representação com maior fidelidade da superfície do terreno e de seus efeitos nos fluxos de água e sedimentos.

A combinação de técnicas tradicionais de monitoramento associada à técnica de identificação de fontes produtoras de sedimentos consiste em uma potencial alternativa para a obtenção de resultados com maior qualidade.

A partir da calibração, a validação dos modelos deverá ser realizada mediante comparação das estimativas preditas pelos modelos com os valores medidos em eventos selecionados (diferentes daqueles usados na calibração) para as duas bacias monitoradas. Assim, tem-se a possibilidade de quantificar o efeito de determinado evento pluviométrico sobre os processos erosivos e os de produção de sedimentos nas duas bacias analisadas.

Com a validação do modelo para as bacias em questão, será possível realizar a análise do impacto de diferentes cenários de uso e manejo do solo sobre a erosão e a produção de sedimentos. Isso poderá ser realizado por meio da modelagem matemática, construindo-se cenários hipotéticos de uso e manejo do solo e verificando seus efeitos na vazão, na erosão, na deposição e na produção de sedimentos nas bacias.

Os cenários a serem avaliados deverão envolver situações favoráveis e desfavoráveis em relação ao controle dos processos que determinam a geração do escoamento superficial, da erosão e da transferência dos sedimentos. As situações favoráveis poderão ser: preservação das áreas hidrologicamente frágeis (margens dos cursos de água e cabeceiras, topos de morro, áreas de declividade acentuada); utilizar técnicas de bioengenharia para manutenção das margens; planejamento do uso e da ocupação das terras, segundo sua aptidão e adequação das estradas. As situações desfavoráveis poderão estar relacionadas com a ausência de práticas de conservação do solo, exploração das áreas hidrologicamente frágeis, degradação física e química dos solos, ocupação e uso desordenado das terras.

O modelo foi desenvolvido para áreas rurais e com relevo suave, assim como equações incorporadas ao modelo foram adequadas para essas características. Poucos são os estudos relacionados com o modelo LISEM para áreas florestais, existindo uma lacuna grande nesse tipo de análise. O modelo vem sendo aperfeiçoado por seus criadores, que estão possibilitando a inserção de equações que possam ser mais adequadas para as situações locais. Assim, tem-se a possibilidade de inserção de equações específicas para áreas ocupadas com florestas, o que resultaria em informações mais precisas e específicas às condições avaliadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARCEMENT JÚNIOR., G. J.; SCHNEIDER, V. R. **Guide for Selecting Manning's Roughness Coefficients for Natural Channel sand Flood Plains**. United States Geological Survey Water-supply, Paper 2339, 1984.

ASTON, A. R. Rainfall interception by eight small trees. **Journal of Hydrology**, v. 42, p. 383-396, 1979.

BATISTA, M. S. **Análise de incerteza no escoamento simulado com o modelo distribuído NAVMO**. 2006. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande – Paraíba, 2006.

BELINASSO, T. B. **Monitoramento hidrossedimentométrico e avaliação da produção de sedimentos em eventos chuvosos em uma pequena bacia hidrográfica urbana de encosta**. 2002. 341 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria – RS, 2002.

BERGAMASCHI, H.; GUADAGNIN, M. R.; CARDOSO, L. S.; SILVA, M. I. G. **Clima da Estação Experimental da UFRGS (e Região de Abrangência)**. UFRGS. Porto Alegre, 2003. 78p.

BORSATO, F. H.; MARTONI, A. M. Estudo da fisiografia das bacias hidrográficas urbanas no Município de Maringá, Estado do Paraná. **Acta Scientiarum, Human and Social Sciences**, Maringá, v. 26, n. 2, p. 273-285, 2004.

BOWES, M.; HOUSE, W.; HODGKINSON, R.; LEACH, D. Phosphorus discharge hysteresis during storm events along a river catchment: the River Swale, UK. **Water Research**, Bygningstorvet, v.39, p.751-762, 2005.

BRANCO, N. **Avaliação da produção de sedimentos de eventos chuvosos em uma pequena bacia hidrográfica rural de encosta**. 1998. Dissertação (Mestrado em Engenharia Agrícola) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria - RS, 1998.

BRASIL. Ministerio da Agricultura. **Levantamento de reconhecimento dos solos do estado do Rio Grande do Sul**. Recife: MA/DPP-AS/DRNR, 1973. 431 p. (Boletim técnico, 30).

BRITO, L. F. **Erosão hídrica de Latossolo Vermelho distrófico típico em áreas de pós-plantio de eucalipto na região de Guanhães (MG)**. 2004. 78p. Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Lavras, Lavras – MG, 2004.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia Prática**. Rio de Janeiro: Interciência, 2ª ed., ver., atual. e ampliada, 2008. 599p.

CASTILLO, V. M.; GÓMEZ-PLAZA, A.; MARTÍNEZ-MENA, M. The role of antecedent soil water content in the runoff response of semiarid catchments: A simulation approach. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 284, p. 114-130, 2003.

CLARKE, R. T.; MERTEN, G. Quantificação das incertezas nas estimativas do fluxo de sedimentos em suspensão, gerados a partir de uma curva-chave. In: **VII Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos**. IPH/UFRGS, Porto Alegre – RS. 2006. CD ROM.

COSTA, A. M.; CURI, N.; MENEZES, M. D.; ARAÚJO, E. F.; MARQUES, J. J. Levantamento detalhado de solos da microbacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura (RS) e considerações sobre escalas de mapeamento. **Ciência e agrotecnologia**, Lavras, v. 33, n. 5, p. 1272-1279, set./out., 2009.

CROKER, K. M.; YOUNG, A. R.; ZAIMAN, M. D.; REES, H. G. Flow duration curve estimation in ephemeral catchments in Portugal. **Hydrological Science Journal**, Wallingford, v.48, n.3, p.427-440, 2003.

DAVI, H. H. R. C. **Um modelo para simulação hidrossedimentológica em pequena escala**. 2004. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental). – Campina Grande: UFCG, 2004.

DE ROO, A. P. J.; JETTEN, V. Calibrating and validating the LISEM model for data sets from the Netherlands and South Africa. **Catena**, v. 37, p.477-493, 1999.

DE ROO, A. P. J.; WESSELING, C. G.; RITSEMA, C. J. LISEM: a single-event physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. I: theory, input and output. **Hydrological Processes**, v. 10, p.1107-1117, 1996a.

DE ROO, A. P. J.; OFFERMANS, R. J. E.; CREMERS, N. H. D. T. LISEM: a single-event, physically based hydrological and soil erosion model for drainage basins. II: sensibility analysis, validation and application. **Hydrological Processes**, v. 10, p. 1119-1126, 1996b.

DUNNE, T.; BLACK, R. D. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. **Water Resources Research**, v.6, p. 1296-1311, 1970.

DUNNE, T.; MOORE, T. R.; TAYLOR, C. H. Recognition and prediction of runoff producing zones in humid regions. **Hydrological Sciences Bulletin**, v. 20, p. 305-327, 1975.

ELTZ, F. L. F.; MEHL, H. U.; REICHERT, J. M. Perdas de solo e água em entressulcos em um Argissolo Vermelho-Amarelo submetido a quatro padrões de chuva. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, p. 485-493, 2001.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. **Manual de métodos de análise de solo**. 2 ed. rev. atual. Rio de Janeiro: EMBRAPA/CNPS, 1997. 212p.

EMPRESA BRASILEIRA DE PESQUISA AGROPECUÁRIA - EMBRAPA. Centro Nacional de Pesquisa de Solos. Sistema brasileiro de classificação de solos. 2.ed. Rio de Janeiro, 2006. 306p.

ENVIRONMENTAL SYSTEMS RESEARCH INSTITUTE. **ArcGIS**. Version 9.3. Redlands: ESRI, 2008.

FERREIRA, A. G.; GONÇALVES, A.C.; DIAS, S.S. Avaliação da Sustentabilidade dos Sistemas Florestais em Função da Erosão. **Silva Lusitana**, nº especial: 55 - 67, 2008.

FIGUEIREDO, E. E. **Scale effects and land use change impacts in sediment yield modelling in a Semi-Arid Region of Brazil**. 1998. PhD Thesis, Department of Civil Engineering, University of Newcastle upon Tyne, England. 264p.

GIRARDI, R. V.; CASTRO, N.; GOLDENFUN, J. A.; SILVEIRA, A. L. L.; PINHEIRO, A. Avaliação do efeito de escala em características de chuva e vazão em sub-bacias embutidas da bacia do rio Potiribu-RS. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 2, p. 49-64, Abr./Jun., 2011.

GOMES, N. M. **Aplicação do LISEM (Limburg Soil Erosion Model) para simulação hidrológica em bacia hidrográfica tropical**. 2008. Tese (Doutorado em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2008.

GOMES, N. M.; MELLO, C. R.; SILVA, A. M.; BESKOW, S. Aplicabilidade do Lisem (Limburg Soil Erosion) para simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica tropical. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v. 32, n. 6, 2008.

GONÇALVES, J. L. M.; MELLO, S. L. M. O sistema radicular das árvores. In: GONÇALVES, J. L. M.; BENEDETTI, V. (Ed.). **Nutrição e fertilização florestal**. Piracicaba: Ipef, 2000. p.219-267.

GONÇALVES, J. L. M.; STAPE, J. L. **Conservação e cultivo de solos para plantações florestais**. Piracicaba: Ipef, 2002. 498p.

HAAN, C. T.; BARFIELD, B. J.; HAYES, J. C. **Design hydrology and sedimentology for small catchments**. Academic Press, 1993. 588p.

HASNAIN, S. I.; THAYYEN, R. J. Discharge and suspended-sediment concentration of meltwaters, draining from the Dokriani glacier, Garhwal Himalaya, India. **Journal of Hydrology**. v. 218, p. 191-198, 1999.

HESSEL, R.; JETTEN, V.; BAOYUAN, L.; YAN, Z.; STOLTE, J. Calibration of the LISEM model for a small Loess Plateau catchment. **Catena**, v. 54, p.235-254, 2003.

HESSEL, R. O. Effects of grid cell size and time step length on simulation results of the Limburg soil erosion model (LISEM). **Hydrological Processes**, v. 19, p. 3037-3049, 2005.

