

UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO TECNOLÓGICO
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM ENGENHARIA
AMBIENTAL

Paulo Rodrigo Zanin

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE BACIA
HIDROGRÁFICA COM RESERVATÓRIOS**

Florianópolis
2015

ERRATA

Página 85/3º Parágrafo/Linhas 5 e 6

Onde se lê:

... considerando a metade da distância da última ligação como critério de corte...

Leia-se:

...considerando 40% da distância da última ligação como critério de corte...

Página 88/2º Parágrafo/Linhas 7 e 8

Onde se lê:

Ja as informações tabulares de vegetação

Leia-se:

Já para as informações tabulares de vegetação foram utilizadas os dados *default* do modelo SWAT, devido a grande diversidade de espécies existentes na bacia, sem dados sobre as suas características.

Página 150/1º Parágrafo/Linha 11

Onde se lê:

(IQN=0)

Leia-se:

(CH_EQN=0)

Página 173/1º Parágrafo/Linhas 2 e 3

Onde se lê:

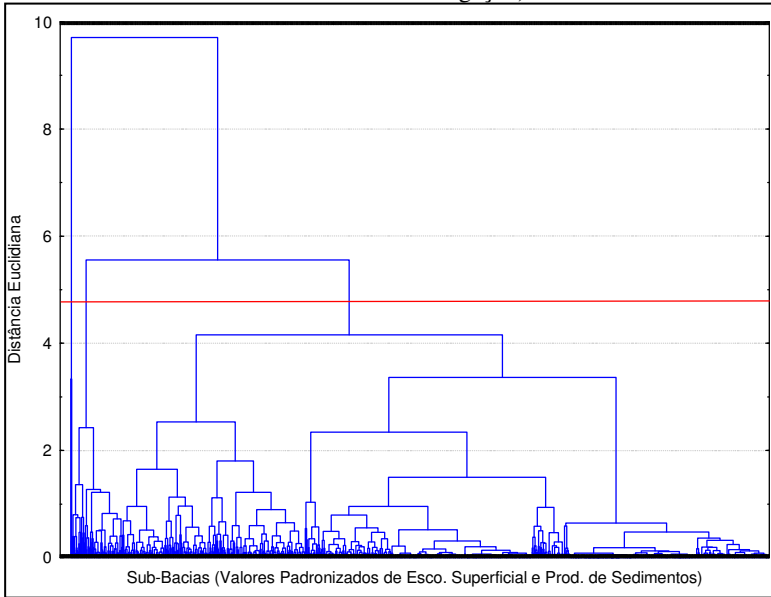
... obtendo os mesmos três agrupamentos de sub-bacias identificados na figura 72.

Leia-se:

... sendo possível identificar 4 grupos de sub-bacias com o critério de corte adotado. No entanto, devido ao primeiro grupo (esquerda) ser inexpressivo em número de sub-bacias, e ser o último a se conectar com os demais grupos, este agrupamento foi unido com o grupo mais próximo pela distância euclidiana (2º da esquerda p/ direita). Desta forma, foi obtida de forma predominante as mesmas características dos 3 agrupamentos de sub-bacias identificados na figura 72.

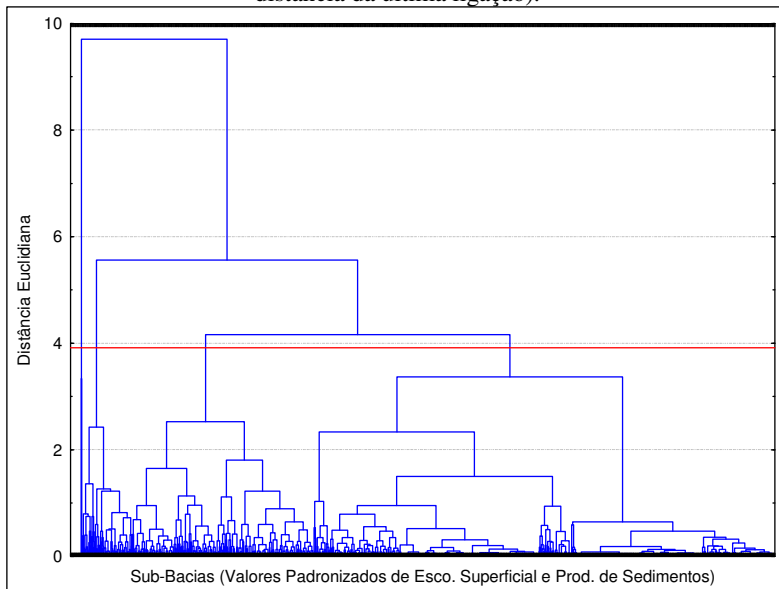
Onde se lê:

Figura 73. Análise de agrupamento em árvore. Em azul: Ligações entre os valores padronizados de escoamento superficial e produção de sedimentos das sub-bacias; Em vermelho: critério de corte para definição dos cluster (metade da distância da última ligação).



Leia-se:

Figura 73. Análise de agrupamento em árvore. Em azul: Ligações entre os valores padronizados de escoamento superficial e produção de sedimentos das sub-bacias; Em vermelho: critério de corte para definição dos cluster (40% da distância da última ligação).



Paulo Rodrigo Zanin

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA DE BACIA
HIDROGRÁFICA COM RESERVATÓRIOS**

Dissertação submetida ao Programa de Pós
Graduação em Engenharia Ambiental da
Universidade Federal de Santa Catarina para a
obtenção do Grau de Mestre em Engenharia
Ambiental.

Orientadora: Prof^ª. Dra. Nadia Bernardi Bonumá

Florianópolis
2015

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Zanin, Paulo Rodrigo
Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica
com reservatórios / Paulo Rodrigo Zanin ; orientadora,
Nadia Bernardi Bonumá - Florianópolis, SC, 2015.
209 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em
Engenharia Ambiental.

Inclui referências

1. Engenharia Ambiental. 2. Modelo SWAT. 3. Sedimentos.
4. Bacia hidrográfica. 5. Reservatórios. I. Bonumá, Nadia
Bernardi. II. Universidade Federal de Santa Catarina.
Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. III.
Título.

“Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica com reservatórios”

PAULO RODRIGO ZANIN

Dissertação submetida ao corpo docente do Programa de Pós - Graduação em Engenharia Ambiental da Universidade Federal de Santa Catarina como parte dos requisitos necessários para obtenção do grau de

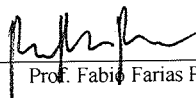
MESTRE EM ENGENHARIA AMBIENTAL

na Área de Engenharia Ambiental.

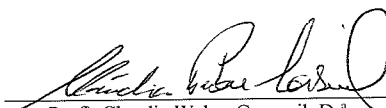
Aprovado por:



Prof.^a Nadia Bernardi Bonumá, Dr.^a.
(Orientadora)



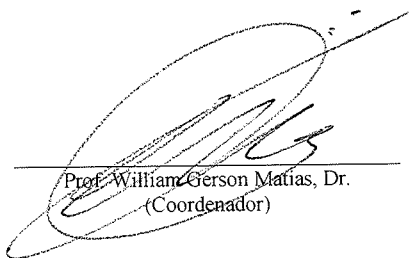
Prof. Fábio Farias Pereira, Dr.



Prof.^a Claudia Weber Corseuil, Dr.^a.



Prof. Irani dos Santos, Dr.



Prof. William Gerson Matias, Dr.
(Coordenador)

FLORIANÓPOLIS, SC – BRASIL
ABRIL/2015

AGRADECIMENTOS

A Deus, pelas oportunidades que surgiram ao longo de minha vida acadêmica e profissional.

Aos meus pais, que sempre me apoiaram e me ajudaram durante minha vida acadêmica, e minha irmã, que me auxiliou em trabalhos de campo e outras pequenas tarefas.

A minha orientadora, que além de importantes orientações, me propiciou as condições necessárias para realização de meus trabalhos de campo, frente às dificuldades que surgiram ao longo desta pesquisa.

Aos professores do PPGEA e professores externos que formaram a banca de avaliação desta dissertação, pelas importantes contribuições técnico/científicas.

Aos meus amigos que me auxiliaram em trabalhos de campo, e aos bolsistas do Labhidro que me auxiliaram na digitalização de dados e outras pequenas tarefas.

A Companhia Volta Grande de Papel, em especial a Charles Kupitzki, Wilson Branco e Thiago Cardoso, por fornecerem dados da represa Caunal, assim como, pelo auxílio na realização de alguns trabalhos de campo.

Ao Laboratório de Hidrologia/UFSC, Laboratório Integrado de Meio Ambiente/UFSC, Laboratórios de Análise Física e Química de Solos/UFSC, Laboratório de Farmacotécnica/UFSC e Laboratório de Mecânica dos Solos/UFSC, pelo uso de equipamentos e orientações.

Ao PPGEA/UFSC e ao CNPq pela bolsa de mestrado, e a FINEP pelos recursos para compra de equipamentos, despesas com trabalho de campo e participação em eventos científicos.

Meu muito Obrigado!

“Nem todo obstáculo é fácil de superar, se assim fosse, os rios e corredeiras seriam em linha reta.”

(Ramsés Viana)

RESUMO

As barragens alteram a hidrodinâmica do escoamento fluvial e dos processos de transporte e deposição de sedimentos. O presente trabalho tem por objetivo avaliar e modelar a dinâmica hidrossedimentológica de duas bacias embutidas com represamento hídrico. A área de estudo desta pesquisa foi a bacia hidrográfica do Rio Preto (965,5 km²), localizada no planalto Norte Catarinense. Foram realizadas 20 campanhas de amostragem de sedimentos em suspensão, dois metros a montante da barragem, em quatro profundidades da coluna d'água. A vazão em cada profundidade foi calculada em função da operação de descarga do reservatório. Para amostrar a mistura água-sedimentos da descarga do reservatório foi desenvolvido um amostrador de sedimentos em suspensão. Para bacia do Rio Preto foram usados dados fluviométricos da estação Avencal de responsabilidade da ANA/COPEL. A simulação dos processos hidrossedimentológicos foi realizada com o modelo *Soil and Water Assessment Tool (SWAT)*. Os resultados do monitoramento identificaram diferentes perfis da concentração de sedimentos em suspensão ao longo da coluna d'água em função da operação da barragem, e a ocorrência de correntes de turbidez de fundo no reservatório desta represa. A análise estatística mostrou que o sedimento em suspensão não responde linearmente aos eventos de precipitação e comportamento da vazão na bacia do Rio Preto. Já na represa Caunal a descarga de sedimentos suspensos possui um retardo de dois dias em relação ao início do processo hidrossedimentológico decorrente em sua bacia de contribuição. Este atraso pode ser devido às características hidrodinâmicas do reservatório e ao tipo de operação da barragem. Embora o modelo *SWAT* tenha apresentado limitações na simulação de reservatórios de grande volume, o desempenho do modelo ficou dentro dos limites aceitáveis para bacia hidrográfica. Os valores de NSE para a validação mensal de vazão e sedimentos para a bacia do Rio Preto foram de 0,70 e 0,86, respectivamente. Ao espacializar o escoamento

superficial e a produção de sedimentos, verificou-se a constituição de três agrupamentos de sub-bacias com comportamento hidrossedimentológico distinto em função do relevo e uso e cobertura da terra. Em trabalhos futuros sugere-se que seja feito também o monitoramento do transporte de sedimentos à montante do reservatório para que possa ser analisada a deposição de sedimentos em virtude da barragem. Recomenda-se também que as simulações de vazão e sedimentos em grandes reservatórios sejam aprimoradas a fim de usar o modelo SWAT como ferramenta de gestão de bacias hidrográficas com represamento hídrico.

Palavras-chave: Modelo *SWAT*. Sedimentos. Reservatórios.

ABSTRACT

Dams altered the river hydrodynamics and the process of sediment transport and deposition. The aim of the study was to simulate and evaluate the hydrosedimentological dynamic of nested watersheds with river damming. The study area was the Rio Preto watershed (965.5 km²), located in Santa Catarina State, Brazil. Twenty samples of suspended sediment were collected two meters upstream of the dam at four water depths. Flow were estimated four each depth according to reservoir discharge operation. To collect the water-sediment mixture from the reservoir discharge a new sediment sampler were developed. Avencal station streamflow data monitored for ANA/COPEL were used for the Rio Preto watershed. The simulation of hydrosedimentological process was performed with the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) model. Monitoring results identified different profiles of suspended sediment concentration along the water column due to the dam operation, and the occurrence of current background turbidity in the reservoir of this dam. Statistical analysis indicated that the suspended sediment did not respond linearly to rainfall events and flow behavior in the Rio Preto watershed. The suspended sediments of Caunal dam have a two-day delay relative to the start of hydrosedimentological process resulting in his contribution basin. This delay may be due to the hydrodynamic characteristics of the reservoir and the type of dam operation. Although the SWAT model presented limitations in the simulation of large volume reservoirs, the model performance was within acceptable limits for watershed. NSE values for monthly validation of flow and sediment in the Rio Preto watershed were 0.70 and 0.86, respectively. Spatialize the runoff and sediment yield, there was the creation of three sub-basins of clusters with different hydrosedimentological behavior depending on the topography and land use and land cover. In further research it is needed to measure the sediment transport downstream of the reservoir in order to analyze the sediment deposition due to the dam. It is also recommended to improve

SWAT simulations for outflow and sediment in larger reservoirs in order to use the model as tool for proper management of dams.

Keywords: SWAT model. Sediment. Reservoirs.

LISTA DE FIGURAS

Figura 01. Correntes de Turbidez.....	43
Figura 02. Desenvolvimento histórico do modelo <i>SWAT</i>	47
Figura 03. Fluxograma do processo hidrológico nas HRUs/Sub-bacias	48
Figura 04. Mapa de localização da área de estudo	58
Figura 05. Mapa bacias experimentais e estações	59
Figura 06. Mapa de formações geológicas	62
Figura 07. Diagrama de caixa dos dados de chuva da estação climatológica Rio Negrinho	64
Figura 08. Dias de chuva da estação climatológica Rio Negrinho	64
Figura 09. Total mensal de chuva da estação climatológica Rio Negrinho.....	65
Figura 10. Mapa de Geomorfologia	67
Figura 11. Mapa de Hidrografia	70
Figura 12. Barragem Salto Grande.....	71
Figura 13. Barragem Salto Grande.....	71
Figura 14. Barragem Caunal	71
Figura 15. Barragem Caunal	72
Figura 16. Barragem Caunal	72
Figura 17. Desenho técnico em planta da Represa Caunal.....	73
Figura 18. Desenho técnico Perfil A da Represa Caunal	73
Figura 19. Desenho técnico perfil B da Represa caunal.....	74
Figura 20. Diagrama Esquemático Amostrador ZN-2014.....	77
Figura 21. Amostragem de CSS	82
Figura 22. Equipamentos laboratoriais p/ análise CSS	83
Figura 23. Coleta de amostra de uso e cobertura da terra.....	88
Figura 24. Amostragem de Solos	90
Figura 25. Campanhas de amostragem no hidrograma e hietograma da estação fluviométrica Avencal.....	94
Figura 26. Box Plots da CSS, Vazão da amostragem de CSS e	

Vazão Média Diária	97
Figura 27. Função Autocorrelação Amostral da vazão em 2014	100
Figura 28. Função Autocorrelação Parcial Amostral da vazão em 2014.....	101
Figura 29. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	104
Figura 30. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	105
Figura 31. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	105
Figura 32. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	106
Figura 33. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	107
Figura 34. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	107
Figura 35. Gráfico de distribuição normal dos resíduos do modelo	110
Figura 36. Gráfico de distribuição normal dos resíduos do modelo	111
Figura 37. Campanhas de amostragem de CSS, medidas pontuais.....	119
Figura 38. Descarga Sólida da Represa Caunal	119
Figura 39. Superfície 2D dos dados de CSS interpolados.....	121
Figura 40. Campanhas de amostragem no hidrograma e hietograma da represa Caunal	122
Figura 41. Evento amostrado na represa Caunal.....	123
Figura 42. Evento de máxima histórica.....	125
Figura 43. Função Autocorrelação Amostral da vazão em 2014	128
Figura 44. Função Autocorrelação Parcial Amostral da vazão em 2014.....	129
Figura 45. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	130
Figura 46. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	130
Figura 47. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	130
Figura 48. Gráfico de probabilidade de distribuição normal.....	132
Figura 49. Gráfico de probabilidade de distribuição normal dos resíduos do modelo	134
Figura 50. MDEHC.....	139
Figura 51. Mapa de uso e cobertura da terra.....	140
Figura 52. Mapa de unidades pedológicas-texturais (Solos).....	141