HEWLETT, J. D.; HIBBERT, A. R. Factors affecting the response of small watershed to precipitation in humid áreas. **International Symposium of Forest Hydrology**. Oxford: Pergamon Press, p. 275-290, 1967.

JETTEN, V. **LISEM user manual, version 2.x**. Utrecht Centre for Environment and Landscape Dynamics, Utrecht University, The Netherlands, 2002.48p.

JULIEN, P. Y.; SIMONS, D. B. Sediment transport capacity of overland flow. **Transactions of the ASAE**. American Society of Agricultural Engineers, St. Joseph, Michigan. v. 28, n. 3, p. 755-762, 1985.

KAISER, D. R. **Estrutura e água em Argissolo sob distintos preparos na cultura do milho**. 2010. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Santa Maria, 2010.

KEIZER, J.; STOLTE, J.; VAN DIJCK, S.; PULS, A.; BIJL, J.; COELHO, C.; FERREIRA, A.; DINIZ, T. Modelação hidrológica de bacias hidrográficas florestais na região centro de Portugal. **A Floresta e as gentes**, 5º Congresso Florestal Nacional. Viseu, Maio 2005.

KLUTE, A. A water retention: laboratory methods. In: BLACK, C. A., Ed. Methods of soil analysis. I. Physical and mineralogical methods. Madison: American Society of Agronomy, **Soil Science Society of America**, p. 635-662, 1986.

LACERDA JÚNIOR, H. B. **Um estudo dos efeitos de escala e uso do solo na parametrização do modelo NAVMO com dados de bacias do Cariri Paraibano**. 2002. Dissertação (Mestrado), DEC/CCT/UFPB, 2002.

LAWLER, D. M., PETTS, G. E., FOSTER, I. D. L.; HARPER, S. Turbidity dynamics and hysteresis patterns during spring storm events in an urban headwater system: the Upper Tame, West Midlands, UK. **Science of the Total Environment**, v.360, p.109-126, 2006.

LEITE, F. P.; BARROS, N. F.; NOVAIS, R. F.; SANS, L. M. A.; FABRES, A. S. Relações hídricas em povoamento de eucalipto com diferentes densidades populacionais. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 23, p. 9-16, 1999.

LIMA, W. P. **Impacto ambiental do eucalipto**. 2.ed. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1996. 301p.

LIMA, W. P. **Hidrologia Florestal aplicada ao manejo de bacias hidrográficas**. ESALQ/USP: Piracicaba, 2 ed. 2008, 245p.

LIMA, W. P.; ZAKIA, M. J. B. **Hidrologia de matas ciliares**. In: RODRIGUES, R. R.; LEITÃO-FILHO, H. F. (ed.). Matas ciliares: conservação e recuperação. São Paulo, Edusp e Fapesp, 2ª ed, p.33-44, 2000.

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

LOPES, W. T. A.; SRINIVASAN, V. S.; FIGUEIREDO, E. E. **Modelagem hidrossedimentológica na região semi-árida da Paraíba e análise do efeito de escala na parametrização**. In: XV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Curitiba/PR, 2003.

LOURENÇÃO, A.; HONDA, E. A.; LIMA, W. P. Determinação do índice de rugosidade de Manning em solos sob diferentes usos através do método da microparcela móvel. In: Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP, 2006, Piracicaba. **Anais ...**, 2006.

LOURENÇÃO, A.; HONDA, E. A. Influência do reflorestamento com essências nativas sobre a infiltração da água e a velocidade do escoamento superficial. In: 1º Seminário de Iniciação Científica do Instituto Florestal, 2007, São Paulo. **Série Registros da Revista do Instituto Florestal**. São Paulo: Instituto Florestal, v. 31. p. 33-37, 2007.

MACHADO, R. L. **Perda de solo e nutrientes em voçorocas com diferentes níveis de controle e recuperação no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul, RJ**. 2007. Dissertação (Mestrado em Ciências) - Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, UFRRJ, 2007.

MARTINS, S. G.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; FERREIRA, M. M. Avaliação de atributos físicos de um Latossolo Vermelho distroférico sob diferentes povoamentos florestais. **Cerne**, v. 8, p. 32-41, 2002.

MARTINS, S. G.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; FERREIRA, M. M.; FONSECA, S.; MARQUES, J. J. G. S. M. Perdas de solo e água por erosão hídrica em sistemas florestais na região de Aracruz (ES). **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 27, p. 395-403, 2003.

MARTINS, S. G. **Erosão hídrica em povoamento de eucalipto sobre solos coesos nos Tabuleiros Costeiros, ES**. 2005. 106p. Tese (Doutorado) - Universidade Federal de Lavras, Lavras – MG, 2005.

MEDIONDO, E. M.; TUCCI, C. E. M. (1997). Escalas Hidrológicas. I. Conceitos. **RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 2, n. 1, p. 59-79, jan./jun., 1997.

MELLER, A. Análise do evento de cheia do dia 15 de julho de 2003 em três sub-bacias do rio Potiribu. **Revista eletrônica de Recursos Hídricos**, v. 3, n. 1, p. 30-38, Jan./Jun., 2007.

MELLO, C. R.; LIMA, J. M.; SILVA, A. M. Simulação do deflúvio e vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v. 11, n. 4, p. 410–419, 2007.

MERRIAM, R. A note on the interception loss equation. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, p. 3850-3851, 1960.

MERRITT, W. S.; LETCHER, R. A.; JAKEMAN, A. J. A review of erosion and sediment transport models. **Environmental Modelling Software**, v. 18, p. 761-799, 2003.

MERTEN, G. H.; HOROWITZ, A. J.; CLARKE, R. T.; MINELLA, J. P. G.; PICKBRENNER, K.; PINTO, M. C. F. 2006. Considerações sobre a utilização da curva-chave para determinação de fluxo de sedimentos. In: ENCONTRO NACIONAL DE ENGENHARIA DE SEDIMENTOS, 7., 2006, Porto Alegre. **Anais**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos. Tema 3. 1 CD-ROM.

MINELLA, J. P. G. **Identificação de fontes de produção de sedimentos em uma pequena bacia rural**. 2003. 80f. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre – RS, 2003.

MINELLA, J. P. G. Avaliação parâmetros hidrossedimentométricos numa bacia do Rio Grande do Sul. **Revista Eletrônica de Recursos Hídricos**, v. 1, n.1, Jul./Set., p. 54 – 60, 2004.

MINELLA, J. P. G. **Utilização de técnicas hidrossedimentométricas combinadas com a identificação de fontes de sedimentos para avaliar o efeito do uso e do manejo do solo nos recursos hídricos de uma bacia hidrográfica rural no Rio Grande do Sul**. 2007. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre - RS, 2007.

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 em bacias hidrográficas. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v.31, p.1637-1646, 2007.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; WALLING, D. E.; REICHERT, J. M. Changing sediment yield as na indicator of improved soil management practices in southern Brazil. **Catena**, v. 79, p. 228 – 236, 2009.

MINELLA, J. P. G.; WALLING, D. E.; MERTEN, G. H. Combining sediment source tracing techniques with traditional monitoring to assess the impacto of improved land management on catchment sediment yields. **Journal of Hidrology**, v. 348 p. 546 - 563, 2008.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; BARROS, C. A. P.; DALBIANCO, L.; REICHERT, J. M.. Efeito histerese entre vazão e concentração de sedimentos em Bacia Rural. In: IX Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. Brasília - DF. 2010a.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H.; CASSOL, E. A.; REICHERT, J. M. Processos e modelagem da erosão: da parcela à bacia hidrográfica. In: Rachel B. Prado, Ana P. D. Turetta, Aluísio G. de Andrade. (Org.). **Manejo e Conservação do Solo e da Água no Contexto das Mudanças Ambientais**: p.105-122, 2010b.

MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Monitoramento de bacias hidrográficas para identificar fontes de sedimentos em suspensão. **Ciência Rural**, v. 41, n. 3, mar., 2011.

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

MOORE, I. D.; LARSON, C. L. Estimating micro-relief surface storage from point data. **Transactions of the ASAE**, v. 20, n. 5, p. 1073-1077, 1979.

MORAES, J. M.; SCHULER, A. E.; GUANDIQUE, M. E. G.; MILDE, L. C.; GROppo, J. D.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. Propriedades físicas dos solos na parametrização de um modelo hidrológico. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**. v. 8, n. 1, jan./Mar., p. 61-70, 2003.

MORENO, J. A. **Clima do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, Secretaria da Agricultura do Rio Grande do Sul, 1961. 42p.

MORO, M. **Avaliação do modelo Lisem na simulação dos processos hidrossedimentológicos de uma pequena bacia rural localizada nas encostas basálticas do Rio Grande do Sul**. 2011. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre - RS, 2011.

MORO, M.; MINELLA, J. P. G.; MERTEN, G. H. Simulação da produção de sedimentos em uma pequena bacia hidrográfica rural utilizando o modelo LISEM (Limburg Soil Erosion Model). In: **8 Simpósio Nacional de Controle de Erosão**, 2009, São Paulo. 8 Simpósio Nacional de Controle de Erosão, 2009.

NASH, J. E.; SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models. Part 1: a discussion of principles. **Journal of Hydrology**, v. 10, n. 3, p. 282-290, 1970.

NEARING, M. A.; JETTEN, V.; BAFFAUT, C.; CERDAN, O.; COUTURIER, A.; HERNANDEZ, M.; BISSONNAIS, Y. L.; NICHOLS, M. H.; NUNES, J. P.; RENSCHLER, C. S.; SOUCHERE, V.; OOST, K. Modeling response of soil erosion and runoff to changes in precipitations and cover. **Catena**, Amsterdam, v. 61, p. 131-154, 2005.

OLIVEIRA, A. H. **Erosão hídrica e seus componentes na sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul (RS)**. 2011. Tese (Doutorado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Lavras, Lavras - MG, 2011.

ONSTAD, C. A. Depressional storage on tilled soil surfaces. **Transactions of the ASAE**, v. 27, p. 729-732, 1984.

OTTONELLI, A. S.; MINELLA, J. P. G.; REICHERT, J. M.; BARROS, C. A. P. Efeito histerese entre vazão e concentração de sedimentos em uma pequena bacia hidrográfica no Planalto Riograndense. In: **Anais**. XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE CIÊNCIA DO SOLO. Uberlândia, Minas Gerais. 2011.