Figura 53. Interpolação topobatimétrica do Reservatório da represa Caunal	147
Figura 54. Interpolação topobatimétrica do Reservatório da represa Salto Grande.....	148
Figura 55. Hidrograma da modelagem inicial da vazão mensal da BH Rio Preto	152
Figura 56. Avaliação mensal da modelagem inicial de sedimentos da BH Rio Preto	152
Figura 57. Hidrograma da modelagem inicial da vazão mensal da Represa Caunal.....	153
Figura 58. Avaliação mensal da modelagem inicial de sedimentos da Represa Caunal.....	153
Figura 59. Balanço Hídrico Simulado	154
Figura 60. Balanço Hídrico Simulado e Calibrado	159
Figura 61. Hidrograma da modelagem da vazão mensal com balanço hídrico calibrado BH Rio Preto	160
Figura 62. Hidrograma da modelagem da vazão mensal com balanço hídrico calibrado Represa Caunal.....	161
Figura 63. Avaliação mensal da modelagem mensal de sedimentos com balanço hídrico calibrado BH Rio Preto.....	161
Figura 64. Avaliação da modelagem mensal de sedimentos com balanço hídrico calibrado represa Caunal	162
Figura 65. Avaliação da modelagem mensal de sedimentos com balanço hídrico e MUSLE calibrados BH Rio Preto.....	164
Figura 66. Validação da vazão mensal da BH Rio Preto.....	166
Figura 67. Validação da produção mensal de sedimentos da BH Rio Preto.....	167
Figura 68. Validação da vazão mensal de sedimentos da Represa Caunal	167
Figura 69. Validação da produção mensal de sedimentos da Represa Caunal	168
Figura 70. Modelagem do escoamento superficial anual (2014).....	170
Figura 71. Modelagem da produção de sedimentos anual (2014).....	171

Figura 72. Escoamento superficial anual vs. Produção de sedimentos anual (2014)	173
Figura 73. Análise de agrupamento em árvore	174
Figura 74. Gráfico Box-plot do Esco. Superficial dos três agrupamentos	175
Figura 75. Gráfico Box-plot da Prod. de Sedimentos dos três agrupamentos	175
Figura 76. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias.....	178
Figura 77. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre os tipos de solos da bacia.....	179
Figura 78. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre o uso e cobertura da terra da bacia.....	180
Figura 79. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre o MDEHC da bacia.....	181
Figura 80. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre a geomorfologia da bacia.....	182

LISTA DE QUADROS

Quadro 01. Operação matemática de transformação associada aos valores de Lambda	85
Quadro 02. Desempenho de modelagem recomendada para o passo de tempo mensal	92
Quadro 03. Amostragens nos eventos do hidrograma estação fluviométrica Avencal	95
Tabela 04. Estatísticas Descritivas	96
Quadro 05. Correlações Não-Paramétricas	99
Quadro 06. Correlações Não-Paramétricas	103
Quadro 07. Teste de Shapiro-Wilk.....	105
Quadro 08. Valores de Lambda p/ as variáveis sem normalidade.....	106
Quadro 09. Teste de Shapiro-Wilk.....	107
Quadro 10. Correlação Paramétrica	109
Quadro 11. Modelo de Regressão Linear Simples	110
Quadro 12. Modelo de Regressão Linear Simples	111
Quadro 13. Síntese dos dados amostrais	114
Quadro 14. Proporção de ocorrência de cada operação da barragem.....	118
Quadro 15. Proporção da diferença média em relação ao perfil com maior CSS por faixa de vazão.....	120
Quadro 16. Amostragens nos eventos do hidrograma da represa Caunal	123
Quadro 17. Estatísticas Descritivas	124
Quadro 18. Correlações Não-Paramétricas	127
Quadro 19. Teste de Shapiro-Wilk.....	131
Quadro 20. Valores de Lambda p/ as variáveis sem normalidade.....	131
Quadro 21. Teste de Shapiro-Wilk.....	132
Quadro 22. Correlação Paramétrica	133
Quadro 23. Modelo de Regressão Linear Multivariado	134

Quadro 24. Estatísticas do Modelo de Regressão Linear Multivariado	134
Quadro 25. Tamanho das amostras por classe temática	137
Quadro 26. Matriz de Contingência das Amostras	137
Quadro 27. Proporção de área das classes de uso e cobertura da terra da BH Rio Preto	138
Quadro 28. Proporção de área das unidades pedológicas-texturais da BH Rio Preto	138
Quadro 29. Dados Mensais de Entrada para o gerador climático do <i>SWAT</i>	142
Quadro 30. Dados de Solos requeridos pelo <i>SWAT</i>	144
Quadro 31. Volume e áreas de superfície dos dois reservatórios.....	148
Quadro 32. Valores de Entrada para os Reservatórios.....	149
Quadro 33. Critérios e resultados para geração de Sub-bacias e HRUs	150
Quadro 34. Avaliação da Modelagem Inicial	151
Quadro 35. Parâmetros mais sensíveis do <i>SWAT</i> para balanço hídrico em 64 modelagens.....	156
Quadro 36. Parâmetros mais sensíveis do <i>SWAT</i> para balanço hídrico da BH Rio Preto	156
Quadro 37. Calibração do Balanço Hídrico	158
Quadro 38. Avaliação da Modelagem da vazão com balanço hídrico calibrado	160
Quadro 39. Parâmetros mais sensíveis do <i>SWAT</i> para sedimentos em 64 modelagens.....	163
Quadro 40. Calibração de Sedimentos	163
Quadro 41. Avaliação da Modelagem de sedimentos com balanço hídrico e MUSLE calibrados	164
Quadro 42. Validação da Modelagem.....	166
Quadro 43. Número de sub-bacias e características por grupo hidrossedimentológico.....	173
Quadro 44. Teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis.....	174

LISTA DE SIGLAS, SIMBOLOS E ABREVIACÕES

α : Significância;

λ : Lambda;

ACF: Função auto-correlação;

AGRL: Agricultura;

AGRR: Solo Exposto;

ALPHA_BF: Constante de recessão do escoamento de base;

ANA: Agência Nacional de Águas;

BLAI: Índice de máxima área foliar;

CANMX: Armazenamento máximo de água na copa das árvores;

CAV: Centro de Ciências Agroveterinárias;

CGH: Central de Geração Hidráulica;

CH_K2: Condutividade hidráulica saturada no canal;

CH_N2: Coeficiente de Manning do canal;

CHa_Tar: Cambissolo háplico textura argilosa;

CHa_TMe: Cambissolo háplico textura média;

CHu_Tar: Cambissolo húmico textura argilosa;

CHu_TMar: Cambissolo húmico textura muito argilosa;

CIRAM: Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina;

CN2: Coeficiente de escoamento superficial para condição de umidade média do solo;

COPEL: Companhia Paranaense de Energia;

CSS: Concentração de Sedimentos em Suspensão;

CVG: Companhia Volta Grande de Papel;

DEWPT: Média mensal da umidade relativa diária;

DH48: Amostrador de sedimentos em suspensão por integração na vertical;

DSF: Descarga Sólida de Fundo;

DSG: Departamento Superior de Guerra;

DSS: Descarga Sólida em Suspensão;

ENS: Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental;

EPAGRI: Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina;

EPCO: Fator de transpiração das plantas;

ESCO: Fator de transpiração do solo;
EVRSV: Coeficiente de evaporação do reservatório;
FRST: Floresta Ombrófila Mista;
GPS: Posicionamento Global por Satélite;
GW_DELAY: Tempo de atraso na recarga do aquífero profundo;
GW_QMN: Limiar de profundidade entre o escoamento de base e o escoamento subterrâneo;
GW_REVAP: Coeficiente de ascensão da água do aquífero raso para zona não saturada do solo;
HYDGRP: Grupo hidrológico do solo;I
IBGE: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística;
IFL0D1R: Mês de início da estação sem enchentes;
IFL0D2R: Mês de término da estação sem enchentes;
INMET: Instituto Nacional de Meteorologia;
IRRESCO: Método de descarga do reservatório;
IYRES: Ano do início de operação do reservatório;
Lag: Atraso
LAT_SED: Concentração de sedimentos no escoamento lateral e subterrâneo;
LAYER: Camada;
LB_TMar: Latossolo Bruno Textura Muito Argilosa;
LIMA: Laboratório Integrado de Meio Ambiente;
MDE: Modelo Digital de Elevação;
MDEHC: Modelo Digital de Elevação Hidrograficamente Condicionado;
MDT: Modelo Digital de Terreno;
MORES: Mês do início de operação do reservatório;
NDTARGR: Número de dias para atingir o volume controlado do reservatório;
Nel_TMe: Neossolo lítico textura média;
NiH: Nitossolo háplico;
OFLOWMN_FPS: Descarga mínima do reservatório para uma fração do volume principal do vertedor principal;
OLI: Sensor *Operational Land Imager*
OV_N: Coeficiente de Manning para escoamento superficial;
p: Valor crítico da distribuição;
P61: Amostrador pontual de sedimentos em suspensão;

PACF: Função Auto Correlação Parcial;
PAST: Pastagem;
PCH: Pequena Central Hidroelétrica;
PCPD: Média de dias com precipitação no mês;
PCPMM: Média da precipitação total mensal;
PCPSKW: coeficiente de assimetria da precipitação diária no mês;
PCPSTD: Desvio padrão da precipitação diária no mês;
PDI: Processamento Digital de Imagens;
PINE: Reflorestamento;
PR_W1: Probabilidade de um dia de chuva seguinte a um dia seco no mês;
PR_W2: Probabilidade de um dia de chuva seguinte a um dia de chuva no mês;
PVC: Policloreto de polivinila;
r: Correlação paramétrica de Pearson;
RAINHHMX: Máxima precipitação de 30 minutos no mês;
RCHRG_DP: Fração de percolação para o aquífero profundo;
RES_D50: Mediana do tamanho das partículas no reservatório;
RES_ESA: Área da superfície para o vertedor emergencial do reservatório;
RES_EVOL: Volume para o vertedor emergencial do reservatório;
RES_K: Condutividade hidráulica saturada da base do reservatório;
RES_NSED: Concentração de sedimentos de equilíbrio no reservatório;
RES_PSA: Área da superfície para o vertedor principal do reservatório;
RES_PVOL: Volume do vertedor principal do reservatório;
RES_RR: Média da liberação do reservatório;
RES_SED: Concentração inicial de sedimentos em suspensão no reservatório;
RES_VOL: Volume inicial do reservatório;
REVAPMN: Profundidade mínima para ascensão de água do aquífero raso para zona não saturada do solo ocorrer;
SIG: Sistemas de Informações Geográficas;
SLSOIL: Comprimento da declividade para o escoamento lateral;
SLOPE: Declividade;
SLSUBBSN: Comprimento da rampa de declividade;
SOL_ALB: Albedo do solo;
SOL_AWC: Capacidade de água disponível no solo para as plantas;
SOL_BD: Densidade aparente do solo;
SOL_CBN: Teor de carbono do solo;
SOL_CLAY: Teor de argila do solo;
SOL_K: Condutividade hidráulica saturada do solo;
SOL_SAND: Teor de areia do Solo;
SOL_SILT: Teor de silte do Solo;

SOL_Z: Profundidade da superfície do solo até a base da camada;
SOL_ZMX: Máxima profundidade das raízes no perfil do solo;
SOLARAV: Média mensal da radiação solar diária;
SR: Sensoriamento Remoto;
STARG_FPS: Volume para uma fração do vertedor principal;
SURLAG: Coeficiente de atraso do escoamento superficial;
SWAT: Modelo *Soil and Water Assessment tool*;
TMPMX: Média mensal da temperatura máxima diária;
TMPMN: Média mensal da temperatura mínima diária;
TMPSTDMN: Desvio Padrão mensal da temperatura mínima diária;
TMPSTDMN: Desvio Padrão mensal da temperatura máxima diária;
UDESC: Universidade do Estado de Santa Catarina;
UFSC: Universidade Federal de Santa Catarina;
UFSM: Universidade Federal de Santa Maria;
USGS: Serviço Geológico dos Estados Unidos;
USLE_C: Fator de cobertura do solo da equação universal de perdas de solo;
USLE_K: Fator de erodibilidade do solo da equação universal de perdas de solo;
USLE_P: Fator de práticas conservacionistas do solo da equação universal de perdas de solo;
WATR: Corpos D'Água;
WINTSR: Software para cálculo do transporte de sedimentos em rios;
WNDAY: Média diária da velocidade do vento no mês;

SUMÁRIO

1.INTRODUÇÃO	31
2.OBJETIVOS	33
2.1 OBJETIVO GERAL	33
2.2 OBJETIVOS ESPECIFICOS	33
3.REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	34
3.1 ESCALAS HIDROLÓGICAS E A PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS	34
3.2 CICLO HIDROSEDIMENTOLÓGICO E REPRESAMENTO HÍDRICO	37
3.3 MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA	45
3.3.1 Modelo <i>SOIL AND WATER ASSESSMENT</i> <i>TOOL - SWAT</i>	46
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	56
4.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	56
4.2 MATERIAIS	75
4.3 MÉTODOS E TÉCNICAS	78
4.3.1 Monitoramento da Precipitação	78
4.3.2 Estimativa da Vazão	79
4.3.3 Monitoramento de Sedimentos Suspensos	81
4.3.4 Análise dos dados hidrossedimentométricos.....	84
4.3.5 SWAT- Dados de Entrada	86
4.3.6 SWAT - Aquecimento, Calibração e Validação	92
5. RESULTADOS E DISCUSSÃO	93
5.1 DADOS DE SEDIMENTOS DA BACIA DO RIO PRETO (DADOS SECUNDÁRIOS)	93
5.2 DADOS DE SEDIMENTOS SUB-BACIA REPRESA CAUNAL (DADOS PRIMÁRIOS).....	112
5.3 SWAT – DADOS DE ENTRADA	136
5.3.1 Dados Espaciais.....	136
5.3.2 Dados Tabulares	142
5.4 SWAT - MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA. 149	
5.4.1 SWAT - Calibração e Validação.....	150

5.4.2 <i>SWAT</i> - Simulação nas sub-bacias.....	169
6. CONCLUSÕES	183
7. RECOMENDAÇÕES	186
REFERÊNCIAS.....	188

1. INTRODUÇÃO

A água é o motor do ciclo hidrossedimentológico, participando dos processos de intemperismo e erosão do substrato rochoso e pedológico, assim como transportando e depositando os sedimentos por meio do escoamento superficial e principalmente pelo escoamento fluvial. Por intermédio dos rios, os sedimentos percorrem grandes distâncias, oscilando entre transporte e deposição de acordo com a oscilação da energia do escoamento fluvial e regime sazonal dos diferentes rios, finalizando sua trajetória com a deposição em uma bacia sedimentar continental ou marítima.

Desta forma, uma bacia hidrográfica, além de seu papel hidrológico de concentrar as águas precipitadas sobre uma área geograficamente delimitada, direcionando o escoamento hídrico para um canal principal de uma rede de canais, também adquire importância sedimentológica, pois o material da erosão hídrica é colocado em movimento pelo escoamento hídrico, podendo ser direcionado para fora da bacia pelos canais fluviais. De acordo com a escala de bacia hidrográfica, as relações entre escoamento hídrico e produção de sedimentos são diferentes. Em uma bacia na escala de vertente (bacia de ordem zero), as diferentes formas de escoamento e, conseqüentemente, a dinâmica dos sedimentos estarão diretamente ligados a rede de drenagem. Enquanto em uma bacia de escala hierarquicamente superior, o aumento da variabilidade da precipitação e heterogeneidades da estrutura física resultará em uma não linearidade dos processos hidrológicos, e conseqüentemente, dos processos sedimentológicos também, o que torna mais complexa a transferência de informação entre diferentes ordens fluviais de bacias hidrográficas.

Complexificando ainda mais a derivação da informação entre distintas escalas, surgem as barragens fluviais, que alteram a estrutura hidráulica do escoamento fluvial e conseqüentemente o equacionamento do transporte de sedimentos. Represas atuam como uma armadilha para sedimentos, pois a reduzida velocidade de escoamento no lago, formado pela barragem, propicia que além das partículas maiores, como seixos e areia, também sejam depositadas partículas de tamanho menor, como

silte e argila. Com a deposição excessiva o reservatório acaba por ter sua vida útil reduzida, seja pela diminuição de seu volume útil ou pelo assoreamento das tomadas d'água, além do empobrecimento do aporte sedimentar efluente da represa causar impactos geomorfológicos a jusante.

O monitoramento dos efeitos hidrológicos a jusante dos reservatórios, além da demanda de um período de tempo considerável, não é facilmente transferível para outra condição de bacias hidrográficas. Uma abordagem alternativa é simular esses impactos, utilizando modelos computacionais em escala de bacia hidrográfica (MISHRA *et al.*, 2007; KIM; PARAJULI, 2014).

O modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) (ARNOLD *et al.*, 1998) tem sido utilizado em vários lugares do Brasil e do mundo para simulações hidrológicas, sedimentológicas e de qualidade da água (GASSMAN *et al.* 2007). No entanto, na maioria das simulações em bacias hidrográficas com reservatórios, as barragens tem sido consideradas como uma variável complementar. Um estudo mais avançado na avaliação da influência de reservatórios na simulação da vazão no SWAT foi feito por Kim e Parajuli (2014), que avaliaram a influência dos métodos de descarga líquida da componente reservatórios do modelo SWAT, na calibração e validação do mesmo para uma bacia hidrográfica. Até o momento não foram localizados estudos que abordem avaliação dos parâmetros da descarga de sedimentos de reservatórios, na calibração e validação do modelo SWAT.

No Brasil diversos autores analisaram os efeitos no escoamento e no volume de sedimentos depositados devido à construção de médias e grandes barragens (GARCIA, 2008; SILVA *et al.*, 2011; LEMOS *et al.*, 2014), entretanto ainda existe pouca informação sobre a influência de pequenas barragens na vazão e na dinâmica de sedimentos a jusante do barramento.

A área de estudo escolhida para realização desta pesquisa é a bacia hidrográfica do Rio Preto, localizada no planalto Norte Catarinense, que possui dois barramentos hídricos representativos no rio principal desta bacia, a represa Caunal e represa Salto Grande. Os recursos hídricos desta bacia são utilizados para as mais diversas finalidades, como

geração de energia e insumo industrial pela Companhia Volta Grande de Papel (CVG), abastecimento urbano pelo Serviço Autônomo de Água e Esgoto de Rio Negrinho (SAMAE) e recreação pela população local. No entanto só foi encontrado um estudo que voltou-se a avaliar a dinâmica hidrossedimentológica desta bacia, representado pela dissertação de mestrado de Lino (2009), o qual utilizando o modelo SWAT calibrou a vazão para o passo de tempo diário, carecendo de validação para vazão e calibração com posterior validação para sedimentos.

Desta forma a motivação para a presente pesquisa foi analisar a dinâmica hidrossedimentológica da represa Caunal e da bacia hidrográfica do qual essa faz parte, por meio da medição da descarga de sedimentos suspensos nesta represa e da modelagem da produção de sedimentos na bacia hidrográfica do Rio Preto. Para esta modelagem foi utilizado maior detalhamento das fontes de informação para o modelo hidrossedimentológico SWAT, em relação ao estudo de Lino (2009), visando realizar simulações de vazão e sedimentos calibrados e validados estatisticamente, possibilitando que este modelo seja utilizado para a gestão dos recursos hídricos desta bacia.

2. OBJETIVOS

2.1 OBJETIVO GERAL

Avaliar e modelar a dinâmica hidrossedimentológica de bacias embutidas com represamento hídrico na bacia hidrográfica do Rio Preto, localizada no planalto Norte Catarinense.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- a) Adaptar e avaliar uma metodologia de medição da descarga de sedimentos para represa Caunal;
- b) Caracterizar a descarga sólida da represa Caunal e da bacia hidrográfica do Rio Preto-SC;
- c) Avaliar o modelo SWAT na simulação da descarga hídrica e sedimentológica da represa Caunal;

- d) Calibrar e validar as simulações do modelo SWAT para produção de sedimentos na bacia hidrográfica do Rio Preto.

3 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

3.1 ESCALAS HIDROLÓGICAS E A PRODUÇÃO DE SEDIMENTOS

Os processos hidrológicos se apresentam de forma diferenciada em diferentes amplitudes de escalas espaciais e temporais. Isto ocorre devido ao aumento da variabilidade e heterogeneidade dos fatores determinísticos e estocásticos que atuam sobre a dinâmica hidrológica com o aumento da escala espacial (encostas, micro-bacias, meso-bacias e macro-bacias hidrográficas) e temporal (minutos, horas, dias, anos, séculos) (KLEMES, 1983; BLOSCHL; SIVAPALAN, 1995).

As heterogeneidades constituem mudanças na estrutura física da escala espacial, como mudanças nos tipos de solos e unidades geomorfológicas, e as variabilidades constituem variações nos fluxos, tanto na escala espacial quanto temporal, como por exemplo, a distribuição das chuvas no tempo e espaço (BLOSCHL; SIVAPALAN, 1995).

Dependendo da variável hidrológica em análise as escalas temporais e espaciais podem ter distintas relações entre si. Pequenas escalas espaciais tendem a estar associadas com pequenas escalas temporais, e o mesmo para grandes escalas, devido a relação entre espaço e tempo, por exemplo, em um hidrograma com escala de tempo determinado é possível estimar o tamanho da bacia. No entanto, também é possível que processos de pequenas escalas espaciais demandem escalas de tempo maiores, como por exemplo, a condutividade hidráulica saturada pontual (1m) que pode estar relacionada com uma escala de tempo diária. Desta forma é necessário caracterizar de forma precisa as escalas do processo, de observação e de modelagem das variáveis de interesse (BLOSCHL; SIVAPALAN, 1995).

A escala do processo é a escala em que os fenômenos naturais acontecem. As escalas temporais podem ser classificadas em tempo de

vida (duração do processo), período (ciclos ou periodicidade do processo) e comprimento de correlação (para processos estocásticos que exibem muitos tipos de correlações). De forma semelhante, as escalas no domínio do espaço podem ser definidas entre extensão espacial (abrangência do fenômeno no espaço), período (duração do processo na extensão espacial) e comprimento de correlação (BLOSCHL; SIVAPALAN, 1995).

Já a escala de observação, remete ao período de amostragens dentro da escala do processo em investigação. A escala de observação pode ser definida em extensão espacial e/ou temporal do levantamento do conjunto de dados, resolução ou intervalo entre as amostragens e integração do volume de amostragens, a qual é função do instrumento a ser utilizados no levantamento de dados do processo em análise (BLOSCHL; SIVAPALAN, 1995).

Por fim surge a escala de modelagem, a qual se refere à escala espacial ou temporal em que se pretende representar a escala do processo, com base na escala de observação. Como muitas vezes a escala de observação não compreende todo o recorte espacial e/ou temporal de interesse é necessário realizar uma transferência de informação através de escalas, denominado de *scaling*. O *scaling* pode ser feito através de *upscaling*, quando a informação é transferida de uma escala qualquer para uma escala superior na mesma bacia hidrográfica, *downscaling*, quando a informação é transferida de uma escala qualquer para uma escala inferior na mesma bacia hidrográfica e através de *regionalização*, a qual consiste na transferência de informação entre diferentes bacias hidrográficas de características semelhantes (BLOSCHL; SIVAPALAN, 1995).

Segundo Gentine *et al.* (2012) um dos maiores problemas enfrentados na modelagem de processos hidrológicos de superfície é a discrepância entre a escala do processo, a escala de observação com a resolução temporal dos modelos numéricos. Segundo o mesmo autor, no que toca a modelagem de processos de curtos períodos de tempo, houve um avanço significativo nos últimos anos, devido ao avanço do processamento computacional de dados. No entanto, modelos calibrados para curtos períodos de tempo apresentam erros consideráveis quando

utilizados para simulações de longos períodos temporais. Isto também se aplica ao domínio do espaço, onde modelos calibrados para a escala local, não são capazes de representar a organização espacial das variáveis em escala hierarquicamente superior.

Para representar com precisão as leis hidrológicas de superfície Gentine *et al.* (2012) propõem a definição de escalas críticas, que seriam as escalas onde os processos são bem definidos, representando a média das heterogeneidades de superfície, onde os valores de suas equações podem ser usados como valores de referencia para equações no processo de *upscaling* e *downscaling*. Porém em muitos casos não é possível identificar as escalas críticas, sendo necessário definir escalas invariantes ou faixas de intervalo inertes dentro da amplitude de escalas, onde as variáveis possuem uma relação linear com o aumento ou redução de escala.

Estudos como os de Church e Slaymaker, (1989); Gögüs e Yener, (1997); Lane *et al.*, (1997); Krishnaswamy *et al.*, (2001); Schiefer *et al.*, (2001); Dedkov, (2004); García Ruiz *et al.*, (2004); Araújo e Knight, (2005); Vente e Poesen, (2005); Haregeweyn *et al.*, (2005) Jiongxin e Yunxia, (2005); Vente *et al.*, (2006); Restrepo *et al.*, (2006) tem mostrado uma relação linear positiva entre a produção específica de sedimentos e área da bacia hidrográfica.

No entanto, alguns estudos têm mostrado que existe uma redução na produção específica de sedimentos com o aumento da área da bacia (DENDY; BOLTON, 1976; MILLIMAN; MEADE, 1983; MILLIMAN; SYVITSKI, 1992; SUMMERFIELD; HULTON, 1994; EINSELE; HINDERER, 1997; RADOANE; RADOANE, 2005; RENWICK *et al.*, 2005), indicando uma correlação negativa entre produção de sedimentos e a área da bacia, devido, entre outros fatores, a formação de planícies em grandes bacias, constituindo uma grande área para deposição do material erodido.

Vale ressaltar, que nem sempre as relações entre produção específica de sedimentos e área de bacia possuem uma relação linear positiva ou negativa, autores como Lane *et al.*, (1997); Osterkamp e Toy, (1997); Vente e Poesen, (2005); Jiongxin e Yunxia, (2005); Fang *et al.*, (2006);

Slaymaker, (2006) obtiveram uma relação complexa nos seus experimentos em diferentes escalas de bacias.

A relação linear negativa pode ser explicada pela maior interferência antrópica na bacia, propiciando o predomínio da erosão de encosta sobre a erosão de canal, onde em pequenas bacias as encostas estarão mais diretamente ligadas a rede de drenagem, favorecendo o transporte de sedimentos, e em bacias maiores, as diferentes variações na declividade da encosta favorecerão a deposição, conformando planícies na própria bacia, fazendo com que o sedimento não atinja a rede de drenagem. Já a relação linear positiva, pode ser explicada pela menor interferência antrópica, com maior cobertura vegetal da bacia, mantendo o predomínio da erosão de canal sobre a erosão de encosta. No que toca as relações complexas, deve-se levar em conta fatores devidos a variabilidade espacial das bacias, como especificidades da erosividade e erodibilidade, relevo da bacia e o tipo de erosão predominante (VENTE *et. al.* 2007).

3.2 CICLO HIDROSEDIMENTOLÓGICO E REPRESAMENTO HÍDRICO

A água, dentro de seu ciclo contínuo, acaba por impulsionar um novo ciclo devido à transformação da energia das precipitações e escoamento superficial em trabalho (SEMMELMANN; BORDAS, 2001). Este trabalho reflete a erosão hídrica, definido como o processo de dissecação da superfície terrestre em função da atividade hídrica do qual o terreno é passivo. (SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA - SSSA, 2008).

A erosão hídrica pode ser dividida em erosão natural e erosão acelerada. A erosão natural é um processo natural de transformação da paisagem decorrente da geodinâmica do Planeta Terra, enquanto que a erosão acelerada é fruto das intervenções humanas sobre o espaço, onde se destaca as atividades agrícolas, construções de estradas e loteamentos (SIMÕES; COIADO, 2003), sendo que a influência antrópica sobre a geomorfogênese do espaço força a transição temporal dos processos erosivos, da escala geológica para o tempo cronológico do homem, onde

segundo Murk *et al.* (1996) as perdas de solos produtivos estão em torno de 7% por década.

A alteração do uso e cobertura da terra é o principal fator antrópico na composição da erosão acelerada, pois, quando da remoção da cobertura vegetal, o solo fica exposto à ação corrosiva da precipitação, fazendo com que as gotas da chuva atinjam o solo com mais força, desagregando as partículas da porção superior do solo. Quando da superação da capacidade de infiltração do material pedológico, a água escoará superficialmente, carregando consigo as partículas sem coesão, caracterizando a erosão laminar ou lavagem do solo. Ao encontrar feições no relevo que propiciem a concentração do fluxo do escoamento, e conseqüentemente, o aumento da energia cinética e potencial do escoamento, a abrasão hídrica sobre a superfície do relevo será intensificada, formando a erosão em sulcos sobre o terreno. Se depois de formados os sulcos a precipitação propiciar um escoamento superficial prolongado, a erosão hídrica será intensificada, gerando um maior entalhamento no material pedológico, formando as ravinas. (SIMÕES; COIADO, 2003) Vale salientar que se ao processo de erosão superficial estiver associado à erosão subsuperficial, ou seja, a formação de dutos de escoamento subterrâneo que venham a propiciar o solapamento do terreno, a erosão atingirá seu nível mais crítico com a formação de voçorocas, também denominadas de boçorocas (PICHLER, 1953).

Assim a água torna-se o principal agente geomorfológico, pois atua no sentido de alteração e desagregação dos minerais do substrato rochoso e pedológico. A alteração, ou intemperismo químico, consiste na modificação químico-estrutural dos minerais que formam determinada rocha, este processo ocorre através da dissolução, hidratação, hidrólise, carbonatação, oxidação ou redução. (BIGARELLA *et al.* 2009) Já a desagregação consiste no trabalho mecânico da água sobre o manto de intemperismo, ou regolito, sendo este material removido, transportado e depositado por este agente geomórfico.

Em relação ao transporte de sedimentos merece destaque o escoamento fluvial. Os rios são os principais agentes no transporte de matéria dos continentes para os oceanos, seja em termos de descarga

líquida (água), como em descarga sólida (água e sedimentos). O escoamento fluvial é o motor processo de erosão-transporte-deposição de sedimentos no canal, sendo que a água corrente se movimenta de acordo com as características hidráulicas dos fluidos (HUDSON-HESWARDS, 2007; CARVALHO, 2008). Os dois principais movimentos da corrente hídrica são o escoamento laminar (N° Reynolds < 500), no qual as camadas de água corrente se deslocam de forma paralela entre si sem haver mistura ou cruzamento entre as camadas de água de cada corrente, e o escoamento turbulento (N° Reynolds > 2000), que consiste em um movimento complexo das camadas de água corrente, havendo a mistura e cruzamento destas, formando espirais e turbilhões (MORRIS; FAN, 1997). Ambos os fluxos citados anteriormente dependem da velocidade, geometria do canal e viscosidade, sendo que na natureza, principalmente devido à baixa viscosidade da água, os fluxos são predominantemente turbulentos, sobretudo no escoamento fluvial, enquanto que o fluxo laminar, ocorre geralmente no escoamento superficial em encostas de vertentes planas, onde a profundidade e velocidade da água são menores (MORRIS; FAN, 1997). Vale salientar que existe um intervalo de transição entre estes dois escoamentos que corresponde ao número de Reynolds entre 500 e 2000.

Em relação ao transporte de sedimentos, o escoamento laminar somente é capaz de mover partículas do tamanho de grão de argila, enquanto que o escoamento turbulento, dependendo da velocidade, pode mover materiais de tamanho de grão oscilando entre argila a seixos e blocos, ocorrendo o fenômeno do transporte seletivo das partículas de sedimento, em função da sua granulometria, forma e densidade (JORGE; UEHARA, 1998; VANONI, 1977). O transporte de sedimentos pode ser dividido em três categorias, o **transporte por arraste** que ocorre no leito dos canais, por arraste ou rolamento, devido às forças tangenciais entre a porção inferior da corrente hídrica e o leito do canal, e forças ascensionais devido ao turbilhonamento do escoamento, transportando partículas de maior tamanho e densidade (diâmetro $> 0,0625$ mm), sendo mais sensível as variações de vazão e turbulência do que outras formas de transporte de sedimentos. Quando o

tamanho e densidade das partículas não possuem ordem de grandeza suficiente para se manter no leito fluvial e nem para se manter em suspensão na corrente, ocorre o **transporte por saltação**, onde as partículas se deslocam pela base do canal por pequenos saltos sucessivos. Já quando as partículas são pequenas e de pouca densidade (diâmetro < 0,0625 mm) e a intensidade do escoamento turbulento é maior que a intensidade de deposição, ocorre o **transporte em suspensão**, no qual as partículas se deslocam somente pela corrente hídrica sem contato com o leito fluvial (CARVALHO, 1994; JORGE; UEHARA, 1998; HUDSON-HEDWARDS, 2007).

Estas três formas de transporte de sedimentos constituem a Descarga Total de Sedimentos, podendo ser expressa pela equação 01 (PAIVA, 2003).

$$Q_{st} = Q_{sf} + Q_{ss} + Q_{sb} \quad \text{Equação (01)}$$

Sendo Q_{st} a descarga total de sedimentos (*total load*) (Mg.m^3); Q_{sf} a descarga de sedimentos transportada por arrasto de fundo (*bedload*) (Mg.m^3); Q_{ss} a descarga de sedimentos proveniente do fundo, transportada em suspensão (*suspended load*) (Mg.m^3); e Q_{sb} a descarga de sedimento transportada em suspensão proveniente da bacia hidrográfica (*washload* ou deflúvio) (Mg.m^3).