PAIVA, F. M. L. **Estudo comparativo entre três modelos de base física na modelagem hidrossedimentológica em microbacias na região Semi-árida Paraibana**. 2008. 175 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil e Ambiental) - Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande, 2008.

PARANHOS, R. M. **Avaliação de metodologia para estimativa de produção de sedimentos em uma pequena bacia rural de encosta**. 2003. 128f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria - RS, 2003.

PEREIRA, S. B.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; MATOS, A. T. Desprendimento e arraste do solo pelo escoamento superficial. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, v.7 n.3, set./dez., 2003.

PEREIRA, M. A. F. **Processos hidrossedimentológicos em diferentes escalas espaço temporais no Bioma Mata Atlântica**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria - RS, 2010.

PETAN, S.; PINTO, F. T.; MIKO, M.; BARBOSA, J. P. Modelação da erosão do solo da bacia do Rio Leça com a equação RUSLE e SIG. **Revista de Recursos Hídricos**, v. 31, n. 1, p. 99-110, 2010.

PILLAR, V. **Dinâmica temporal da vegetação**. Departamento de botânica, UFRGS, 1994.

PINTO, N. L. S.; HOLTZ, A. C. T.; MARTINS, J. A. **Hidrologia de superfície**. 2 ed. São Paulo, Editora Edgard Blücher, Curitiba, Centro de Estudos e Pesquisas de Hidráulica e Hidrologia da Universidade Federal do Paraná, 1973.

PIRES, L. S. **Sistemas de manejo de eucalipto e erosão hídrica em Latossolo Vermelho-Amarelo muito argiloso na região de Belo Oriente (MG)**. 2004. 84p. Dissertação (Mestrado) - Universidade Federal de Lavras, Lavras – MG, 2004.

PIRES, L. S.; SILVA, M. L. N.; CURI, N.; LEITE, F. P.; BRITO, L. F. Erosão hídrica pós-plantio em florestas de eucalipto na região centro-leste de Minas Gerais. **Pesquisa Agropecuária Brasileira**, Brasília, v. 41, n. 4, p. 687-695, abr., 2006.

PRUSKI, F. F.; RODRIGUES, L. N.; SILVA, D. D. Modelo hidrológico para estimativa do escoamento superficial em áreas agrícolas. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**. Campina Grande, PB, v. 5, n. 2, p. 301-307, 2001a.

PRUSKI, F. F.; GRIEBELER, N. P.; SILVA, D. D. Comparação entre dois métodos para a determinação do volume de escoamento superficial. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, v. 25, p. 403-410, 2001b.

RANZINI, M.; LIMA, W. P. Comportamento hidrológico, balanço de nutrientes e perdas de solo em duas microbacias reflorestadas com *Eucalyptus*, no Vale do Paraíba, SP. **Scientia Forestalis**, v. 61, p. 144-159, 2002.

RAWLS, W. J.; BRAKENSIEK, D. L.; SONI, B. Agricultural management effects on soil water process. Part I: soil water retention and Green and Ampt infiltration parameters. **Transactions of the ASAE**, St. Joseph, v. 26, n. 6, p. 1747-1752, 1983.

REINERT, D. J.; REICHERT, J. M. Coluna de areia para medir a retenção de água no solo - protótipos e teste. **Ciência Rural**, Santa Maria, v. 36, n. 6, p. 1931-1935, nov./dez., 2006.

RENNÓ, C. D. **Construção de um sistema de análise e simulação hidrológica: aplicação a bacias hidrográficas**. 2003. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto). São José dos Campos: INPE, 2003. 158p.

RENNÓ, C. D.; SOARES, J. V. **Conceitos básicos de modelagem hidrológica**. X Simpósio Brasileiro de Geografia Física Aplicada, Rio de Janeiro, nov., 2003.

RIO GRANDE DO SUL. Resolução CONSEMA nº 187, de 11 de abril de 2008. Aprova o zoneamento ambiental para a atividade de silvicultura no estado do Rio Grande do Sul. **Diário Oficial do Estado do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, RS, abr., 2008.

RODRÍGUEZ-TOVAR, F. J.; DELGADO, J. Cuantificación del grado de consolidación del substrato: aplicación en análisis icnológicos. *Ameghiniana*, Buenos Aires, v. 43, n. 2, p. 503-508, 2006.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI, M. R. V. B.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. **Hidrometria Aplicada**. Curitiba: Instituto de Tecnologia para o Desenvolvimento, 2001. 372 p.

SANTOS, L. L. dos. Modelos hidráulicos-hidrológicos: Conceitos e Aplicações. **Revista Brasileira de Geografia Física**. Recife, v. 2, n. 3, p. 01-19, 2009.

SANTOS, D. C.; LOBATO, M. B.; AISSE, M. M.; GOMES, C. S. Estudos da rugosidade de tubulações de pvc, para esgotos sanitários, em condições críticas de funcionamento hidráulico, com a verificação da tensão trativa. **23º Congresso Brasileiro de Engenharia Sanitária e Ambiental**. ABES - Associação Brasileira de Engenharia Sanitária e Ambiental. Setembro de 2005 - Campo Grande/MS.

SCHOENHOLTZ, S. H.; MIEGROET, H.; BURGER, J. A. A review of chemical and physical properties as indicators of forest soil quality: challenges and opportunities. **Forest Ecology and Management**, Amsterdam, v. 138, n. 1/3, p. 335-356, nov., 2000.

SEEGER, M.; ERREA, M.; BEGUERIA, S.; ARNAEZ, J.; MARTI, C.; GARCIA-RUIZ, J. Catchment soil moisture and rainfall characteristics as determinant factors for discharge/suspended sediment hysteretic loops in a small headwater catchment in the Spanish pyrenees. **Journal of Hydrology**, v.288, p.299-311, 2004.

SEQUINATO, L. **A insustentabilidade do uso do solo com fumicultura em terras declivosas**. 2007. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) - Universidade Federal de Santa Maria, Santa Maria - RS, 2007.

SHERIDAN, G. J.; NOSKE, P.J.; WHIPP, R. K.; WIJESINGHE, N. The effect of truck traffic and road water content on sediment delivery from unpaved forest roads. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 20, n. 8, p. 1683-1699, May., 2006.

SIEFERT, C. A. C.; SANTOS, I. Áreas hidrologicamente sensíveis: teoria e aplicação para a bacia do rio Barigui, PR, Brasil. **Ambi-Água**, Taubaté, v. 5, n. 2, p. 61-76, 2010.

SILVA, L. P.; EWEN, J. Modelagem hidrológica para grandes bacias hidrográficas: a necessidade de novas metodologias. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 5, n. 4, p. 81-92, 2000.

SILVA, J. M. A.; PRUSKI, F. F.; SILVA, D. D.; CECÍLIO, R. A. Metodologia para obtenção do hidrograma de escoamento superficial em encostas e canais. Parte I: desenvolvimento e avaliação. **Engenharia Agrícola**, Jaboticabal, v. 26, n. 3, p. 695-703, set./dez., 2006.

SILVA JÚNIOR, O. B.; TUCCI, C. E. M.; CASTRO, N. M. R.; GOLDENFUM, J. A. Efeito do uso do solo nos eventos de cheia em micro e meso escalas: bacia do Potiribu. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 9, n.1, Jan./Mar., 2004.

SIMANTON, J. R.; HAWKINS, R. H.; SARAVI, M. M.; RENARD, K. G. Runoff curve Number Variation with drainage area, Walnut Gulch, Arizona. **Transactions of the ASAE**, v. 39, n. 4, p. 1391-1394, 1996.

SINGH, V. P.; WOOLHISER, D. A. Mathematical modeling of watershed hydrology, **Journal of Hydrologic Engineering**, p. 270-292, jul./ago., 2002.

STRAHLER, A. N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. **Transaction of American Geophysical Union**, Washington, v. 38, n. 6, p. 913-920, Jul., 1957.

STRECK, E. V.; KÄMPF, N.; DALMOLIN, R. S. D.; KLAMT, E.; NASCIMENTO, P. C.; SCHNEIDER, P.; GIASSON, E.; PINTO, L. F. S. **Solos do Rio Grande do Sul**. 2.ed. rev. e ampl. Porto Alegre: Emater/RS, 2008. 222p.

TUCCI, C. E. M. **Modelos Hidrológicos**. Ed. Da UFRGS/ABRH, Porto Alegre, 1998.,668p.

TUCCI, C. E. M. (Org.). **Hidrologia: ciência e aplicação**. 2.ed. Porto Alegre. Ed. UFRGS, ABRH, 943 p. 2001.

VALLE JÚNIOR, R. F. do. **Diagnóstico de áreas de risco de erosão e conflito de uso dos solos na bacia do rio Uberaba**. 2008. 222 f. Tese (Doutorado em Produção Vegetal) - Universidade Estadual Paulista "Júlio de Mesquita Filho", Jaboticabal, 2008.

VESTENA, L. R.; LUCINI, H.; KOBİYAMA, M. Monitoramento automático da concentração de sedimentos em suspensão na Bacia Hidrográfica do Caeté, Alfredo Wagner/ SC. In: **I Workshop Regional de Geografia e Mudanças Ambientais**, 2007, Guarapuava. I Workshop Regional de Geografia e Mudanças Ambientais: Desafios da sociedade do presente e do futuro. Guarapuava: Ed. Unicentro, p. 61-70, 2007.

VESTENA, L. R. **Análise da relação entre a dinâmica de áreas saturadas e o transporte de sedimentos em uma bacia hidrográfica por meio de monitoramento e modelagem**. 2008. 268 p. Tese (Doutorado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2008.

VITAL, A. R. T.; LIMA, W. P.; CAMARGO, F. R. A. Efeitos do corte raso de plantação de *Eucalyptus* sobre o balanço hídrico, a qualidade da água e as perdas de solo e de nutrientes em uma microbacia no Vale do Paraíba, SP. **Scientia Forestalis**, v.55, p.5-16, 1999.

VITAL, M. H. F. Impacto ambiental de florestas de eucalipto. **Revista do BNDES**, Rio de Janeiro, v. 14, n. 28, p. 235-276, dez., 2007.