Segundo Hudson-Hedwards (2007) 90% da descarga de sedimentos ocorre em suspensão, pois a pequena densidade das partículas suspensas propicia que elas sejam transportadas em diferentes velocidades do escoamento fluvial, sendo depositadas somente em velocidades do escoamento bastante reduzidas. Enquanto as partículas maiores, que se movem por arraste no leito ou por saltação, necessitam de vazões mais acentuadas para entrar em movimento, as quais ocorrem com baixa frequência.

No entanto, quando um rio intercepta alguma barreira natural ou antrópica, neste último caso destaca-se as barragens fluviais para diversas finalidades, são ocasionadas alterações hidrológicas e sedimentológicas significativas no comportamento do rio represado, os quais irão variar nos diferentes rios e operações de barragem (BRANDT, 2000).

O lago formado pela barragem altera a dinâmica hidráulica dos rios afluentes através da modificação do perfil de equilíbrio do rio com aumento de seu nível de base, aumento da seção molhada e da redução da velocidade de escoamento favorecendo a deposição dos sólidos transportados pela descarga fluvial (COIADO, 2003; INFANTI JR.; FORNASARI FILHO, 2003). Ferreira (2010) ao analisar o assoreamento de reservatório com base em experimentos no canal hidráulico do Departamento de Engenharia Civil da Universidade de Aveiro, utilizando uma barragem com tomadas d'água e descarregador de fundo para simular um reservatório no canal hidráulico, constatou que a quantidade de sedimentos que transpõem a barragem é insignificante em relação à quantidade de sedimentos depositados no reservatório.

Os sedimentos depositados serão selecionados ao longo do reservatório, os primeiros a serem depositados, a montante do remanso, serão as partículas de maior granulometria (seixos), formando depósitos que se desenvolvem, tanto nas calhas dos rios afluentes, como reservatório adentro, sendo denominados de depósitos de remanso. Posteriormente serão depositados os sedimentos de granulometria intermediária (areias), os quais formaram depósitos em forma de *Delta* na região onde o escoamento adentra o reservatório, podendo ser prejudicial ao volume útil do reservatório, sendo denominados de depósito de *Delta*. Já as partículas menores (silte e argila) progridem em suspensão para jusante dos *Deltas* depositando-se na região mais profunda do reservatório podendo chegar até a barragem e ser levados para jusante do barramento hídrico durante as cheias, sendo denominados depósitos de Fundo, os quais podem afetar a operação de uma represa, caso o assoreamento atinja a altura das comportas (COIADO, 2003; VANONI, 1975; MARQUES FILHO; GERALDO, 1998).

A deposição dos sedimentos no reservatório está condicionada pela circulação das águas do lago artificial, o qual geralmente é multidimensional e não uniforme, havendo circulações periódicas e permanentes. As diferentes densidades da água, em função da temperatura e turbidez, implicarão na estratificação das camadas d'água,

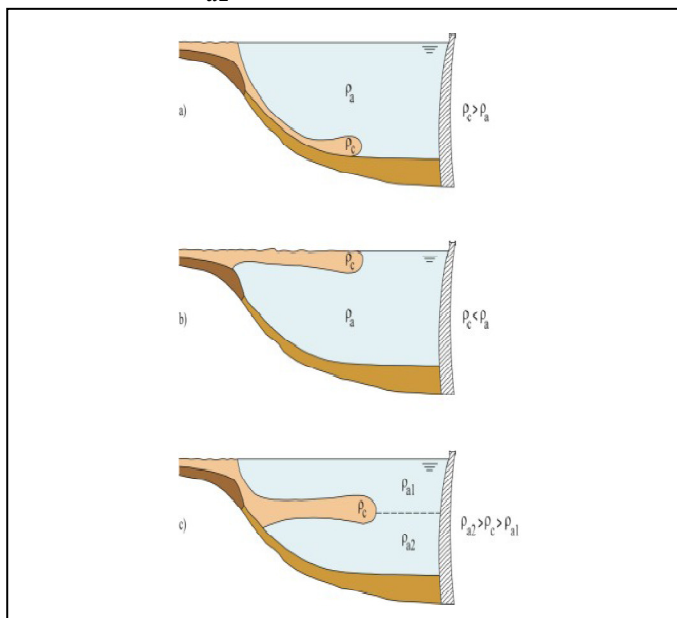
favorecendo a formação de correntes dentro do reservatório (YANG; SIMÕES, 2006).

Uma corrente importante em termos hidrossedimentológicos é a corrente de turbidez, a qual forma-se principalmente durante os períodos chuvosos, onde ocorre maior produção de sedimentos na bacia de contribuição e conseqüentemente maior descarga sólida afluyente. Esta corrente caracteriza-se por um escoamento estratificado, devido à diferença de densidade causada pela alta concentração de sedimentos finos suspensos na descarga afluyente em relação à densidade da água do reservatório. Quando a descarga afluyente rica em sedimentos chega ao reservatório, realizando primeiramente a deposição do material grosseiro transportado pelo leito, ocorre a imersão da descarga sólida em suspensão gerando a estratificação desta camada d'água e favorecendo a formação de uma corrente de turbidez.

Na corrente de turbidez os sedimentos são transportados pela turbulência da água, podendo haver deposição, erosão, ressuspensão de sedimentos do fundo e mistura desta camada com as águas do reservatório ao longo da corrente, dependendo da energia e volume da corrente de turbidez, caracterizando esta corrente como não conservativa, à exceção de quando a erosão iguala a deposição, sendo capaz de espalhar sedimentos finos em toda a extensão do reservatório, podendo atingir a barragem e até transpor o barramento via descarregadores de fundo. Além da descarga sólida afluyente, as correntes de turbidez podem ser geradas por escorregamentos e deslizamentos de massa no contorno do reservatório, lançamento de resíduos de minérios, dragagem e descargas de varrimento e de fundo de barragens (ALVES, 2008; SANTOS CORREIA, 2012).

De acordo com a densidade da corrente de turbidez ela pode ser classificada como de *Fundo*, quando o escoamento afluyente (ρ_c) é mais denso que a água do reservatório (ρ_a), de *Superfície*, quando o escoamento afluyente (ρ_c) é menos denso que a água do reservatório (ρ_a), e de *Intermediária*, quando o escoamento afluyente (ρ_c) é mais denso do que a água de superfície do reservatório (ρ_{a1}) e menos denso do que a água de profundidade do reservatório (ρ_{a2}), a figura 01 ilustra tais correntes de turbidez (ALVES, 2008).

Figura 01. Correntes de Turbidez. ρ_c) Escoamento afluente (Corrente de Turbidez); ρ_a) Água do reservatório; ρ_{a1}) Água da superfície do reservatório; ρ_{a2}) Água do fundo do reservatório.



Fonte: ALVES, 2008.

As descargas líquidas da represa serão reguladas antrópicamente de acordo com a oferta e demanda hídrica do reservatório. Segundo Rondon *et al.* (2013) esta regulação apresenta alterações no regime fluvial de jusante, como redução dos picos das vazões máximas, sendo função do volume do reservatório antes das máximas pluviométricas, redução das vazões médias anuais e aumento das vazões mínimas diárias. Em complementação, Brandt (2000) também aponta para alterações fluviais, que ocorrem nas escalas temporais diária e anual, em função da operação da represa. As alterações diárias ocorreriam devido à maior demanda hídrica para as atividades antrópicas durante o período diurno, quando são realizadas a maioria das atividades laborais, e desta forma aumentando as vazões no período noturno, enquanto que as alterações de escala anual ocorreriam devido ao armazenamento hídrico

durante o período chuvoso, o qual manteria um aporte hídrico de jusante em períodos de seca.

Além das descargas da represa, haverá perdas no reservatório por evaporação da superfície do lago artificial constituído, e dependendo da entanqueidade do reservatório, podem ocorrer intensas percolações pelo substrato rochoso (BRANDT, 2000; MARQUES FILHO; GERALDO, 1998). Já as descargas sólidas, dependerão também da capacidade de retenção do reservatório, a qual é resultado da velocidade de escoamento no reservatório, velocidade de sedimentação dos sólidos e aporte de descarga sólida que o reservatório recebe (COIADO, 2003).

Para avaliar a interferência de reservatórios no transporte de sedimentos, muitos estudos utilizaram como método de análise comparações entre a descarga sólida afluyente e efluente das represas, neste ultimo caso com estação fluviométrica instalada a jusante das barragens, como em Carvalho *et al.* (2004), Ehrenberg *et al.* (2011), Mendes *et al.* (2011). Estimativas sobre a capacidade de retenção de sedimentos também podem ser feitas através das curvas de Brune (1953), Brown (1943), Churchill (1948), equação de Heinemann (1981) etc.

A jusante da represa, devido à regulação da vazão e resultante redução de escoamento, o rio perde potencia de escoamento (*stream power*) e, conseqüentemente, sua capacidade de transporte de sedimentos (BRANDT, 2000), além do aporte de sedimentos de montante ser significativamente reduzido pelo barramento hídrico, chegando a uma capacidade de retenção de 100% em grandes barragens (COIADO, 2003), causando impactos geomorfológicos catastróficos nos ambientes fluviais de jusante e ambientes costeiros, como deltas e linhas de costa, pois com a redução do aporte de sedimentos, o rio aumenta sua capacidade de erosão (HUDSON-HESWARDS, 2007).

Yang *et al.* (2002) demonstrou que apesar do incremento de 10% a 12% na concentração de sedimentos em suspensão no Rio Yangtze na Ásia, entre as décadas de 1950 e 1960, devido ao desmatamento decorrente na bacia hidrográfica deste rio, entre 1960 e 1990 houve uma redução de 34% a 38% no transporte de sedimentos, processo este associado à construção de grandes represas, implicando na redução do

aporte de sedimentos para canais anastomosados de jusante, erosão no delta da foz deste rio, além de romper com o equilíbrio entre as feições orogênicas do Himalaia e bacia de subsidência associada.

3.3 MODELAGEM HIDROSSEDIMENTOLÓGICA

Os processos hidrossedimentológicos são divididos em desagregação, transporte e deposição. Originalmente os modelos hidrossedimentológicos se voltavam mais a ação das gotas da chuva como responsável pela desagregação, no entanto a ação do escoamento superficial vem ganhando mais importância sobre o efeito de desagregação. O efeito de desagregação pelo escoamento superficial pode ser dividido em quatro etapas, erosão laminar, erosão em sulcos, erosão em ravinhas/voçorocas e erosão fluvial (MERRITT, *et. al.* 2003). Segundo Wheater *et al.* (1993) os modelos utilizados para simular estes processos da erosão são divididos em:

Empíricos: Baseados em observações e análises estatísticas dos dados.

Conceituais: Utiliza-se da compreensão do comportamento dinâmico de uma bacia hidrográfica, subdividindo-a em unidades menores e trabalhando com os mecanismos de transferência de escoamento e sedimentos.

Fisicamente Baseados: Baseados nas leis fundamentais da física. Equações mais utilizadas são as de conservação de massa e impulso para escoamento e conservação de massa para sedimentos (BENNETT, 1974).

Na escolha do melhor modelo para representar o fenômeno em análise, deve-se levar em conta critérios espaciais e temporais. Especialmente, os modelos ainda são divididos em concentrados e distribuídos, nos primeiros os processos e parâmetros são considerados homogêneos na bacia ou área de estudo, enquanto os distribuídos consideram a variabilidade espacial das variáveis que atuam sobre o fenômeno em análise. Assim os modelos concentrados representam melhor os processos em vertentes ou parcelas, enquanto os distribuídos representam melhor os fenômenos em áreas maiores como em bacias hidrográficas, sobretudo no processo de transporte de sedimentos, pois

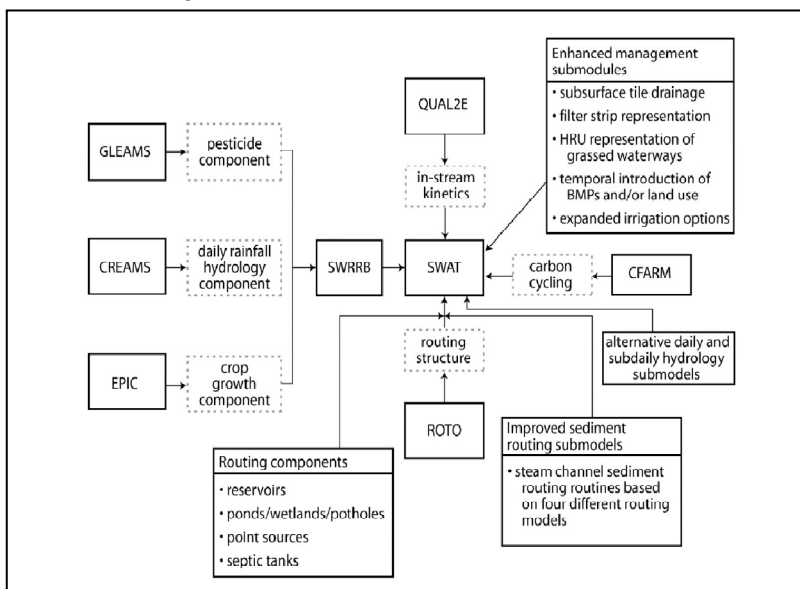
cada partícula erodida percorre de forma diferente cada heterogeneidade da bacia (MERRITT *et al.*, 2003).

Temporalmente, os modelos podem ser baseados em eventos, considerando o processo em uma escala de tempo reduzida, mas aplicável a vertentes e pequenas áreas, e os que consideram uma série temporal mais longa, para analisar tendências e mudanças nos processos. Havendo também os modelos que integram estas duas escalas de tempo (MERRITT, *et al.* 2003).

3.3.1 Modelo *SOIL AND WATER ASSESSMENT TOOL* – *SWAT*

O modelo *Soil and Water Assessment Tool* (SWAT) foi desenvolvido por pesquisadores do Serviço de Pesquisa Agrícola dos Estados Unidos (ARS – USDA) e da Texas A&M University (ARNOLD *et al.* 2012). O modelo SWAT se originou do modelo SWRRB (*Simulator for Water Resources in Rural Basins*) (ARNOLD *et al.*, 1990), também contribuíram significativamente no desenvolvimento do SWAT os modelos ROTO (*Routing Outputs to Outlet*) (Arnold *et al.*, 1995) e QUAL2E (BROWN; BARNWELL, 1987) conforme é possível visualizar no esquema da figura 02 (GASSMAN *et al.* 2007).

Figura 02. Desenvolvimento histórico do modelo SWAT.

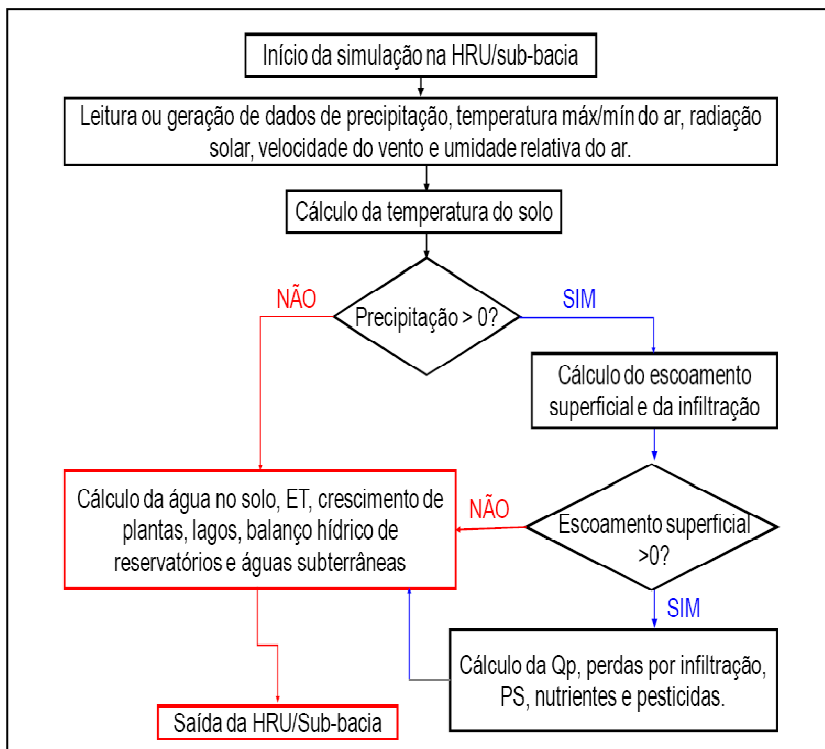


Fonte: Adaptado de GASSMAN *et al.* 2007 por ARNOLD *et al.* 2012.

O modelo SWAT é um modelo em escala de bacia hidrográfica, semi-distribuído, baseado em processos, que podem ser operados na escala de tempo diária ou sub-diária. O modelo foi desenvolvido para avaliar o impacto de mudanças climáticas e do manejo de bacias hidrográficas no balanço hídrico, sedimentos, nutrientes e pesticidas por longos períodos de tempo (ARNOLD *et al.*, 2012).