WILLIAMS, G. P. Sediment concentration versus water discharge during single hydrologic events in rivers. **Journal of Hydrology**, v.111, p.89-116, 1989.

ZHOU, G. Y., MORRIS, J. D., YAN, J. H., YU, Z. Y., PENG, S. L. Hydrological impacts of reforestation with eucalypts and indigenous species: a case study in southern China. **Forest Ecology and Management**, v. 167, p. 209-222, 2002.

ANEXOS

Anexo 1 - Precipitação diária (ppt) e produção de sedimentos (PS) diária para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Data	ppt (mm)	PS (Mg)		PS (Mg km ⁻²)	
		Bacia	Sub-bacia	Bacia	Sub-bacia
16/02/11	0,00	0,06	0,05	0,06	0,12
17/02/11	0,00	0,05	0,03	0,05	0,08
18/02/11	0,00	0,05	0,02	0,05	0,05
19/02/11	0,00	0,05	0,01	0,05	0,03
20/02/11	0,00	0,04	0,01	0,05	0,03
21/02/11	0,00	0,04	0,01	0,04	0,04
22/02/11	1,19	0,04	0,01	0,04	0,02
23/02/11	10,21	0,04	0,01	0,04	0,03
24/02/11	7,36	0,04	0,02	0,04	0,04
25/02/11	4,51	0,03	0,01	0,04	0,02
26/02/11	0,24	0,03	0,01	0,03	0,02
27/02/11	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
28/02/11	0,00	0,03	0,01	0,03	0,01
01/03/11	0,24	0,02	0,00	0,02	0,01
02/03/11	0,00	0,03	0,00	0,03	0,01
03/03/11	0,00	0,02	0,01	0,03	0,01
04/03/11	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
05/03/11	0,00	0,02	0,01	0,02	0,01
06/03/11	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
07/03/11	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
08/03/11	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
09/03/11	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
10/03/11	15,91	0,04	0,01	0,04	0,03
11/03/11	2,61	0,04	0,01	0,04	0,02
12/03/11	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02
13/03/11	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02
14/03/11	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02
15/03/11	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02
16/03/11	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02
17/03/11	0,95	0,03	0,00	0,03	0,01
18/03/11	8,55	0,02	0,01	0,02	0,02
19/03/11	0,34	0,02	0,00	0,02	0,01
20/03/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
21/03/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
22/03/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
23/03/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
24/03/11	11,36	0,01	0,00	0,02	0,01
25/03/11	16,53	0,02	0,00	0,02	0,01
26/03/11	10,68	0,02	0,00	0,03	0,01
27/03/11	9,30	0,02	0,00	0,02	0,01

28/03/11	24,79	0,04	0,02	0,04	0,04
29/03/11	0,00	0,04	0,01	0,04	0,02
30/03/11	0,00	0,02	0,00	0,03	0,01
31/03/11	0,00	0,02	0,00	0,02	0,00
01/04/11	4,48	0,01	0,00	0,02	0,01
02/04/11	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
03/04/11	0,00	0,01	0,00	0,02	0,00
04/04/11	3,10	0,01	0,00	0,01	0,00
05/04/11	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
06/04/11	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
07/04/11	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01
08/04/11	2,76	0,01	0,00	0,01	0,00
09/04/11	0,34	0,02	0,00	0,02	0,01
10/04/11	0,00	0,04	0,00	0,04	0,01
11/04/11	0,00	0,05	0,00	0,06	0,00
12/04/11	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00
13/04/11	0,00	0,05	0,00	0,05	0,00
14/04/11	66,46	0,16	0,06	0,17	0,16
15/04/11	0,00	0,08	0,01	0,08	0,03
16/04/11	4,48	0,04	0,01	0,04	0,02
17/04/11	9,30	0,03	0,02	0,04	0,04
18/04/11	1,03	0,04	0,01	0,05	0,03
19/04/11	0,00	0,03	0,01	0,03	0,02
20/04/11	0,00	0,02	0,01	0,03	0,02
21/04/11	5,17	0,02	0,01	0,02	0,02
22/04/11	46,49	0,03	0,07	0,03	0,18
23/04/11	49,93	1,51	1,13	1,60	2,91
24/04/11	0,00	0,50	0,19	0,52	0,49
25/04/11	0,00	0,21	0,08	0,22	0,21
26/04/11	0,00	0,12	0,04	0,12	0,11
27/04/11	0,00	0,08	0,03	0,09	0,07
28/04/11	0,00	0,07	0,02	0,08	0,05
29/04/11	0,00	0,06	0,01	0,06	0,04
30/04/11	0,00	0,04	0,01	0,04	0,03
01/05/11	0,69	0,02	0,01	0,02	0,02
02/05/11	15,15	0,02	0,02	0,02	0,05
03/05/11	0,00	0,02	0,02	0,02	0,04
04/05/11	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02
05/05/11	0,69	0,01	0,01	0,01	0,02
06/05/11	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01
07/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
08/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
09/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
10/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
11/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
12/05/11	0,34	0,01	0,00	0,01	0,01

13/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
14/05/11	0,34	0,01	0,00	0,01	0,01
15/05/11	8,95	0,01	0,01	0,01	0,01
16/05/11	0,69	0,01	0,00	0,01	0,01
17/05/11	0,69	0,01	0,00	0,01	0,01
18/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
19/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
20/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
21/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
22/05/11	3,44	0,01	0,00	0,01	0,01
23/05/11	3,10	0,01	0,00	0,01	0,01
24/05/11	0,34	0,01	0,00	0,01	0,01
25/05/11	2,76	0,01	0,00	0,01	0,01
26/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
27/05/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,00
28/05/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
29/05/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
30/05/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
31/05/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
01/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
02/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
03/06/11	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00
04/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
05/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
06/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
07/06/11	29,27	0,01	0,01	0,01	0,02
08/06/11	0,00	0,01	0,00	0,01	0,01
09/06/11	1,72	0,00	0,00	0,00	0,01
10/06/11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,01
11/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
12/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
13/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
14/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
15/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
16/06/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
17/06/11	27,55	0,01	0,01	0,01	0,02
18/06/11	0,00	0,02	0,00	0,02	0,01
19/06/11	14,46	0,01	0,00	0,01	0,01
20/06/11	44,77	0,03	0,03	0,03	0,08
21/06/11	23,42	0,44	0,47	0,47	1,22
22/06/11	0,00	0,18	0,12	0,19	0,30
23/06/11	8,95	0,12	0,06	0,13	0,16
24/06/11	0,00	0,08	0,04	0,09	0,10
25/06/11	1,72	0,05	0,03	0,05	0,07
26/06/11	0,00	0,04	0,02	0,04	0,05
27/06/11	0,34	0,02	0,02	0,02	0,04

28/06/11	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03
29/06/11	0,00	0,01	0,01	0,01	0,03
30/06/11	0,00	0,01	0,01	0,01	0,02
01/07/11	7,23	0,01	0,01	0,01	0,02
02/07/11	3,10	0,01	0,01	0,01	0,03
03/07/11	0,34	0,01	0,01	0,01	0,04
04/07/11	0,00	0,00	0,01	0,01	0,03
05/07/11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03
06/07/11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,03
07/07/11	0,00	0,00	0,01	0,00	0,02
08/07/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
09/07/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
10/07/11	2,07	0,00	0,00	0,00	0,01
11/07/11	1,72	0,00	0,00	0,00	0,01
12/07/11	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01
13/07/11	8,26	0,01	0,00	0,01	0,01
14/07/11	114,67	0,80	1,31	0,85	3,37
15/07/11	12,40	2,27	1,08	2,40	2,79
16/07/11	3,10	0,70	0,33	0,74	0,84
17/07/11	6,20	0,32	0,19	0,34	0,48
18/07/11	19,63	0,44	0,27	0,47	0,68
19/07/11	0,00	0,48	0,25	0,51	0,64
20/07/11	62,33	0,89	0,80	0,94	2,05
21/07/11	4,82	2,46	1,05	2,60	2,70
22/07/11	0,00	0,96	0,45	1,02	1,15
23/07/11	0,00	0,49	0,26	0,52	0,67
24/07/11	0,00	0,30	0,18	0,32	0,45
25/07/11	0,00	0,20	0,12	0,21	0,31
26/07/11	11,02	0,18	0,11	0,19	0,28
27/07/11	0,34	0,16	0,08	0,17	0,22
28/07/11	20,66	0,22	0,14	0,23	0,35
29/07/11	30,99	0,51	0,35	0,54	0,90
30/07/11	0,34	0,99	0,48	1,05	1,22
31/07/11	1,03	0,47	0,28	0,50	0,73
01/08/11	41,32	0,44	0,43	0,46	1,11
02/08/11	22,04	2,18	0,43	2,31	1,10
03/08/11	3,10	1,19	0,16	1,26	0,42
04/08/11	0,34	0,58	0,09	0,62	0,23
05/08/11	0,00	0,33	0,06	0,35	0,15
06/08/11	0,00	0,23	0,04	0,24	0,11
07/08/11	11,36	0,19	0,04	0,20	0,09
08/08/11	66,46	2,00	0,23	2,12	0,59
09/08/11	29,96	5,26	0,41	5,57	1,07
10/08/11	0,00	2,78	0,21	2,95	0,53
11/08/11	0,00	0,94	-	1,00	-
12/08/11	0,00	0,51	-	0,54	-

13/08/11	0,00	0,33	-	0,35	-
14/08/11	3,44	0,22	-	0,23	-
15/08/11	6,89	0,21	-	0,22	-
16/08/11	0,00	0,00	-	0,00	-
Total	1003,26	36,28	13,08	38,41	33,65