Os principais módulos do modelo são clima, hidrologia, sedimentos, crescimento de plantas, dinâmica de nutrientes e pesticidas, sendo que a bacia hidrográfica é dividida em múltiplas sub-bacias as quais ainda são divididas em áreas homogêneas em função de classes de relevo, tipo de solo e cobertura da terra, denominadas de Unidades de Resposta Hidrológica - HRU (GASSMAN *et al.* 2007). Nas HRUs/Subbacias o processo hidrológico é simulado de acordo com o fluxograma da figura 03.

Figura 03. Fluxograma do processo hidrológico nas HRUs/Subbacias.
 HRU= Unidade de Resposta Hidrológica; ET= Evapotranspiração; Qp= Vazão de pico; PS= Produção de Sedimentos.



Fonte: Adaptado de NEITSCH *et al.* 2011.

Posteriormente o modelo simula a propagação de água, sedimentos, nutrientes e pesticidas nos canais e reservatórios, considerando o deslocamento da onda de cheia, a degradação e deposição de sedimentos e as transformações químicas dos nutrientes e pesticidas ao longo do canal. O balanço hídrico de reservatórios inclui escoamento de entrada, escoamento de saída, precipitação sobre a superfície do reservatório, evaporação, infiltração no fundo do reservatório e desvios (ARNOLD, *et al.* 2012).

O modelo SWAT vem sendo muito utilizado na América do Norte e Europa (GASSMAN *et al.*, 2007). No Brasil alguns trabalhos foram

feitos para simulação hidrológica (BONUMÁ *et al.*, 2013; NETO *et al.* 2014) e sedimentológica (LINO, 2009; MALUTTA, 2012; PINTO *et al.* 2013; BONUMÁ *et al.*, 2014).

Em relação a modelagens em bacias hidrográficas com reservatórios, a maior parte dos estudos considera somente os resultados no exutório da bacia em análise, sem considerar as descargas das barragens. Estudos como de Lino (2009) e Mishra *et al.* (2007) avaliaram a influência de reservatórios na produção de água e sedimentos na bacia hidrográfica, comparando a simulação do cenário atual (com reservatórios) e o cenário sem reservatórios, mas sem considerar a eficiência da simulação das descargas das barragens. Kim e Parajuli (2014) avaliaram os quatro métodos de descarga líquida do módulo de reservatórios do SWAT na represa de controle de enchentes de Grenada no Missipi-EUA, primeiramente calibrando e validando a vazão para as entradas hídras do reservatório, e posteriormente avaliando a calibração e validação da vazão para uma estação fluviométrica de jusante, em função dos quatro métodos de descarga do reservatório.

O modelo SWAT já foi aplicado para bacia hidrográfica do Rio Preto por Lino (2009). Este pesquisador utilizou como dados espaciais de entrada no SWAT a base da EPAGRI/IBGE (2004), na escala de detalhamento topográfico de 1:50.000, para geração do MDEHC com resolução espacial de 30m; a base de solos da EPAGRI/CIRAM (2002) na escala de detalhamento de 1:250.000 considerando quatro classes de solos; e para o mapeamento de uso e cobertura da terra foram utilizadas imagens da plataforma orbital LandSat-5 sensor TM com imageamento em 07/2007, sendo realizada classificação automática supervisionada (classificador MAXVER) para definição das classes temáticas. Para os dados tabulares do gerador climático do modelo foram utilizados dados da estação meteorológica Rio Negrinho da EPAGRI/CIRAM/INMET, sendo que todos os dados meteorológicos, incluindo a precipitação, foram estimados a partir desta estação; os dados tabulares de solos foram retirados do levantamento de reconhecimento de solos da EMBRAPA (2004), e quando da inexistência de alguma informação, foram estimados a partir destes dados; já as informações de área de

superfície e volume dos reservatórios foram levantadas a partir de batimetria com ADCP.

A modelagem de Lino (2009) foi realizada no passo de tempo diária ente 12/1993 a 12/1997 sem período de aquecimento, sendo realizada somente a calibração da vazão, com dados da estação fluviométrica Avencal (ANA/COPEL), com um índice de Nash e Sutcliffe de 0,505 combinando calibração manual com calibração automática. Posteriormente foi realizada a simulação de cenários de uso e cobertura da terra, tendo como principais conclusões que o cenário que produz menos escoamento superficial e produção de sedimentos é o com a bacia totalmente coberta por mata nativa, e o cenário que produz mais escoamento superficial e produção de sedimentos é o com a bacia totalmente coberta por agricultura, também concluiu que para o cenário atual (com reservatórios) e para o cenário sem reservatórios, a diferença na produção de água e sedimentos é praticamente nula (0,75%).

Modelagens com validação da vazão e calibração e validação de sedimentos para bacia hidrográfica do Rio Preto não foram encontrados.

3.3.1.1 SWAT – Equações

O SWAT opera a modelagem hidrológica em duas etapas, primeiramente é simulada a fase terrestre do ciclo hidrológico e posteriormente a propagação deste ciclo em canais e represamentos hídricos. A equação do balanço hídrico é o principal cálculo da fase terrestre do modelo nas HRUs, estando descrito na equação 02 (NEITSCH *et al.* 2011).

$$SW_t = SW_o + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{seep} - Q_{gw})$$

Equação (02)

Sendo SW_t a quantidade final de água no solo (mm); SW_o a quantidade inicial de água no solo (mm); t o tempo em dias; R_{day} a precipitação (mm); Q_{surf} o escoamento superficial (mm); E_a a evapotranspiração (mm); w_{seep} a percolação (mm); e Q_{gw} o escoamento de base (mm).

A propagação do ciclo hidrológico pelo modelo SWAT é realizada por uma estrutura de comando do HYMO (WILLIANS; HANN, 1973) e ROTO (ARNOLD *et al.*, 1995) associado com a transformação de elementos químicos no canal do QUAL2E (BROWN; BARNWELL, 1987). Para simular o escoamento em canais o SWAT considera a forma da seção do canal como sendo trapezoidal, sendo requeridos como dados de entrada o comprimento, profundidade, declividade longitudinal e lateral, e por fim, o coeficiente de rugosidade de Manning do canal (NEITSCH *et al.* 2011).

O trajeto da água na rede de canais pode ser calculada pela Variável de Armazenagem da Rota de Escoamento, a qual é baseada na equação da continuidade, conforme equação 03 (NEITSCH *et al.* 2011).

$$V_{in} - V_{out} = \Delta V_{stored} \quad \text{Equação (03)}$$

Sendo V_{in} o volume de entrada de escoamento durante passo temporal (m^3); V_{out} o volume de saída de escoamento durante passo temporal (m^3); e ΔV_{stored} a mudança no volume de armazenamento durante passo temporal (m^3).

Ou calculada pelo método de Muskingum, o qual foi desenvolvido por McCarthy (1939) tendo como experimento o rio Muskingum, utilizando a equação da continuidade e do armazenamento, sendo um modelo concentrado no espaço (TUCCI, 2013). Este método calcula o volume armazenado ao longo do canal combinando o armazenamento de cunha e armazenamento em prisma. Quando a entrada de escoamento (onda de enchente) é maior que a saída de escoamento o armazenamento em cunha é produzido no segmento do canal, e quando a onda de enchente entra em recessão, o escoamento de saída supera o escoamento de entrada causando uma produção negativa do armazenamento em cunha. Associado ao armazenamento em cunha no segmento existe o armazenamento em prisma, o qual constitui o volume constante da seção. Com o armazenamento em cunha e em prisma, o armazenamento total pode ser expresso pela equação 04 (NEITSCH *et al.* 2011).

$$V_{stored} = K * (X * q_{in} + (1 - X) * q_{out}) \quad \text{Equação (04)}$$

Sendo V_{stored} o volume armazenado (m^3); k a razão do armazenamento e descarga em uma dimensão de tempo; q_{out} a taxa de descarga (m^3); X o fator de encunhamento ($0,0 \leq 0,5$), para reservatórios $X=0,0$ para rios $X=$ entre 0,0 e 0,3 com a média próxima de 0,2 e para encunhamento total $X=0,5$; e q_{in} a taxa de escoamento de entrada (m^3).

Quando se fazem presentes na rede de drenagem da bacia hidrográfica represamentos hídricos, a propagação do ciclo hidrológico adquire outras especificidades além das apresentadas anteriormente. O SWAT disponibiliza quatro módulos de cálculo de represamento do escoamento fluvial, são eles: reservatórios, wetlands, lagos, e depressões no terreno. Para reservatórios o balanço hídrico é calculado pela equação 05.

$$V = V_{stored} + V_{flowin} - V_{flowout} + V_{pcp} - V_{evap} - V_{seep} \text{ Equação (05)}$$

Sendo V o volume de água no represamento ao final do dia (m^3); V_{stored} o volume de água armazenada no início do dia (m^3); V_{flowin} o volume de água entrando no corpo hídrico durante o dia (m^3); V_{pcp} o volume de precipitação sobre o corpo d'água durante o dia (m^3); V_{evap} o volume de água evaporada do corpo d'água durante o dia (m^3); V_{seep} o volume de água perdido para infiltração durante o dia (m^3); e $V_{flowout}$ o volume de água que sai do corpo d'água durante o dia (m^3).

Para o cálculo do volume de água de saída do reservatório podem ser inseridos dados medidos diários (IRESCO= 3), dados medidos mensais (IRESCO= 1), quando estes dados são disponíveis, e *Média Anual da Razão de Liberação para Reservatórios sem Controle* (IRESCO= 0), e *Versão de Liberação para Reservatórios Controlados* (IRESCO= 2). Uma vez que a vazão é determinada usando um dos quatro métodos anteriores, o usuário pode especificar valores máximos e mínimos de descarga. Se a vazão não atender a vazão mínima ou exceder a vazão máxima especificada, a vazão é alterada para cumprir os critérios definidos.

Para calcular a produção de sedimentos nas subbacias e bacias hidrográficas o modelo SWAT utiliza a Equação Universal de Perdas de Solo Modificada (MUSLE), descrita com algumas modificações da

versão original (WILLIAMS, 1975) pela equação 06 (NEITSCH *et al.* 2011).

$$Sed = 11,8 * (Q_{surf} * q_{peak} * area_{hru})^{0,56} * K_{usle} * C_{usle} * P_{usle} * LS_{usle} * CFRG \quad \text{Equação (06)}$$

Sendo Sed a produção de sedimentos ($ton \cdot dia^{-1}$); Q_{surf} o escoamento superficial ($mm \cdot ha^{-1}$); q_{peak} a vazão de pico ($m^3 \cdot s^{-1}$); K_{usle} a erodibilidade; C_{usle} a cobertura e manejo do solo; P_{usle} o fator de praticas conservacionistas; LS_{usle} o fator topografico; e $CFRG$ o fator de fragmentos grossos.

O transporte de sedimentos é dividido na componente paisagem (HRU) e na componente canal. A componente paisagem consiste na conservação do trajeto do sedimento em função do tamanho da partícula do sedimento, sendo a distribuição isolada dos sedimentos estimada de acordo com o tamanho das partículas, conforme equação 07 (NEITSCH *et al.* 2011).

$$LAG = 1 - PSA - PSI - PCL - SAG \quad \text{Equação (07)}$$

Sendo LAG a deposição isolada das partículas de argila, silte, areia, pequenos agregados e grandes agregados; e PSA, PSI, PCL, SAG são frações de areia, silte, argila e agregados (pequenos e grandes) de sedimentos soltos, antes da deposição.

A produção de sedimentos na componente paisagem calculada pela MUSLE é multiplicada por estas frações correspondentes a distribuição da produção argila, silte, areia, pequenos e grandes agregados, possuindo retardamento e trajeto por filtros formados pela vegetação e lagos para avaliar o alcance até a rede de canais, conforme equação 08 (NEITSCH *et al.* 2011).

$$SED = (SED' + SED_{stor,i-1}) * \left(1 - \exp \left[\frac{-SURLAG}{t_{conc}} \right] \right) \quad \text{Equação (08)}$$

Sendo SED a quantidade de sedimento descarregado no canal principal ($ton \cdot dia^{-1}$); SED' a quantidade de sedimento transportado

pela HRU ($\text{ton} \cdot \text{dia}^{-1}$); $SED_{stor,i-1}$ é a quantidade de sedimento armazenado no dia anterior ($\text{ton} \cdot \text{dia}^{-1}$); e $SURLAG$ o coeficiente de escoamento superficial.

Já a componente de propagação em canais, utiliza equações fisicamente baseadas de energia de escoamento, para simular a degradação e deposição de sedimentos, assim como a exposição do canal às forças de erosão das margens e fundo. Assim o modelo SWAT é capaz de modelar o transporte de sedimentos, erosão de margem e de fundo nos canais, os quais contém material de fundo e deposição de sedimentos (NEITSCH *et al.* 2011).

O SWAT oferece a opção de utilizar quatro equações baseadas na energia do escoamento, para calcular o transporte de sedimentos. As opções são: Modelo Simplificado de Bagnold descrito na equação 09, Modelo Kondatie (para rios de grande largura com granulometria do material de fundo variando de silte a cascalho) descrito na equação 10, Modelo Molinas and Wu (para rios arenosos) definido pela equação 11, e o Modelo de Yang Areia e cascalho, (para rios com granulometria variando de areia a cascalho), descrito pela equação 12.

$$conc_{sed,ch,mx} = C_{sp} * V_{ch,pk}^{spexp} \quad \text{Equação (09)}$$

Sendo $conc_{sed,ch,mx}$ a máxima concentração de sedimentos que pode ser transportado pela água ($\text{ton} \cdot \text{m}^3$); C_{sp} o coeficiente definido pelo usuário; e $V_{ch,pk}$ a velocidade de pico do canal ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); e $spexp$ o expoente definido pelo usuário, entre 1 e 2 sendo o valor original da equação de Bagnold de 1,5 (ARNOLD *et. al.*, 1995);

$$conc_{sed,ch,mx} = \left(\frac{a * v_{ch}^b * y^c * S^d}{Q_{in}} \right) * \left(\frac{W + W_{btm}}{2} \right) \quad \text{Equação (10)}$$

Sendo V_{ch} a média da velocidade de escoamento ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$); y a média da profundidade do escoamento; S a energia da declividade, definido pela declividade de fundo (m/m); a, b, c, d são coeficientes de regressão para diferentes materiais de fundo, tabelado; Q_{in} o volume de água entrando na extensão do canal do dia (m^3); W a largura do canal sobre o nível da água (m); e W_{btm} a largura do fundo do canal (m).

$$conc_{sed,ch,mx} = \frac{C_w}{C_w + (1 - C_w) * S_g} * S_g \quad \text{Equação (11)}$$

Sendo S_g a densidade relativa dos sólidos; e C_w a concentração de sedimentos para o peso ω ;

$$Sed_{out} = Sed_{ch} * \frac{V_{out}}{V_{ch}} \quad \text{Equação (12)}$$

Sendo Sed_{out} a quantidade de sedimento transportado para fora da extensão do canal ou segmento (ton); Sed_{ch} a quantidade de sedimentos suspensos na extensão do canal (ton); V_{out} o volume de escoamento de saída da extensão do canal durante determinado tempo (m^3); e V_{ch} o volume de água na extensão do segmento (m^3).

Ao encontrar algum represamento hídrico o transporte de sedimentos é alterado. O modelo SWAT dispõem de quatro tipos de represamentos, sendo eles: lagos, reservatórios, wetlands e buracos (NEITSCH *et. al.* 2011). O balaço de sedimentos em reservatórios é calculado pela equação 13.

$$Sed_{wb} = Sed_{wb,i} + Sed_{flowin} - Sed_{stl} - Sed_{flowout} \quad \text{Equação (13)}$$

Sendo Sed_{wb} a quantidade de sedimentos no corpo d'água ao final do dia ($ton.d^{-1}$); $Sed_{wb,i}$ a quantidade de sedimento no corpo d'água no começo do dia ($ton.d^{-1}$); Sed_{flowin} a quantidade de sedimentos que entra no corpo d'água no dia ($ton.d^{-1}$); Sed_{stl} a quantidade de sedimentos depositados no dia ($ton.d^{-1}$); $Sed_{flowout}$ a quantidade de sedimentos transportados para fora do corpo d'água no dia ($ton.d^{-1}$).

3.3.1.2 SWAT – Calibração e Validação

O modelo SWAT fornece a opção de análise de sensibilidade automática dos parâmetros, através da combinação dos métodos de *One-factor-At-a-Time* — OAT e *Latin Hypercube*— LH (GREEN; van GRIENSVEN, 2008), através do software SWAT CUP.