Anexo 2 - Concentração de sedimentos em suspensão (Css) e vazão (Q) médias diárias para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Data	Css (mg L ⁻¹)		Q (L s ⁻¹)		Q (L s ⁻¹ km ²)	
	Bacia	Sub-bacia	Bacia	Sub-bacia	Bacia	Sub-bacia
16/02/11	353,05	633,10	1,92	0,83	2,03	2,13
17/02/11	255,97	526,87	2,28	0,64	2,42	1,65
18/02/11	211,54	442,29	2,55	0,46	2,70	1,18
19/02/11	167,20	376,20	3,17	0,36	3,36	0,93
20/02/11	136,89	322,84	3,62	0,35	3,83	0,89
21/02/11	119,73	279,43	3,96	0,60	4,19	1,54
22/02/11	109,17	244,85	4,26	0,28	4,51	0,72
23/02/11	101,40	224,90	4,81	0,53	5,09	1,37
24/02/11	110,41	254,05	4,04	0,70	4,27	1,81
25/02/11	106,08	212,05	3,66	0,46	3,87	1,19
26/02/11	100,03	206,84	3,74	0,36	3,96	0,91
27/02/11	101,58	196,50	3,28	0,29	3,47	0,75
28/02/11	98,35	184,61	3,19	0,35	3,37	0,91
01/03/11	93,21	173,13	2,85	0,22	3,02	0,58
02/03/11	91,29	164,83	3,20	0,28	3,39	0,73
03/03/11	84,91	159,12	3,26	0,39	3,45	1,00
04/03/11	87,86	155,08	3,23	0,32	3,42	0,83
05/03/11	78,92	147,95	3,23	0,44	3,42	1,14
06/03/11	82,55	151,15	3,23	0,37	3,42	0,96
07/03/11	82,63	337,55	3,31	0,24	3,50	0,61
08/03/11	88,25	275,55	3,17	0,12	3,35	0,30
09/03/11	83,49	190,50	3,11	0,15	3,29	0,39
10/03/11	125,66	210,54	3,33	0,42	3,52	1,09
11/03/11	123,34	207,03	3,77	0,44	3,99	1,13
12/03/11	88,56	150,20	3,23	0,56	3,42	1,44
13/03/11	84,65	145,24	3,23	0,60	3,42	1,54
14/03/11	94,51	150,40	3,23	0,51	3,42	1,31
15/03/11	96,09	152,65	3,23	0,55	3,42	1,41
16/03/11	86,41	149,81	3,27	0,54	3,46	1,39
17/03/11	79,99	149,35	3,57	0,37	3,78	0,94
18/03/11	80,69	152,68	2,79	0,44	2,96	1,13
19/03/11	86,04	142,40	2,29	0,20	2,43	0,51
20/03/11	74,01	138,18	1,77	0,10	1,87	0,26
21/03/11	70,85	137,05	1,77	0,09	1,88	0,23
22/03/11	67,69	136,19	1,90	0,08	2,01	0,21
23/03/11	68,19	137,77	2,02	0,06	2,14	0,17
24/03/11	70,96	137,89	2,42	0,19	2,56	0,50
25/03/11	83,15	138,08	2,88	0,24	3,04	0,62
26/03/11	83,53	155,84	3,43	0,33	3,63	0,86

27/03/11	85,09	129,77	3,15	0,26	3,34	0,68
28/03/11	95,65	209,38	4,97	0,77	5,26	1,97
29/03/11	128,63	177,54	3,15	0,44	3,34	1,13
30/03/11	97,44	145,11	2,87	0,19	3,04	0,48
31/03/11	81,85	129,88	2,77	0,17	2,93	0,43
01/04/11	82,32	116,64	2,04	0,27	2,15	0,70
02/04/11	78,28	109,76	2,26	0,29	2,39	0,73
03/04/11	84,73	115,42	2,02	0,16	2,14	0,40
04/04/11	92,62	117,70	1,75	0,16	1,85	0,41
05/04/11	88,59	128,42	1,85	0,18	1,96	0,46
06/04/11	70,34	140,58	2,57	0,20	2,72	0,52
07/04/11	66,37	138,76	2,52	0,18	2,67	0,46
08/04/11	66,14	143,10	2,29	0,13	2,43	0,34
09/04/11	76,60	140,56	2,37	0,18	2,51	0,46
10/04/11	85,82	139,96	5,42	0,20	5,74	0,51
11/04/11	77,58	139,76	8,03	0,08	8,50	0,22
12/04/11	71,94	147,19	7,36	0,09	7,79	0,24
13/04/11	83,64	151,54	6,87	0,09	7,28	0,22
14/04/11	161,38	337,71	10,80	1,60	11,44	4,11
15/04/11	242,46	297,84	3,62	0,42	3,84	1,08
16/04/11	160,97	198,59	2,64	0,50	2,80	1,28
17/04/11	131,35	250,80	2,97	0,78	3,15	2,01
18/04/11	141,39	262,11	3,52	0,50	3,73	1,28
19/04/11	129,38	230,59	2,94	0,40	3,11	1,02
20/04/11	100,69	204,00	2,74	0,46	2,90	1,19
21/04/11	88,31	182,39	2,93	0,51	3,10	1,32
22/04/11	111,47	237,12	3,20	2,00	3,39	5,16
23/04/11	735,76	973,63	22,44	11,48	23,76	29,55
24/04/11	655,43	918,17	8,63	2,38	9,13	6,12
25/04/11	513,52	819,81	4,67	1,16	4,94	2,99
26/04/11	383,05	692,58	3,47	0,72	3,67	1,87
27/04/11	274,14	577,78	3,46	0,54	3,66	1,39
28/04/11	213,44	488,42	3,89	0,43	4,12	1,10
29/04/11	179,27	423,07	3,90	0,41	4,13	1,06
30/04/11	137,05	364,66	3,13	0,37	3,31	0,95
01/05/11	144,22	356,42	1,87	0,31	1,98	0,79
02/05/11	136,66	330,51	1,87	0,70	1,98	1,80
03/05/11	151,28	325,90	1,44	0,55	1,52	1,43
04/05/11	144,09	311,58	1,24	0,28	1,31	0,71
05/05/11	123,53	295,64	1,22	0,26	1,29	0,66
06/05/11	114,81	281,65	1,15	0,22	1,21	0,56
07/05/11	107,77	269,25	1,12	0,19	1,18	0,50
08/05/11	100,29	258,17	1,12	0,20	1,19	0,50
09/05/11	94,16	248,20	1,14	0,19	1,20	0,48
10/05/11	92,00	239,17	1,13	0,19	1,20	0,48
11/05/11	82,94	230,94	1,20	0,20	1,27	0,52

12/05/11	82,79	223,41	1,30	0,20	1,38	0,50
13/05/11	86,59	216,48	1,14	0,19	1,20	0,48
14/05/11	80,90	210,08	1,14	0,27	1,20	0,70
15/05/11	81,36	204,19	1,36	0,32	1,44	0,82
16/05/11	107,88	198,68	1,09	0,19	1,15	0,48
17/05/11	79,45	193,49	0,94	0,17	0,99	0,43
18/05/11	77,76	188,68	0,87	0,16	0,92	0,41
19/05/11	75,85	184,16	0,86	0,15	0,91	0,39
20/05/11	77,38	179,91	0,88	0,14	0,93	0,36
21/05/11	76,94	175,91	0,95	0,14	1,01	0,36
22/05/11	77,74	172,13	1,04	0,15	1,10	0,38
23/05/11	77,27	168,55	1,28	0,21	1,35	0,53
24/05/11	81,08	165,16	1,14	0,17	1,20	0,45
25/05/11	69,40	161,94	1,26	0,23	1,33	0,58
26/05/11	75,68	158,88	1,12	0,14	1,19	0,37
27/05/11	72,61	155,97	0,90	0,14	0,95	0,37
28/05/11	68,57	153,18	0,71	0,13	0,75	0,34
29/05/11	66,69	150,53	0,63	0,13	0,67	0,33
30/05/11	68,57	149,96	0,56	0,12	0,60	0,31
31/05/11	68,47	150,42	0,58	0,12	0,62	0,32
01/06/11	70,23	140,72	0,57	0,13	0,60	0,34
02/06/11	69,77	140,18	0,53	0,13	0,57	0,34
03/06/11	69,77	133,93	0,58	0,13	0,61	0,35
04/06/11	78,46	141,12	0,52	0,11	0,55	0,29
05/06/11	75,38	141,17	0,39	0,11	0,41	0,29
06/06/11	76,96	136,84	0,41	0,12	0,43	0,31
07/06/11	80,41	164,71	0,85	0,42	0,90	1,09
08/06/11	123,46	164,66	0,84	0,22	0,89	0,58
09/06/11	87,60	147,12	0,53	0,38	0,56	0,97
10/06/11	78,15	138,93	0,47	0,48	0,49	1,24
11/06/11	78,70	140,60	0,45	0,31	0,48	0,81
12/06/11	76,03	137,76	0,46	0,31	0,48	0,80
13/06/11	71,63	125,03	0,47	0,21	0,49	0,55
14/06/11	71,14	130,05	0,42	0,18	0,44	0,47
15/06/11	68,52	122,34	0,48	0,18	0,51	0,45
16/06/11	71,42	122,54	0,68	0,16	0,72	0,41
17/06/11	87,65	166,32	1,36	0,46	1,44	1,20
18/06/11	147,48	133,04	1,20	0,19	1,27	0,48
19/06/11	109,97	138,22	1,40	0,36	1,48	0,94
20/06/11	146,93	194,05	2,34	1,07	2,48	2,74
21/06/11	381,42	708,42	13,25	7,40	14,03	19,04
22/06/11	413,45	643,62	5,05	2,10	5,34	5,41
23/06/11	410,26	552,03	3,42	1,32	3,62	3,39
24/06/11	372,97	495,73	2,61	0,95	2,77	2,44
25/06/11	309,58	439,55	1,78	0,75	1,89	1,93
26/06/11	268,06	403,01	1,51	0,59	1,60	1,52

27/06/11	228,74	378,08	1,00	0,47	1,05	1,20
28/06/11	188,30	344,30	0,78	0,41	0,83	1,05
29/06/11	163,17	315,15	0,74	0,42	0,78	1,09
30/06/11	153,77	296,34	0,81	0,38	0,86	0,99
01/07/11	140,46	290,46	0,77	0,36	0,81	0,92
02/07/11	139,14	284,61	0,82	0,40	0,87	1,04
03/07/11	142,09	266,21	0,60	0,59	0,64	1,52
04/07/11	133,33	247,02	0,42	0,64	0,44	1,63
05/07/11	116,75	233,42	0,34	0,60	0,36	1,53
06/07/11	107,85	224,11	0,32	0,57	0,34	1,47
07/07/11	101,68	210,33	0,31	0,38	0,33	0,98
08/07/11	97,00	196,90	0,32	0,23	0,34	0,60
09/07/11	92,55	187,82	0,34	0,22	0,36	0,56
10/07/11	90,50	175,33	0,39	0,21	0,41	0,53
11/07/11	91,59	173,00	0,54	0,23	0,57	0,58
12/07/11	88,69	163,21	0,60	0,30	0,63	0,77
13/07/11	82,11	157,42	0,75	0,28	0,79	0,73
14/07/11	412,61	611,75	13,42	17,41	14,21	44,80
15/07/11	660,56	703,56	39,44	17,70	41,76	45,56
16/07/11	604,69	673,95	13,30	5,57	14,08	14,35
17/07/11	531,14	637,37	6,90	3,41	7,30	8,79
18/07/11	520,20	594,07	9,68	5,16	10,25	13,29
19/07/11	542,10	606,03	10,19	4,78	10,79	12,29
20/07/11	579,48	641,56	16,63	14,31	17,60	36,84
21/07/11	638,45	647,11	44,31	18,76	46,90	48,28
22/07/11	579,61	610,34	19,03	8,41	20,15	21,65
23/07/11	529,36	571,36	10,73	5,32	11,36	13,68
24/07/11	482,35	553,14	7,23	3,67	7,66	9,43
25/07/11	441,58	530,97	5,30	2,65	5,61	6,83
26/07/11	411,91	516,31	4,94	2,43	5,23	6,25
27/07/11	458,85	506,54	4,02	1,93	4,26	4,98
28/07/11	475,08	592,99	5,13	2,62	5,43	6,73
29/07/11	569,18	637,66	10,27	6,37	10,87	16,40
30/07/11	606,79	629,79	18,77	8,74	19,87	22,48
31/07/11	547,48	618,36	9,99	5,34	10,58	13,75
01/08/11	505,52	724,83	9,71	6,74	10,28	17,35
02/08/11	603,01	253,38	41,80	18,41	44,25	47,38
03/08/11	533,58	171,89	25,66	10,73	27,17	27,62
04/08/11	491,96	147,90	13,69	6,86	14,49	17,65
05/08/11	464,13	139,64	8,26	4,81	8,75	12,38
06/08/11	425,56	139,76	6,16	3,49	6,52	8,97
07/08/11	404,04	139,73	5,38	2,93	5,69	7,54
08/08/11	662,06	125,03	33,31	21,27	35,26	54,73
09/08/11	733,77	130,59	82,55	36,79	87,39	94,68
10/08/11	537,83	122,79	56,68	19,51	60,00	50,21
11/08/11	436,14	-	24,98	10,15	26,44	26,13

12/08/11	407,72	-	14,39	6,51	15,24	16,75
13/08/11	380,09	-	10,03	4,63	10,62	11,90
14/08/11	364,23	-	6,89	3,58	7,29	9,21
15/08/11	353,62	-	6,80	3,28	7,20	8,45
16/08/11	342,95	-	6,20	2,84	6,57	7,32
Média	198,20	274,37	5,29	2,04	5,60	5,25

Anexo 3 - Concentração de sedimentos em suspensão (Css) e vazão (Q) mínimas diárias para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Data	Css (mg L ⁻¹)		Q (L s ⁻¹)		Q (L s ⁻¹ km ⁻²)	
	Bacia	Sub-bacia	Bacia	Sub-bacia	Bacia	Sub-bacia
16/02/11	272,12	566,52	1,53	0,64	1,62	1,64
17/02/11	208,75	473,82	2,02	0,51	2,13	1,31
18/02/11	178,93	403,77	2,29	0,32	2,42	0,83
19/02/11	137,93	350,21	2,58	0,28	2,73	0,72
20/02/11	115,56	293,56	3,22	0,20	3,41	0,52
21/02/11	104,38	257,51	3,95	0,28	4,18	0,72
22/02/11	96,92	231,76	3,95	0,22	4,18	0,57
23/02/11	89,47	210,96	4,35	0,32	4,61	0,83
24/02/11	96,92	216,31	3,58	0,42	3,79	1,09
25/02/11	89,47	200,86	3,22	0,30	3,41	0,77
26/02/11	85,74	195,71	3,58	0,28	3,79	0,72
27/02/11	70,83	185,41	3,22	0,26	3,41	0,67
28/02/11	55,92	175,11	2,89	0,22	3,06	0,56
01/03/11	74,55	159,66	2,38	0,19	2,52	0,48
02/03/11	63,37	154,51	2,90	0,24	3,07	0,61
03/03/11	11,18	149,36	3,23	0,30	3,42	0,77
04/03/11	67,10	149,36	2,90	0,24	3,07	0,61
05/03/11	11,18	139,05	3,23	0,35	3,42	0,89
06/03/11	33,55	131,26	3,23	0,28	3,42	0,72
07/03/11	55,92	144,21	3,23	0,06	3,42	0,16
08/03/11	70,83	202,92	2,90	0,07	3,07	0,18
09/03/11	70,83	169,96	2,90	0,09	3,07	0,23
10/03/11	70,83	166,87	2,90	0,14	3,07	0,36
11/03/11	85,74	154,51	3,23	0,30	3,42	0,77
12/03/11	70,83	144,21	3,23	0,45	3,42	1,16
13/03/11	70,83	139,05	3,23	0,42	3,42	1,09
14/03/11	67,10	144,21	3,23	0,30	3,42	0,77
15/03/11	63,37	144,21	3,23	0,24	3,42	0,61
16/03/11	63,37	139,05	3,23	0,20	3,42	0,52
17/03/11	63,37	138,02	2,29	0,05	2,43	0,12
18/03/11	63,37	139,05	2,29	0,15	2,43	0,40
19/03/11	55,92	133,90	1,77	0,03	1,88	0,07
20/03/11	59,64	123,60	1,54	0,02	1,63	0,06
21/03/11	59,64	128,75	1,77	0,02	1,88	0,05
22/03/11	59,64	128,75	1,77	0,03	1,88	0,09
23/03/11	59,64	128,75	2,02	0,02	2,14	0,05
24/03/11	63,37	133,90	2,02	0,05	2,14	0,12
25/03/11	67,10	123,60	2,59	0,13	2,74	0,33
26/03/11	54,43	128,75	2,90	0,20	3,07	0,52

27/03/11	70,83	123,60	2,90	0,17	3,07	0,44
28/03/11	78,28	124,12	3,59	0,30	3,80	0,77
29/03/11	100,65	142,14	2,90	0,17	3,07	0,44
30/03/11	70,83	133,90	2,59	0,14	2,74	0,36
31/03/11	67,10	118,45	2,02	0,10	2,14	0,26
01/04/11	67,10	108,15	1,77	0,13	1,88	0,33
02/04/11	67,10	103,00	2,02	0,22	2,14	0,57
03/04/11	67,10	108,15	2,02	0,09	2,14	0,23
04/04/11	70,83	109,70	1,54	0,08	1,63	0,21
05/04/11	74,55	113,30	1,54	0,10	1,63	0,26
06/04/11	59,64	128,75	2,29	0,15	2,43	0,40
07/04/11	59,64	128,75	2,29	0,08	2,43	0,21
08/04/11	59,64	133,90	2,02	0,05	2,14	0,14
09/04/11	59,64	133,90	2,02	0,10	2,14	0,26
10/04/11	70,83	133,90	3,23	0,05	3,42	0,12
11/04/11	63,37	133,90	7,84	0,03	8,30	0,09
12/04/11	63,37	139,05	6,72	0,05	7,12	0,14
13/04/11	67,10	144,21	5,24	0,03	5,54	0,07
14/04/11	74,55	149,36	6,20	0,09	6,57	0,23
15/04/11	152,84	221,46	2,59	0,28	2,74	0,72
16/04/11	141,65	180,26	2,59	0,28	2,74	0,72
17/04/11	111,83	217,34	2,59	0,51	2,74	1,31
18/04/11	115,56	190,56	3,23	0,37	3,42	0,95
19/04/11	111,83	194,68	2,59	0,30	2,74	0,77
20/04/11	82,01	185,41	2,59	0,32	2,74	0,83
21/04/11	82,01	154,51	2,02	0,20	2,14	0,52
22/04/11	70,83	134,93	2,02	0,32	2,14	0,83
23/04/11	182,66	544,89	9,06	3,76	9,59	9,68
24/04/11	588,98	870,38	5,24	1,56	5,54	4,02
25/04/11	428,69	741,63	3,96	0,82	4,20	2,12
26/04/11	290,76	623,17	3,23	0,60	3,42	1,55
27/04/11	219,94	515,02	3,23	0,45	3,42	1,16
28/04/11	175,20	442,92	3,59	0,37	3,80	0,95
29/04/11	149,11	390,38	3,59	0,32	3,80	0,83
30/04/11	123,02	339,91	2,02	0,30	2,14	0,77
01/05/11	130,47	334,76	1,54	0,26	1,63	0,67
02/05/11	119,29	320,34	1,54	0,26	1,63	0,67
03/05/11	130,47	315,19	1,14	0,28	1,20	0,72
04/05/11	119,29	303,31	1,14	0,26	1,20	0,67
05/05/11	108,10	288,40	1,14	0,20	1,20	0,52
06/05/11	96,92	275,25	1,14	0,19	1,20	0,48
07/05/11	96,92	263,55	0,96	0,17	1,02	0,44
08/05/11	89,47	253,05	0,96	0,19	1,02	0,48
09/05/11	85,74	243,57	1,14	0,17	1,20	0,44
10/05/11	74,55	234,96	0,96	0,17	1,02	0,44
11/05/11	74,55	227,10	1,14	0,20	1,20	0,52