A calibração dos parâmetros pode ser realizada de forma automática ou manual. A calibração automática pode ser feita por meio da plataforma *SWAT CUP* que possibilita a utilização de cinco métodos: (1) *Generalized Likelihood Uncertainty Estimation* (GLUE), (2) *Parameter Solution* (ParaSol), (3) Algoritmo *Sequential Uncertainty Fitting* (SUFI-2), (4) Monte Carlo via Cadeias de Markov (MCMC) e (5) *Particle Swarm Optimization* (PSO) (YANG *et al.*, 2008). No entanto, uma combinação de calibração manual e automática, apesar de mais trabalhosa, é o método mais eficaz devido a algumas peculiaridades na escolha dos valores dos parâmetros que, somente o usuário pode identificar (BALASCIO *et al.* 1998; LUBITZ *et al.* 2013, GREEN; van GRIENSVEN, 2008). Uma vez calibrados os parâmetros do modelo, é necessário fazer a validação do mesmo. Para analisar a eficiência da calibração e da validação, os dados medidos devem ser comparados com os dados simulados por métodos gráficos e por indicadores estatísticos (ARNOLD *et al.* 2012).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

4.1 LOCALIZAÇÃO E CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

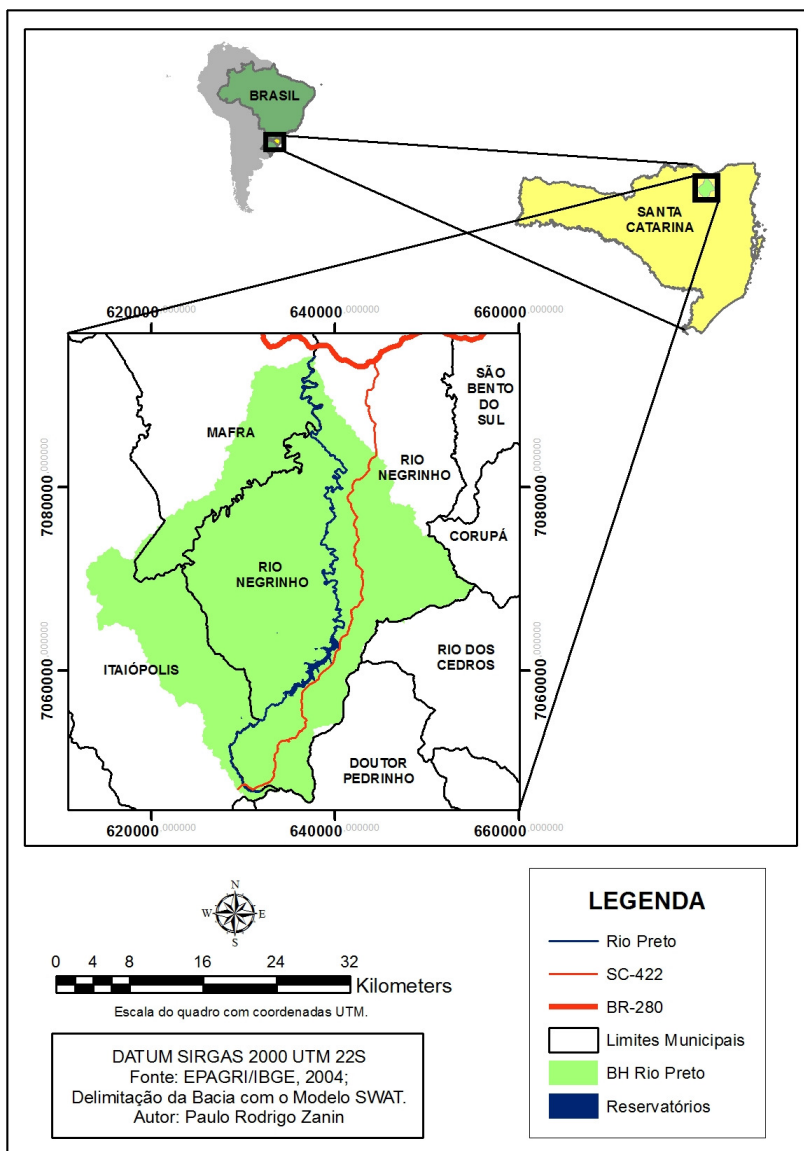
A bacia hidrográfica do Rio Preto localiza-se no planalto Norte Catarinense, figura 4, próxima a divisa do Paraná, abrangendo os municípios de Rio Negrinho, Mafra e Itaiópolis. Desta bacia, foi utilizada mais uma bacia embutida constituída pela bacia de contribuição da represa Caunal, figura 5. Na figura 5 também é possível visualizar as estações fluviométricas, pluviométricas e meteorológicas utilizadas.

A bacia do Rio Preto (965,48 km²) é mais de cinco vezes maior que a bacia de contribuição da represa Caunal (199,32 km²). O fator de forma, que relaciona o formato da bacia com um retângulo imaginário, mostra que a Bacia do Rio Preto possui um fator de forma (19,75) o dobro superior em relação a sub-bacia em estudo (9,70), já o coeficiente de compacidade, que relaciona a forma da bacia com um círculo

imaginário, apresentou pouca variação (Rio Preto= 2,13 e Caunal= 1,93), mostrando que o formato mais regular se situa na bacia de contribuição da represa Caunal e que a forma mais alongada, situa-se na bacia do Rio Preto.

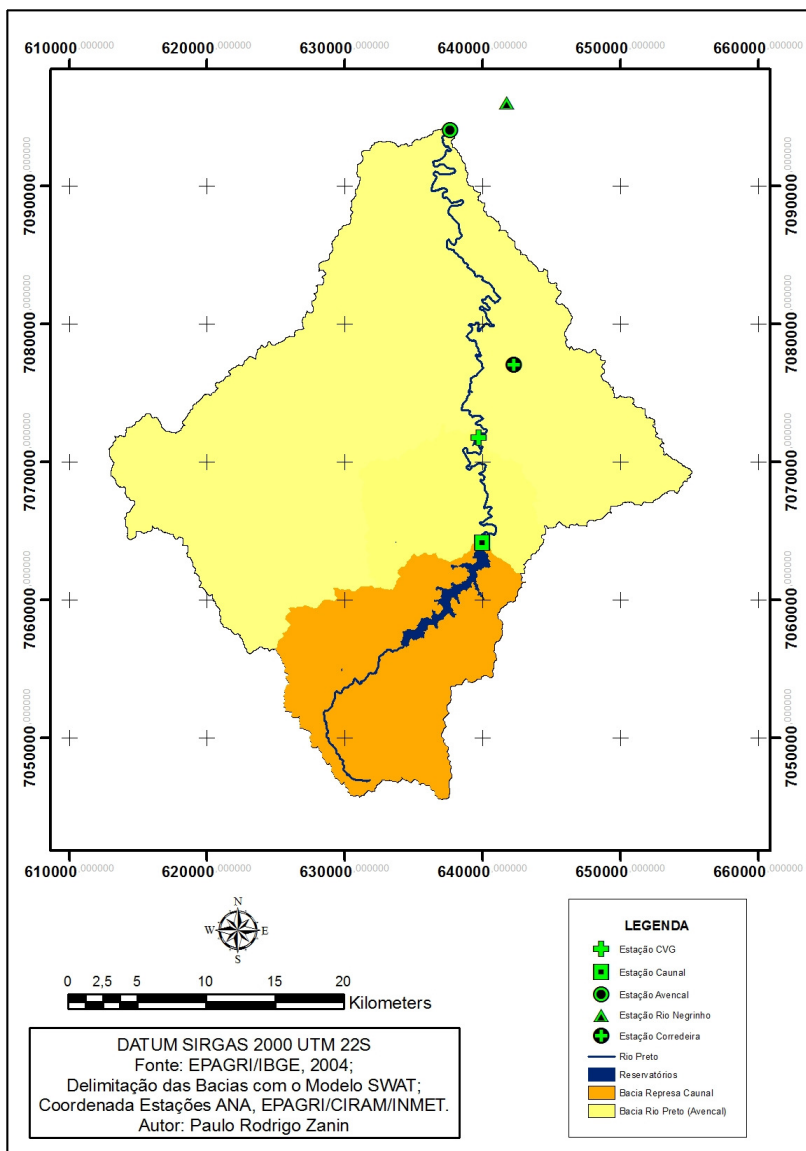
Em relação ao relevo, a amplitude altimétrica variou quase 100 metros entre as bacias, havendo pouca variação na declividade média, mas com o maior valor na bacia da represa Caunal (6,44°), devido a esta estar localizada na cabeceira da bacia do Rio Preto. No que toca a drenagem, a bacia do Rio Preto constitui uma bacia de sexta ordem fluvial (Método de STRAHLER, 1957), com uma densidade de drenagem de 1,81 km.km² e tempo de concentração (Método de DOOGE, 1973) de 18,98h enquanto a bacia da Represa Caunal constitui uma bacia de quinta ordem fluvial, possuindo uma densidade de drenagem de 1,96 km.km² com tempo de concentração de 9,36h.

Figura 4. Mapa de localização da área de estudo.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 5. Mapa das bacias experimentais e estações utilizadas.



Fonte: Autor, 2014.

A área de estudo situa-se na Província Sedimentar Meridional ou Província Paraná, a qual constitui uma bacia vulcano-sedimentar intracratônica. Sua origem esteve ligada com as orogenias do ciclo brasileiro, no período Neoproterozoico (540 milhões de anos) e formação do super continente Gondwana, sobretudo a cratonização da plataforma no período Ordoviciano (450 milhões de anos), propiciando a partir daí a deposição nas zonas de subsidência formadas entre os cratões, constituídas por embasamento granítico e gnáissico. (SILVA; BORTOLUZZI, 1987; SILVA *et al.* 2003).

Esta província é dividida em três bacias sedimentares de acordo com os eventos tectônicos de formação, estas são a bacia Serra Geral, bacia Bauru e a bacia Paraná, estando a área de estudo localizada nesta última, caracterizada por uma área de sedimentação que nos primórdios se abria para o oceano Phanthalassa, sendo subdividida em quatro ciclos de subsidência e conseqüente deposição sedimentar, estas são as Super-seqüência Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I e Gondwana II (SILVA *et al.* 2003). A bacia do Rio Preto está situada sobre a super-seqüência Gondwana I comportando as Formações sedimentares Taciba/Mafra, Campo Mourão/Rio do Sul pertencentes ao grupo Itararé e a formação Rio Bonito pertencente ao grupo Guatá, conforme figura 6.

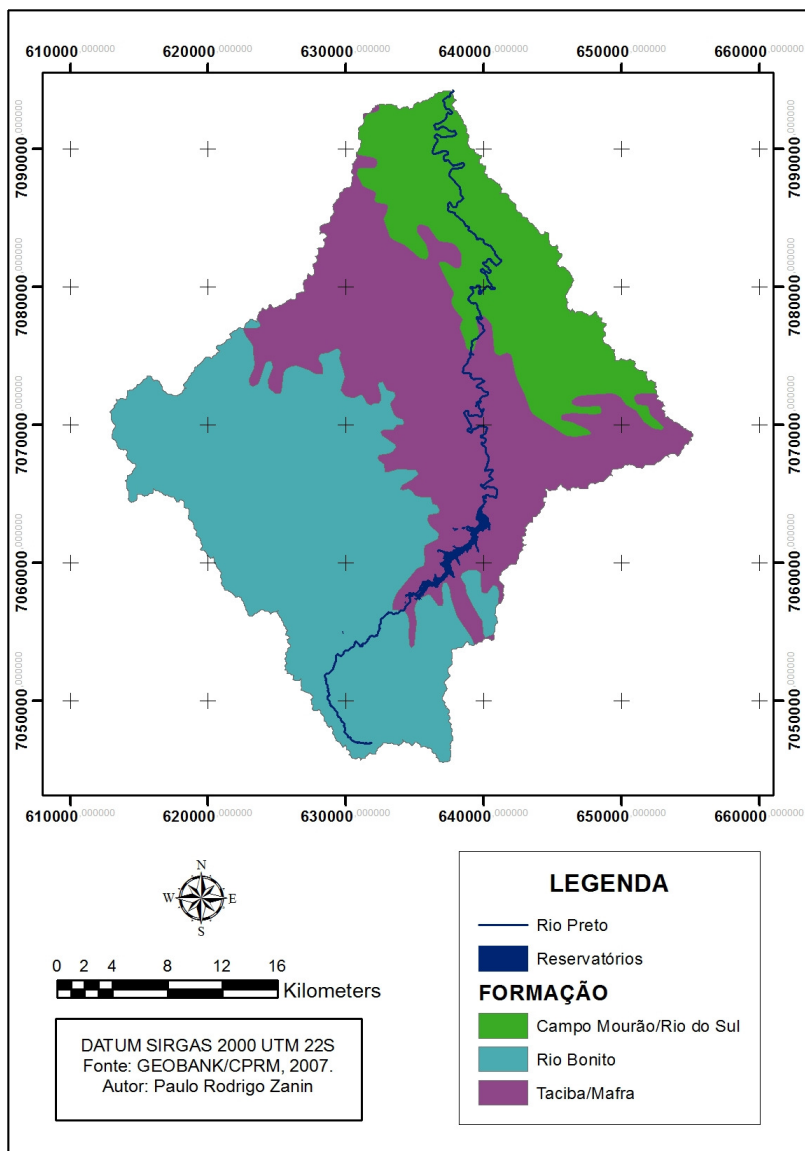
No Grupo Itararé existem duas denominações para as formações presentes na área de estudo, Schneider *et al.*(1974) denominou as formações de Mafra e Rio do Sul, já França e Potter (1988) denominaram de Taciba e Campo Mourão, respectivamente. Na base do GeoBank-CPRM, utilizada na figura 07, são seguidas a denominação de França e Potter (1988), mas as bibliografias encontradas, em sua maioria, utilizam as denominações de Schneider *et al.* (1974), por isto optou-se por trabalhar as duas denominações.

O Grupo Itararé compreende rochas sedimentares formadas em ambientes glaciais e periglaciais que se estendeu do Carbonífero-Superior ao Permiano-Médio. A Formação Mafra constitui uma seqüência sedimentar predominante arenosa, ocorrida tanto em ambientes marítimos como continentais, sendo litologicamente constituída principalmente por arenitos de coloração esbranquiçada, amarela e vermelha, desde sedimentos finos bem selecionados em

estratificação plano-paralela até sedimentos grosseiros, mau selecionados com estratificação cruzada acanalada, e secundariamente por diamictitos, conglomerados, ritmitos, argilitos e argilitos varvicos. Já a Formação Rio do Sul é constituída litologicamente de folhelhos e argilitos cinza-escuros a pretos e secundariamente por diamictitos acinzentados que gradam ou intercalam com arenitos finos e muito finos, sendo presentes também ritmitos e siltitos. O ambiente de deposição foi exclusivamente marinho, desde águas profundas até águas rasas (SILVA; BORTOLUZZI, 1987).

O Grupo Guatá constitui-se de siltitos cinza-esverdeados biturbados e por arenitos intercalados com carvão e folhelhos carbonosos. A Formação Rio Bonito constitui um pacote sedimentar arenoso, argiloso e areno-argiloso contendo presença de carvão mineral, os quais foram depositados sobre o Grupo Itararé, sendo subdividido em três Membros, o Triunfo, Paraguaçu e Siderópolis, estando presentes na área de estudo somente os dois primeiros (ambos ou somente um), devido ao último ocorrer somente no sul de Santa Catarina. O Membro Triunfo se formou em ambiente de sedimentação fluvio-deltaico, sendo constituído litologicamente de Arenitos esbranquiçados, finos a médios, localmente grosseiros, argilosos, micaceos, siltitos escuros, já o Membro Paraguaçu formou-se em ambiente de sedimentação marinho transgressivo, o qual recobriu o Membro Triunfo, sendo constituído de siltitos escuros e folhelhos cinza médio a esverdeados com níveis de carbonatos argilosos, geralmente silicificados com carvão (SILVA; BORTOLUZZI, 1987).

Figura 6. Mapa de Formações Geológicas.



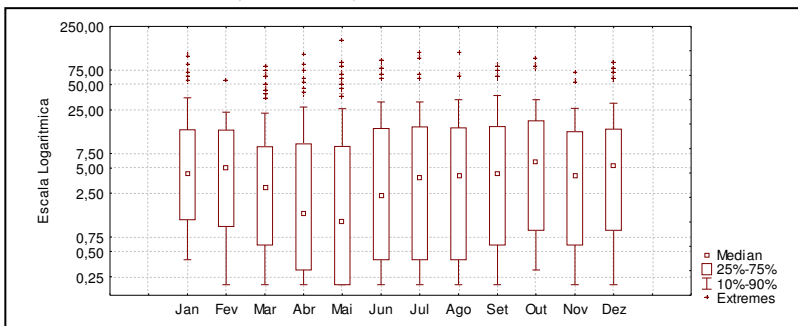
Fonte: Autor, 2014.