12/05/11	70,83	219,88	1,14	0,17	1,20	0,44
13/05/11	74,55	213,22	1,14	0,17	1,20	0,44
14/05/11	74,55	207,07	1,14	0,19	1,20	0,48
15/05/11	74,55	201,43	1,14	0,24	1,20	0,61
16/05/11	78,28	196,02	0,96	0,15	1,02	0,40
17/05/11	70,83	191,05	0,80	0,14	0,85	0,36
18/05/11	70,83	186,39	0,80	0,14	0,85	0,36
19/05/11	70,83	182,01	0,80	0,13	0,85	0,33
20/05/11	70,83	177,89	0,80	0,11	0,85	0,29
21/05/11	70,83	174,00	0,80	0,11	0,85	0,29
22/05/11	70,83	170,32	0,96	0,11	1,02	0,29
23/05/11	70,83	166,84	1,14	0,17	1,20	0,44
24/05/11	70,83	163,54	1,14	0,15	1,20	0,40
25/05/11	63,37	160,40	1,14	0,14	1,20	0,36
26/05/11	70,83	157,41	0,96	0,13	1,02	0,33
27/05/11	67,10	154,56	0,80	0,13	0,85	0,33
28/05/11	63,37	151,84	0,53	0,10	0,56	0,26
29/05/11	59,64	149,25	0,53	0,10	0,56	0,26
30/05/11	59,64	147,75	0,53	0,09	0,56	0,23
31/05/11	63,37	144,21	0,53	0,11	0,56	0,29
01/06/11	63,37	133,90	0,53	0,11	0,56	0,29
02/06/11	63,37	128,75	0,53	0,11	0,56	0,29
03/06/11	63,37	128,75	0,53	0,13	0,56	0,33
04/06/11	63,37	129,78	0,42	0,08	0,45	0,21
05/06/11	67,10	133,90	0,33	0,09	0,35	0,23
06/06/11	67,10	128,75	0,33	0,10	0,35	0,26
07/06/11	67,10	133,90	0,42	0,11	0,45	0,29
08/06/11	93,19	139,05	0,53	0,15	0,56	0,40
09/06/11	74,55	133,90	0,42	0,32	0,45	0,83
10/06/11	70,83	128,75	0,42	0,30	0,45	0,77
11/06/11	70,83	133,90	0,42	0,30	0,45	0,77
12/06/11	67,10	118,45	0,42	0,28	0,45	0,72
13/06/11	67,10	118,45	0,42	0,15	0,45	0,40
14/06/11	67,10	118,45	0,33	0,17	0,35	0,44
15/06/11	63,37	113,30	0,42	0,13	0,45	0,33
16/06/11	63,37	113,30	0,42	0,09	0,45	0,23
17/06/11	63,37	113,30	0,53	0,10	0,56	0,26
18/06/11	130,47	118,45	0,96	0,17	1,02	0,44
19/06/11	96,92	118,45	0,96	0,17	1,02	0,44
20/06/11	100,65	142,14	1,77	0,28	1,88	0,72
21/06/11	152,84	669,52	4,79	3,28	5,07	8,45
22/06/11	290,76	607,72	3,59	1,50	3,80	3,87
23/06/11	313,13	489,27	3,23	1,04	3,42	2,67
24/06/11	350,41	468,67	2,02	0,82	2,14	2,12
25/06/11	268,40	397,59	1,54	0,67	1,63	1,73
26/06/11	246,03	381,11	1,14	0,48	1,20	1,23

27/06/11	205,03	341,97	0,80	0,42	0,85	1,09
28/06/11	164,02	324,46	0,66	0,37	0,70	0,95
29/06/11	145,38	296,65	0,66	0,40	0,70	1,02
30/06/11	134,20	253,39	0,66	0,32	0,70	0,83
01/07/11	134,20	283,26	0,66	0,32	0,70	0,83
02/07/11	130,47	274,05	0,66	0,35	0,70	0,89
03/07/11	134,20	252,36	0,53	0,40	0,56	1,02
04/07/11	119,29	232,79	0,33	0,60	0,35	1,55
05/07/11	104,38	221,46	0,33	0,54	0,35	1,39
06/07/11	96,92	212,19	0,25	0,54	0,26	1,39
07/07/11	93,19	196,74	0,25	0,24	0,26	0,61
08/07/11	85,74	185,41	0,25	0,20	0,26	0,52
09/07/11	82,01	175,11	0,33	0,20	0,35	0,52
10/07/11	82,01	164,81	0,33	0,20	0,35	0,52
11/07/11	78,28	164,81	0,42	0,17	0,45	0,44
12/07/11	78,28	154,51	0,53	0,19	0,56	0,48
13/07/11	74,55	149,36	0,66	0,22	0,70	0,57
14/07/11	93,19	190,56	0,80	0,71	0,85	1,82
15/07/11	562,89	682,91	20,73	8,10	21,94	20,85
16/07/11	547,97	648,92	9,06	3,96	9,59	10,20
17/07/11	480,88	597,42	5,71	3,02	6,04	7,76
18/07/11	488,33	486,18	5,71	3,19	6,04	8,22
19/07/11	510,70	547,31	7,84	3,76	8,30	9,68
20/07/11	503,24	635,01	6,72	3,38	7,12	8,69
21/07/11	607,62	634,88	27,55	11,23	29,16	28,91
22/07/11	547,97	513,99	13,37	6,48	14,15	16,68
23/07/11	480,88	536,39	8,44	4,39	8,93	11,29
24/07/11	421,23	535,62	5,71	3,10	6,04	7,99
25/07/11	402,59	525,32	4,79	2,29	5,07	5,90
26/07/11	376,50	370,81	4,37	2,08	4,62	5,34
27/07/11	428,69	427,47	3,23	1,74	3,42	4,49
28/07/11	413,78	443,07	3,23	1,74	3,42	4,49
29/07/11	443,60	608,75	6,72	3,02	7,12	7,76
30/07/11	570,34	624,10	13,37	6,48	14,15	16,68
31/07/11	503,24	612,71	8,44	4,50	8,93	11,57
01/08/11	451,05	505,23	7,27	3,76	7,70	9,68
02/08/11	547,97	133,90	25,15	13,24	26,62	34,08
03/08/11	499,51	139,05	18,71	8,42	19,80	21,67
04/08/11	465,97	133,90	10,39	5,56	10,99	14,31
05/08/11	436,14	128,75	6,72	4,07	7,12	10,47
06/08/11	398,87	133,90	5,24	2,93	5,54	7,54
07/08/11	372,77	118,45	4,79	2,52	5,07	6,48
08/08/11	369,04	118,45	5,24	2,93	5,54	7,54
09/08/11	547,97	118,45	63,11	29,73	66,81	76,52
10/08/11	417,50	113,30	34,13	13,03	36,13	33,54
11/08/11	395,14	-	17,74	7,94	18,78	20,45

12/08/11	380,23	-	11,82	5,31	12,51	13,67
13/08/11	335,49	-	7,84	3,96	8,30	10,20
14/08/11	342,95	-	6,20	3,28	6,57	8,45
15/08/11	339,22	-	6,20	2,84	6,57	7,32
16/08/11	342,95	-	6,20	2,84	6,57	7,32
Mínima	11,18	103,00	0,25	0,02	0,26	0,05

Anexo 4 - Concentração de sedimentos em suspensão (C_{ss}) e vazão (Q) máximas diárias para a Bacia e para a Sub-bacia hidrográfica do horto florestal Terra Dura, Eldorado do Sul – RS.

Data	C _{ss} (mg L ⁻¹)		Q (L s ⁻¹)		Q (L s ⁻¹ km ⁻²)	
	Bacia	Sub-bacia	Bacia	Sub-bacia	Bacia	Sub-bacia
16/02/11	428,69	684,97	2,29	1,09	2,42	2,79
17/02/11	290,76	566,52	2,58	0,75	2,73	1,92
18/02/11	290,76	473,82	2,58	0,54	2,73	1,39
19/02/11	197,57	404,80	3,95	0,45	4,18	1,16
20/02/11	190,11	350,21	4,35	0,42	4,61	1,09
21/02/11	145,38	293,56	4,35	1,13	4,61	2,92
22/02/11	137,93	257,51	4,78	0,43	5,06	1,11
23/02/11	115,56	234,85	5,69	1,34	6,03	3,44
24/02/11	130,47	334,76	5,22	2,15	5,53	5,52
25/02/11	126,74	231,76	4,35	1,13	4,61	2,92
26/02/11	119,29	219,40	4,35	0,48	4,61	1,23
27/02/11	137,93	206,01	3,58	0,32	3,79	0,83
28/02/11	121,75	193,65	3,22	0,51	3,41	1,31
01/03/11	111,83	195,71	3,23	0,28	3,42	0,72
02/03/11	126,74	173,05	3,59	0,32	3,80	0,82
03/03/11	104,38	176,14	3,59	0,57	3,80	1,47
04/03/11	126,74	162,75	3,23	0,48	3,42	1,23
05/03/11	100,65	154,51	3,23	0,54	3,42	1,39
06/03/11	178,93	176,14	3,23	0,45	3,42	1,16
07/03/11	104,38	607,72	3,59	0,48	3,80	1,23
08/03/11	119,29	402,74	3,96	0,17	4,20	0,43
09/03/11	111,83	221,46	3,23	0,22	3,42	0,57
10/03/11	268,40	313,13	4,79	2,60	5,07	6,69
11/03/11	216,21	303,86	4,79	0,71	5,07	1,82
12/03/11	119,29	154,51	3,23	0,70	3,42	1,81
13/03/11	119,29	154,51	3,23	0,82	3,42	2,12
14/03/11	141,65	158,63	3,23	0,64	3,42	1,64
15/03/11	212,48	165,84	3,23	0,78	3,42	2,02
16/03/11	167,75	158,63	3,59	0,78	3,80	2,02
17/03/11	108,10	159,66	3,96	0,64	4,20	1,64
18/03/11	96,92	170,99	3,23	0,82	3,42	2,12
19/03/11	111,83	149,36	2,90	0,35	3,07	0,89
20/03/11	89,47	148,84	1,77	0,17	1,88	0,44
21/03/11	104,38	148,33	1,77	0,17	1,88	0,44
22/03/11	78,28	144,21	2,02	0,19	2,14	0,48
23/03/11	82,01	149,36	2,02	0,10	2,14	0,26
24/03/11	85,74	153,48	3,23	0,71	3,42	1,82
25/03/11	111,83	205,49	3,59	1,09	3,80	2,79
26/03/11	96,92	206,01	3,96	0,60	4,20	1,55