Segundo a Classificação de Koeppen, a bacia do Rio Preto se enquadra no clima Mesotérmico Úmido sem estação seca e com verão fresco (Cfb). De acordo com dados climáticos da estação Rio Negrinho (EPAGRI/CIRAM-INMET, 1991 a 2013) a temperatura média na região situa-se em 17°C com a mínima em -6°C e a máxima em 37°C, a umidade relativa média situa-se em 81,90% e a radiação média em 294,91 W.m².

Na figura 7 é possível observar a distribuição das precipitações ao longo dos doze meses do ano para um período de 23 anos, em escala logarítmica, onde se constata que todos os meses apresentam valores extremos de chuva (definidos como os valores fora do intervalo de 1,5 amplitude interquartil), sendo que a maior frequência de maiores alturas de chuva diária, identificada pela mediana, ocorre no período entre outubro e fevereiro, os quais possuem a menor variabilidade dos dados, sobretudo entre o 1º e 3º quartis, enquanto a maior frequência de menores alturas de chuva diária, ocorre entre os meses de abril e junho, os quais possuem maior variabilidade dos dados, principalmente entre o 1º e 3º quartis, sendo que no mês de maio foi registrada a maior quantidade de precipitação diária, totalizando 174,40 mm.

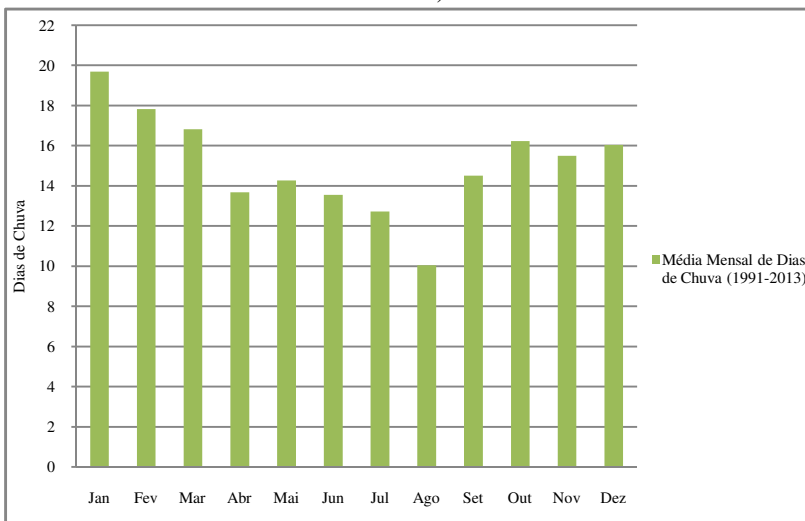
A maior ocorrência de dias de chuva, figura 8, ocorre predominantemente nos meses com maiores precipitações medianas, no período de outubro a fevereiro, incluindo o mês de março, e a menor ocorrência de dias de chuva engloba o período de menores precipitações medianas incluindo os meses de julho e agosto. Já as maiores precipitações mensais, figura 9, ocorrem nos meses de outubro e janeiro sendo seguidos pelos meses de setembro e dezembro, e desta forma, englobando a maior parte dos meses com maiores precipitações medianas.

Figura 7. Diagrama de caixa dos dados de chuva da estação climatológica Rio Negrinho (1990 a 2013) em escala logarítmica. Valor zero (Sem chuva) eliminado da análise.



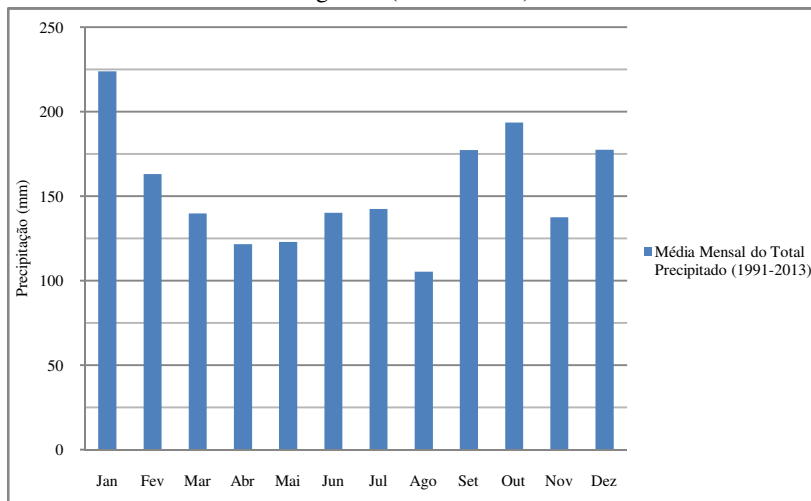
Fonte: Autor, 2014. Dados EPAGRI/CIRAM-INMET.

Figura 8. Dias de chuva da estação climatológica Rio Negrinho (1991 a 2013).



Fonte: Autor, 2014. Dados EPAGRI/CIRAM-INMET.

Figura 9. Total mensal de chuva da estação climatológica Rio Negrinho (1991 a 2013).



Fonte: Autor, 2014. Dados EPAGRI/CIRAM-INMET.

O clima mesotérmico úmido com chuvas presentes durante todo o ano, propiciou o intemperismo químico e físico de baixo a alto na vertical, resultando em três conformações predominantes de relevo sobre as formações sedimentares da área de estudo, e duas menos expressivas, figura 10, sendo inexpressivos os dobramentos geológicos, mas com as litologias moderadamente fraturadas. Partindo da cabeceira da bacia se fazem presentes morros, serras baixas e escarpas serranas, cobrindo 12,45 km² da bacia com declividades entre 15° e 60°. A jusante surge o domínio de colinas dissecadas e de morros baixos, cobrindo a maior parte da bacia com 403,203 km² e com declividades entre 5° a 20°, posteriormente, a jusante, surgem vales encaixados, os quais abrangem a porção intermediária da bacia cobrindo 345,461 km² com declividades entre 10° a 25° e em alguns vales declividades superiores a 45°, por fim na parte inferior da bacia e em menor proporção na parte intermediária, cobrindo 204,358 km², surgem o domínio de colinas amplas e suaves, com declividade entre 3° a 10° (GEOBANK, 2007). A figura 50 (pg. 139) detalha a amplitude hipsométrica da área de estudo, onde é possível observar que as altitudes

variam de 795m a 1063m, em relação ao marégrafo de Imbituba (DATUM ORTOMÉTRICO).

Da interação do clima, relevo, micro-organismos, vegetação e tempo sobre a litologia citada anteriormente, resultarão os diferentes tipos de solos da bacia. Conforme é possível observar na figura 51 (pg. 140), os solos abrangidos pela bacia do Rio Preto, são predominantemente Cambissolos, e posteriormente Nitossolos, Latossolos e Neossolos.

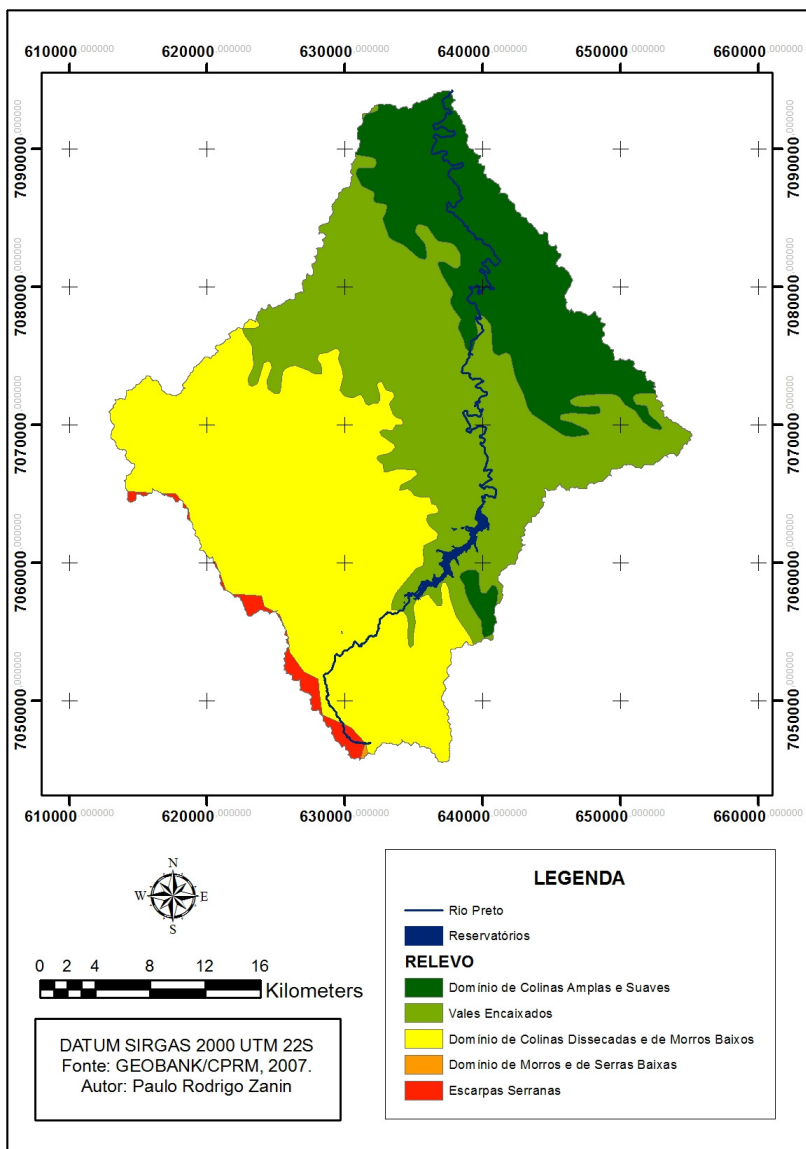
Os Cambissolos (CAMBI= “Cambiare”= trocar, mudar) são constituídos de material mineral, com horizonte B ainda não totalmente transformado, seja pela presença de argila de alta atividade ou materiais intemperisáveis, estando este horizonte abaixo de qualquer tipo de horizonte superficial. Se caracterizam pela média a alta relação silte/argila e geralmente são pouco férteis devido ao ph ácido (JACOMINE, 2009).

Os Latossolos (“Lat”= material muito alterado) são solos minerais em estágio de intemperização bastante avançado devido a energéticas transformações do material constitutivo, com o horizonte B latossólico abaixo de qualquer horizonte superficial (JACOMINE, 2009).

Os Nitossolos (“Nitidus”=Brilhante) são solos minerais de textura argilosa ou muito argilosa, estruturado em blocos subangulares, angulares ou prismática com horizonte B nítico (JACOMINE, 2009).

Os Neossolos (“Neo”=Novo) são solos não hidromórficos, constituídos por material mineral ou por material orgânico pouco espesso com pouca alteração do material constituinte devido a baixa ação dos processos pedogenéticos e conseqüente ausência de horizonte B diagnóstico (JACOMINE, 2009).

Figura 10. Mapa de Geomorfolgia.



Fonte: Autor, 2014.

A bacia hidrográfica do Rio Preto está localizada na bacia hidrográfica do Rio Iguaçu, mais precisamente na bacia hidrográfica do Alto Rio Negro, caracterizando a drenagem como exorréica. Conforme é possível observar na figura 11, a geometria de drenagem é dendrítica, sendo presentes três represamentos hídricos no Rio Preto, e um no Rio Bituva, afluente do Rio Preto, todas de propriedade da Companhia Volta Grande de Papel (CVG).

A represa Salto Grande (1977 e 1987) constitui uma Pequena Central Hidroelétrica (PCH) com capacidade de geração de energia de 2.000 kW, e a represa Rio Preto (1957) constitui uma Central de Geração Hidráulica (CGH) com capacidade de 450 kW. Ambas as represas são constituídas totalmente de concreto, sendo que somente o represamento Salto Grande forma um lago, enquanto a represa Rio Preto somente aumenta o nível d'água do Rio Preto.

A represa Rio Preto possui descarregador de fundo, tomada d'água com canal de adução e um vertedouro de soleira livre com 9 vãos de 2 m cada, totalizando 18 m, com uma carga máxima de escoamento de 2 m mas estando todos fechados por estruturas de madeira.

A represa Salto Grande possui descarregador de fundo de 1,3 m de largura e uma abertura estacionária em 5 cm, tomada d'água de 2,90m x 3,25m com conduto forçado com diâmetro de 1,66m, figuras 12 e 13, e um vertedouro de soleira livre de 34 m de largura com carga máxima de escoamento de 1,40 m, figura 12 (CVG, 2013).

O reservatório gerado pela represa Salto Grande possui um volume de $11,39 \times 10^5$ m³ ocupando uma área de 37,34 ha para seu nível máximo de operação. Já o reservatório da barragem Rio Preto não transpõem a geometria do canal fluvial.

A montante destas represas, se situa a represa Caunal (1957 e reconstruída em 1985 devido ao rompimento da represa antiga em 1983), voltada a regularizar as vazões para geração de energia nas represas de jusante, sendo o lago formado por esta barragem o maior de todos os presentes nesta bacia (CVG, 2013).

A represa Caunal constitui-se de uma barragem de enrocamento com vertedouro de soleira livre de concreto, figuras 14 e 15, com altura da soleira de escoamento de 4,90 m, havendo um coroamento acima do

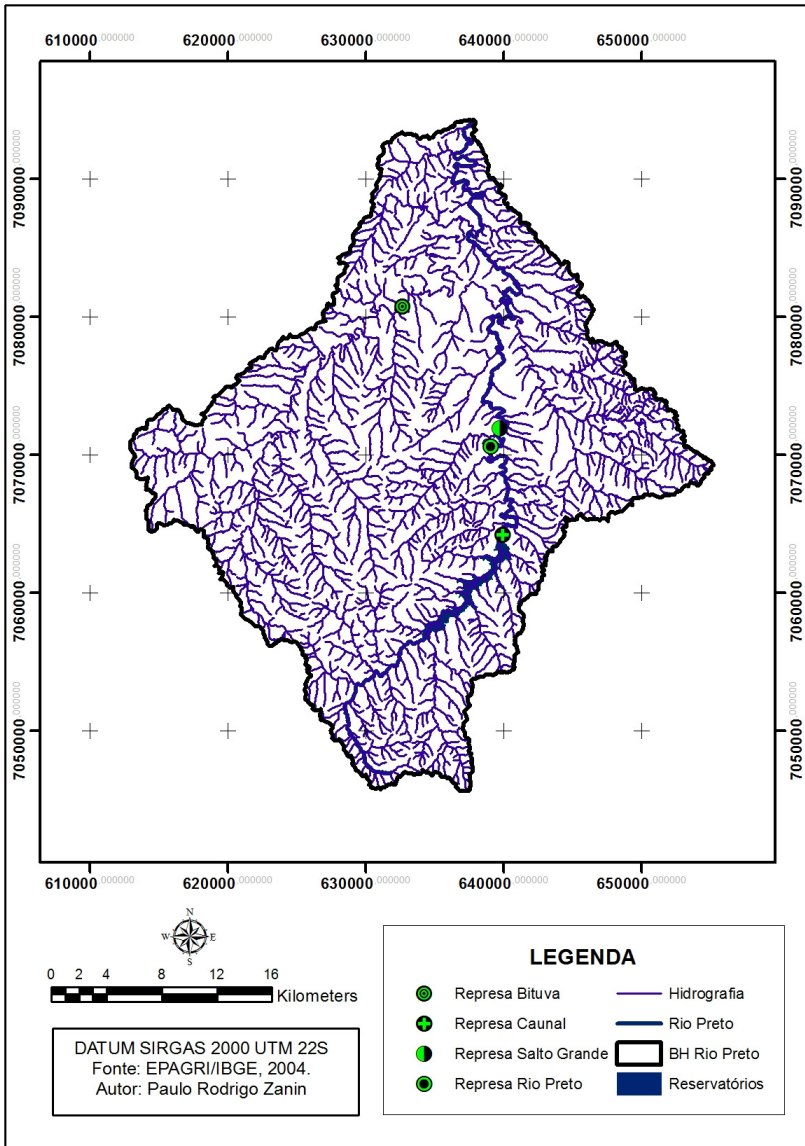
vertedouro com 7,5m de altura e 18,10 m de comprimento, sendo o espaço entre o vertedouro e o coroamento fechado com madeira para aumentar o nível da represa acima da base do vertedouro, havendo perdas de água nas frestas das pranchas de madeira. Este vertedouro possui 5 pilares constituindo 6 vãos, sendo 4 com perfil Creager e 1 com perfil retangular de parede espessa. Também existem dois descarregadores de fundo de formato quadrangular, um de 1m x 1m, o qual fica sempre fechado, e outro de 2m x 2m que é operado diariamente através de uma comporta, para manter o armazenamento hídrico conforme a demanda da PCH de jusante. Para situações de emergência (máximas pluviométricas) as pranchas de madeira que selam o vertedor são retiradas, os dois descarregadores de fundo são totalmente abertos, e existem dois canais extravasores, um na ombreira direita (5 m de largura) e outro na ombreira esquerda (16 m de largura) da barragem.