27/03/11	186,39	139,05	3,59	0,60	3,80	1,55
28/03/11	141,65	293,56	6,72	2,15	7,12	5,52
29/03/11	186,39	211,16	3,96	0,95	4,20	2,44
30/03/11	149,11	159,14	2,90	0,28	3,07	0,72
31/03/11	119,29	148,84	3,23	0,22	3,42	0,57
01/04/11	108,10	123,60	2,29	0,54	2,43	1,39
02/04/11	96,92	118,45	2,90	0,30	3,07	0,77
03/04/11	111,83	128,24	2,02	0,26	2,14	0,67
04/04/11	123,02	128,75	2,02	0,37	2,14	0,95
05/04/11	115,56	146,27	2,59	0,28	2,74	0,72
06/04/11	89,47	153,48	2,59	0,30	2,74	0,77
07/04/11	74,55	149,36	2,59	0,37	2,74	0,95
08/04/11	74,55	154,51	2,90	0,26	3,07	0,67
09/04/11	104,38	149,36	3,23	0,24	3,42	0,61
10/04/11	115,56	149,36	7,84	0,30	8,30	0,77
11/04/11	85,74	149,36	9,06	0,13	9,59	0,33
12/04/11	85,74	159,01	7,84	0,13	8,30	0,33
13/04/11	108,10	164,81	8,44	0,15	8,93	0,40
14/04/11	301,95	587,12	18,71	4,84	19,80	12,44
15/04/11	290,76	392,44	6,20	0,71	6,57	1,82
16/04/11	201,30	221,46	2,90	0,67	3,07	1,73
17/04/11	160,29	298,71	3,96	1,50	4,20	3,87
18/04/11	201,30	293,56	3,96	0,60	4,20	1,55
19/04/11	145,38	247,21	3,23	0,51	3,42	1,31
20/04/11	141,65	216,31	2,90	0,54	3,07	1,39
21/04/11	119,29	199,83	3,23	1,28	3,42	3,31
22/04/11	238,57	563,43	9,06	9,25	9,59	23,80
23/04/11	1054,94	2031,23	43,16	65,60	45,69	168,82
24/04/11	708,27	950,72	13,37	3,76	14,15	9,68
25/04/11	592,71	870,38	5,24	1,56	5,54	4,02
26/04/11	447,33	741,63	3,96	1,04	4,20	2,67
27/04/11	309,40	623,17	3,96	0,60	4,20	1,55
28/04/11	246,03	515,02	3,96	0,48	4,20	1,23
29/04/11	205,03	442,92	4,37	0,51	4,62	1,31
30/04/11	160,29	385,23	4,37	0,45	4,62	1,16
01/05/11	186,39	390,38	2,02	0,37	2,14	0,95
02/05/11	156,56	354,33	2,59	1,56	2,74	4,02
03/05/11	164,02	335,24	1,77	0,91	1,88	2,33
04/05/11	208,75	320,26	1,33	0,30	1,41	0,77
05/05/11	160,29	303,20	1,33	0,30	1,41	0,77
06/05/11	123,02	288,30	1,54	0,26	1,63	0,67
07/05/11	137,93	275,16	1,14	0,20	1,20	0,52
08/05/11	108,10	263,47	1,14	0,20	1,20	0,52
09/05/11	100,65	252,98	1,14	0,20	1,20	0,52
10/05/11	108,10	243,51	1,14	0,20	1,20	0,52
11/05/11	96,92	234,90	1,33	0,20	1,41	0,52

12/05/11	93,19	227,04	1,33	0,22	1,41	0,57
13/05/11	96,92	219,83	1,14	0,22	1,20	0,57
14/05/11	93,19	213,18	1,14	0,32	1,20	0,83
15/05/11	89,47	207,03	1,77	0,71	1,88	1,82
16/05/11	175,20	201,39	1,14	0,26	1,20	0,67
17/05/11	100,65	195,99	1,14	0,20	1,20	0,52
18/05/11	93,19	191,02	0,96	0,17	1,02	0,44
19/05/11	89,47	186,36	0,96	0,17	1,02	0,44
20/05/11	85,74	181,98	0,96	0,15	1,02	0,40
21/05/11	85,74	177,86	1,14	0,15	1,20	0,40
22/05/11	85,74	173,97	1,14	0,30	1,20	0,77
23/05/11	85,74	170,30	1,54	0,30	1,63	0,77
24/05/11	104,38	166,82	1,14	0,22	1,20	0,57
25/05/11	74,55	163,52	1,33	0,32	1,41	0,83
26/05/11	82,01	160,38	1,14	0,15	1,20	0,40
27/05/11	85,74	157,39	0,96	0,15	1,02	0,40
28/05/11	93,19	154,54	1,14	0,17	1,20	0,44
29/05/11	74,55	151,83	0,80	0,14	0,85	0,36
30/05/11	78,28	159,66	0,66	0,42	0,70	1,09
31/05/11	74,55	159,66	0,66	0,13	0,70	0,33
01/06/11	82,01	163,78	0,66	0,14	0,70	0,36
02/06/11	78,28	161,72	0,66	0,14	0,70	0,36
03/06/11	82,01	144,21	0,66	0,14	0,70	0,36
04/06/11	123,02	157,60	0,66	0,14	0,70	0,36
05/06/11	115,56	154,51	0,42	0,13	0,45	0,33
06/06/11	104,38	149,36	0,53	0,14	0,56	0,36
07/06/11	108,10	241,03	1,54	1,13	1,63	2,92
08/06/11	145,38	238,97	1,54	0,32	1,63	0,83
09/06/11	104,38	159,66	0,53	0,54	0,56	1,39
10/06/11	85,74	148,33	0,53	0,54	0,56	1,39
11/06/11	89,47	149,36	0,53	0,32	0,56	0,83
12/06/11	93,19	149,36	0,53	0,32	0,56	0,83
13/06/11	82,01	133,90	0,53	0,32	0,56	0,83
14/06/11	78,28	200,86	0,53	0,19	0,56	0,48
15/06/11	78,28	133,90	0,53	0,20	0,56	0,52
16/06/11	96,92	140,08	0,96	0,28	1,02	0,72
17/06/11	167,75	322,40	2,59	2,15	2,74	5,52
18/06/11	164,02	144,21	1,77	0,20	1,88	0,52
19/06/11	130,47	197,77	2,59	1,18	2,74	3,04
20/06/11	175,20	673,64	4,79	12,21	5,07	31,43
21/06/11	607,62	947,63	18,71	20,78	19,80	53,48
22/06/11	577,80	669,52	7,84	3,28	8,30	8,45
23/06/11	439,87	607,72	3,96	1,56	4,20	4,02
24/06/11	387,68	509,87	3,23	1,18	3,42	3,04
25/06/11	346,68	468,67	2,02	0,82	2,14	2,12
26/06/11	287,03	417,16	1,77	0,71	1,88	1,82

27/06/11	246,03	391,31	1,14	0,51	1,20	1,31
28/06/11	205,03	360,51	0,80	0,42	0,85	1,09
29/06/11	175,20	324,46	0,80	0,45	0,85	1,16
30/06/11	227,39	324,46	0,96	0,42	1,02	1,09
01/07/11	149,11	298,71	0,96	0,78	1,02	2,02
02/07/11	149,11	288,41	0,96	0,67	1,02	1,73
03/07/11	167,75	278,11	0,66	0,67	0,70	1,73
04/07/11	145,38	257,51	0,53	0,71	0,56	1,82
05/07/11	134,20	242,06	0,42	0,60	0,45	1,55
06/07/11	119,29	236,91	0,42	0,60	0,45	1,55
07/07/11	111,83	221,46	0,42	0,57	0,45	1,47
08/07/11	108,10	210,13	0,33	0,26	0,35	0,67
09/07/11	104,38	195,71	0,42	0,24	0,45	0,61
10/07/11	100,65	185,41	0,42	0,30	0,45	0,77
11/07/11	104,38	190,56	0,66	0,32	0,70	0,83
12/07/11	96,92	175,11	0,80	0,48	0,85	1,23
13/07/11	104,38	189,53	0,80	0,91	0,85	2,33
14/07/11	861,10	1182,48	41,57	43,18	44,01	111,13
15/07/11	723,18	835,36	55,33	49,42	58,58	127,17
16/07/11	663,53	698,37	20,73	7,94	21,94	20,45
17/07/11	551,70	662,31	9,06	4,07	9,59	10,47
18/07/11	559,16	638,62	12,58	6,34	13,32	16,32
19/07/11	559,16	670,55	12,58	5,81	13,32	14,96
20/07/11	674,72	648,10	44,79	37,84	47,42	97,37
21/07/11	674,72	659,22	55,33	35,13	58,58	90,41
22/07/11	607,62	634,71	27,55	11,04	29,16	28,42
23/07/11	555,43	597,42	13,37	6,48	14,15	16,68
24/07/11	506,97	566,52	8,44	4,39	8,93	11,29
25/07/11	551,70	551,07	6,20	3,10	6,57	7,99
26/07/11	443,60	530,47	5,71	3,86	6,04	9,94
27/07/11	488,33	561,37	4,79	2,15	5,07	5,52
28/07/11	555,43	635,24	7,84	3,38	8,30	8,69
29/07/11	637,44	657,16	20,73	11,82	21,94	30,41
30/07/11	626,26	635,48	22,87	11,62	24,21	29,90
31/07/11	574,07	624,02	13,37	6,34	14,15	16,32
01/08/11	622,53	1150,55	23,99	16,88	25,40	43,44
02/08/11	667,26	615,00	49,90	26,43	52,82	68,01
03/08/11	562,89	240,51	34,13	13,24	36,13	34,08
04/08/11	518,15	159,66	18,71	8,26	19,80	21,25
05/08/11	499,51	147,81	10,39	6,21	10,99	15,98
06/08/11	447,33	149,36	6,72	4,07	7,12	10,47
07/08/11	439,87	149,36	6,72	3,76	7,12	9,68
08/08/11	779,09	133,90	63,11	36,66	66,81	94,35
09/08/11	857,38	200,86	97,86	48,95	103,60	125,99
10/08/11	760,45	133,90	87,70	30,08	92,85	77,40
11/08/11	499,51	-	34,13	13,03	36,13	33,54

12/08/11	469,69	-	17,74	7,94	18,78	20,45
13/08/11	428,69	-	11,82	5,43	12,51	13,98
14/08/11	395,14	-	7,84	3,86	8,30	9,94
15/08/11	383,96	-	7,84	4,61	8,30	11,86
16/08/11	342,95	-	6,20	2,84	6,57	7,32
Máxima	1054,94	2031,23	97,86	65,60	103,60	168,82