O reservatório gerado pela barragem Caunal possui um volume de $4,63 \times 10^7 \text{ m}^3$ ocupando uma área de 897,69 ha para seu nível máximo de operação.

Na figura 16 é possível observar a barragem com visão de montante, em período do reservatório com nível bastante reduzido, onde é possível observar a comporta do descarregador de fundo principal totalmente fechada, estando a base do descarregador a 0,40m do chão, e também a deposição de sedimentos na margem oposto aos descarregadores de fundo, com a presença de alguns pequenos blocos que rolaram da margem esquerda da barragem. Como esta barragem será parte do foco desta pesquisa, todas as dimensões apresentadas acima podem ser melhor interpretadas nas figuras 17 a 19, que contemplam desenhos técnicos da barragem em planta e nos perfis correspondentes a cada um dos descarregadores de fundo.

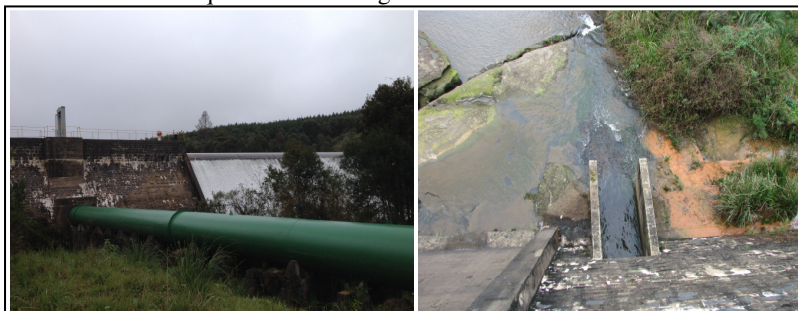
Já o reservatório da barragem Bituva, localizada no principal afluente da margem esquerda do Rio Preto, não transpõem a geometria do canal fluvial.

Figura 11. Mapa de Hidrografia.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 12. Barragem Salto Grande. Tomada d'água com conduto forçado à esquerda e descarregador de fundo à direita.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 13. Barragem Salto Grande. À esquerda (montante), lago formado pela represa. À direita (jusante), vertedouro de soleira livre.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 14. Barragem Caunal. Visão de montante.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 15. Barragem Caunal (jusante). À esquerda visão global, madeiras fechando o vertedouro da represa, e conseqüente perda de água pelas frestas. À direita, destaque para a saída dos descarregadores de fundo.



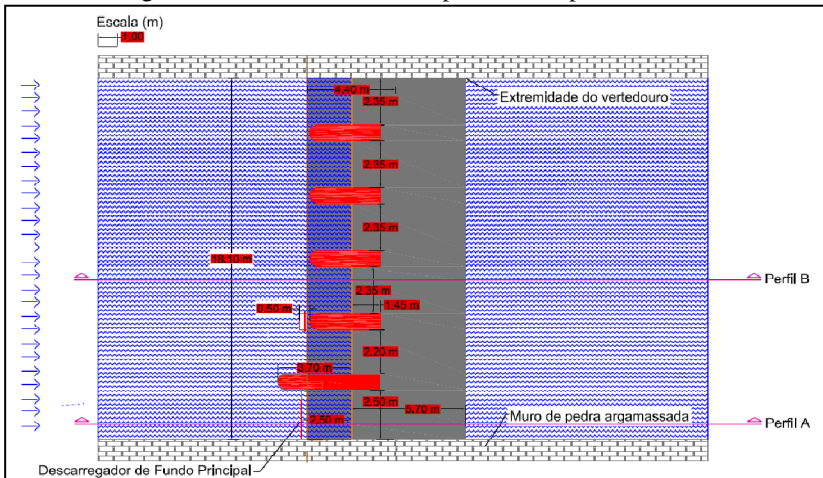
Fonte: Autor, 2014.

Figura 16. Vista de montante com o nível do reservatório bastante baixo.



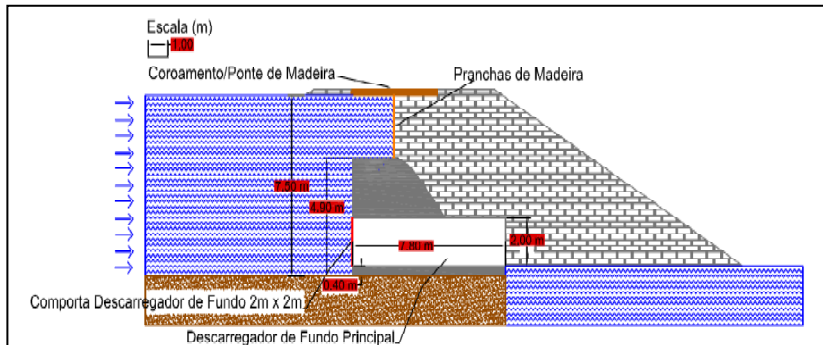
Fonte: CVG, 2003.

Figura 17. Desenho técnico em planta da Represa Caunal.



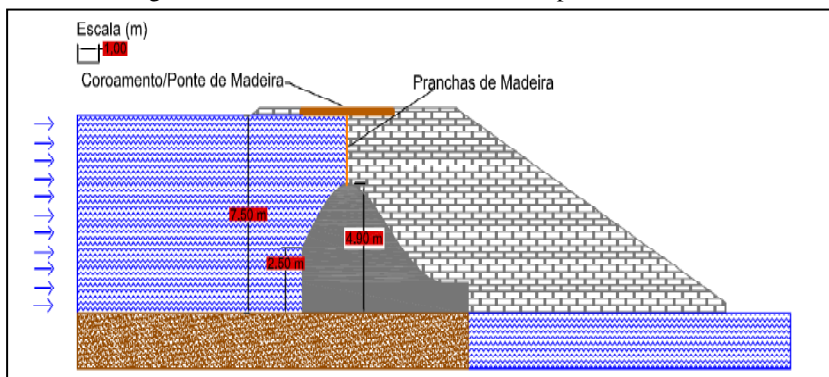
Fonte: Autor, 2014.

Figura 18. Desenho técnico Perfil A da Represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 19. Desenho técnico Perfil B da Represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014.

A vegetação da bacia hidrográfica do Rio Preto se constitui de Floresta Ombrófila Mista, caracterizada pelo predomínio do pinheiro brasileiro (*Araucária angustifolia*), e secundariamente por espécies como a Imbuia (*Ocotea porosa*), Sapopema (*Sloanea lasiocoma*) e ervamate (*Ilex Paraguariensis*) (KLEIN, 1978), havendo forte presença de plantas exóticas, como o *Pinnus sp.*, devido a atividade de silvicultura.

A região onde se situa a bacia hidrográfica do Rio Preto é historicamente vinculada ao extrativismo Florestal. A extração de ervamate foi uma atividade de forte expressão no sul do Brasil até a primeira metade do século XX, onde a produção da região de Mafra, assim como de parte da produção do Paraná, estava vinculada ao Beneficiamento por parte do capital industrial de Joinville, e posteriormente exportação via porto de São Francisco do Sul.

Na primeira metade do século XX, período de transformações socioespaciais no país, o planalto norte - catarinense começa a diversificar suas atividades produtivas, com a exploração da madeira como recurso para a indústria moveleira e fonte de energia. Com a introdução da silvicultura, em poucos anos resultaria um novo arranjo espacial predominante na economia regional, vinculado a indústria do papel, que aos finais do século XX verticaliza seu sistema produtivo, com o beneficiamento da madeira para produção de celulose (GOULARTI FILHO, 2007).

Com o crescimento urbano-industrial, surgem as demandas por infraestruturas de transporte, de produção e distribuição de energia, abastecimento de água etc. Como resposta as necessidade das capitais regionais em crescimento, surgem as políticas de integração nacional, através da expansão da malha rodoviária e do aproveitamento do potencial hidroenergético do país, que na década de 70 já era superior a 53,5 milhões de KW, resultando em uma tendência para construção de grandes barragens por parte do Estado (SAMUEL; ROCHA, 1977). No entanto, na bacia do alto Rio Negro o aproveitamento hídrico, sustentado por represas fluviais, surge como iniciativa do capital da celulose e papel, voltado a demanda de água e energia para o processo industrial, responsável pela organização espacial das atividades econômicas no planalto norte - catarinense.

4.2 MATERIAIS

As informações climatológicas necessárias para o gerador climático do SWAT (que necessita de série com mínimo 20 anos) foram adquiridas da estação Rio Negrinho (Cód. 84 e 1511) do CIRAM - Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometereologia de Santa Catarina da EPAGRI – Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina e Instituto Nacional de Meteorologia - INMET. Foram utilizadas informações pluviométricas da estação meteorológica Davis, localizada próxima da represa Salto Grande e da estação pluviométrica Corredeira (Cód. 02649055), de responsabilidade da ANA.

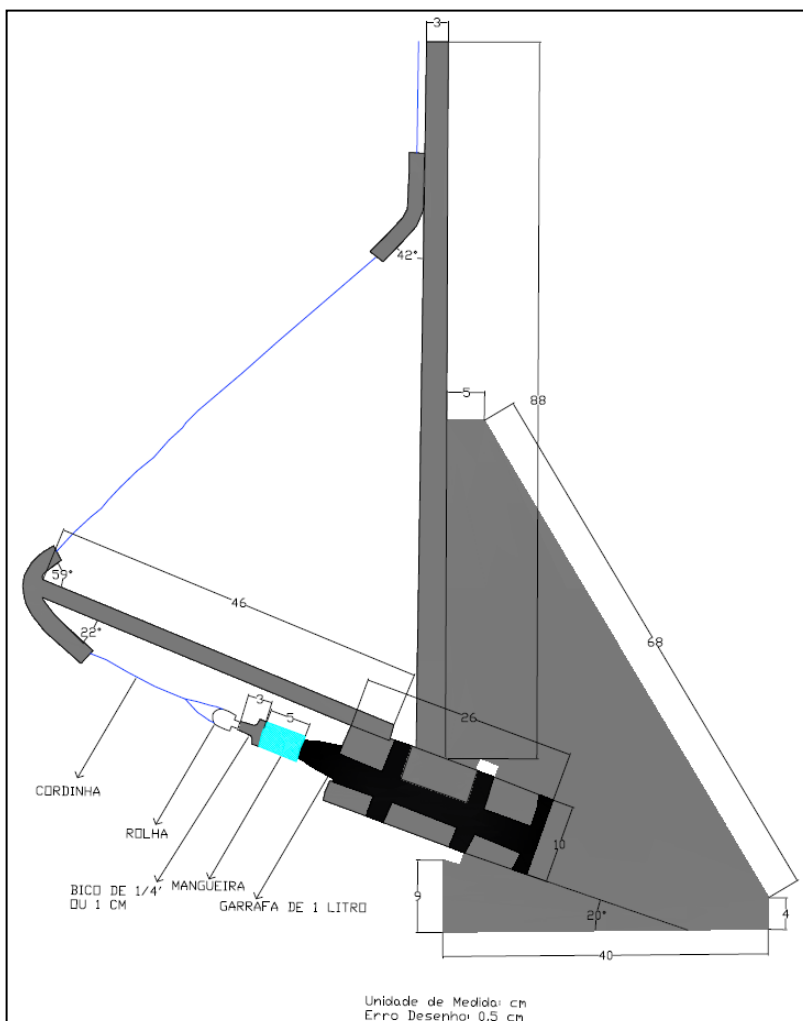
Para análise da descarga líquida e descarga sólida da bacia hidrográfica do Rio Preto, foram utilizados dados secundários de vazão e concentração de sedimentos suspensos - CSS da estação Avencal (Cód. 65094500) de responsabilidade da ANA/COPEL. Já no cálculo da descarga líquida da represa Caunal, utilizou-se o registro diário de cotas do reservatório e abertura das comportas, realizado pela CVG, mais a geometria dos descarregadores de fundo, vertedouro e canais extravasores.

Para amostrar a mistura água-sedimentos na represa foi construído um amostrador de sedimentos em suspensão, figura 20, denominado

ZN-2014, sendo inspirado nos amostradores da série norte americana DH-48 e P-61. O amostrador ZN-2014, possui bico com diâmetro de 1 cm para amostragens pontuais, com um recipiente de 1 litro sob uma inclinação de 20°, para facilitar a saída de ar do recipiente de coleta, e um sistema simples de abertura do recipiente com uma rolha associada a uma corda, para amostragens pontuais nas diferentes camadas d'água. Como o equipamento não possui sistema de fechamento, ele deve ficar por no mínimo 5 minutos em cada ponto de amostragem para garantir o enchimento total do recipiente (aprox. 3 min.), evitando alteração da amostra nas camadas d'água superiores, durante a retirada do equipamento. O amostrador também possui um leme na parte traseira para manter o bico na direção do fluxo hídrico, e um cabo de 9 metros desmontável.

Posteriormente as amostras foram analisadas em laboratório (Laboratório Integrado de Meio Ambiente – LIMA/ENS) para obter a Concentração de Sedimento em Suspensão-CSS. Para tal análise laboratorial foram utilizados Membranas de Acetate de celulose de 0,45 μm , dessecador, estufa, balança de precisão, cadinhos de porcelana, kitasato e bomba a vácuo.

Figura 20. Diagrama Esquemático Amostrador ZN-2014.



Fonte: Autor, 2014.

Para o cálculo das descargas líquidas e sólidas da represa e da bacia do Rio Preto foram construídas rotinas de cálculo com o software *MATLAB* 2012. Já a análise estatística destes dados, mais os dados de precipitação, foram realizados no software *STATISTICA* 8.

Para o mapeamento do uso e cobertura da terra foram usadas imagens da plataforma orbital LandSat 8, sensor OLI, com resolução espacial de 30 metros para as bandas do visível e infravermelho, e resolução radiométrica de 16 bits, disponibilizadas pelo Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) com imageamento realizado em 07/2013. Para o mapeamento de solos foi utilizada a base cartográfica do Geoportal EMBRAPA, na escala de detalhamento de 1:250.000 referente ao mapeamento de Solos realizado pela EMBRAPA em 2004 para o estado de Santa Catarina.

Para gerar o MDT foi utilizada a base do mapeamento sistemático do território brasileiro realizado pelo DSG/IBGE na década de 1970/80, na escala de detalhamento de 1:50.000, o qual foi digitalizado pela EPAGRI (2004).

As imagens orbitais e MDT foram processadas no software de Processamento Digital de Imagens - PDI e Sistemas de Informações Geográficas - SIG *Erdas Imagine* 9.1, e seus resultados, a base da Embrapa e do GEOBANK foram processadas em software de SIG *ArcGIS* 10. A modelagem foi realizada pelo software *ArcSWAT*, uma interface do modelo *SWAT – Soil and Water Assessment Tool* 2012 para *ArcGIS* 10.0 *Service Pack* 5.

Para os dados tabulares dos reservatórios foram utilizados os dados brutos de batimetria realizados por Lino (2009), devido a falta de equipamento para este levantamento durante a realização desta pesquisa, associados com os dados altimétricos da base da SDS/SC (2010), na escala de detalhamento de 1:10.000. Vale salientar que os dados brutos de batimetria foram o único dado de Lino (2009) usado neste estudo. A interpolação destes dados foi realizada no software *SURFER* 9.

4.3 MÉTODOS E TÉCNICAS

4.3.1 Monitoramento da Precipitação

Para análise estatística da represa Caunal foram utilizados dados do pluviógrafo de uma estação meteorológica Davis, localizada nas proximidades da PCH Salto Grande, 7 km a jusante da bacia de

contribuição da represa Caunal. Já para análise estatística da bacia hidrográfica do Rio Preto foram utilizados dados secundários da estação pluviométrica Corredeira. Já para modelagem hidrossedimentológica foram utilizados os dados de ambas as estações.

4.3.2 Estimativa da Vazão

Para calcular a vazão dos descarregadores de fundo da represa Caunal, com base no registro de cotas do reservatório, abertura da comporta da barragem e geometria do orifício de descarga, foi utilizada a equação 14 (PORTO, 2003).

$$q = C_d a \sqrt{2gh_1} \quad \text{para } h_1 \geq 0,81 * h_3 * \left(\frac{h_3}{b}\right)^{0,72} \quad \text{Equação (14)}$$

Sendo q a vazão específica ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$); C_d o coeficiente de descarga; a a altura de abertura do orifício (m); b a largura do orifício (m); h_1 o nível d'água a montante (m); h_3 o nível d'água a jusante (m).

O coeficiente de descarga para uma comporta vertical, considerando uma distribuição de pressão hidrostática, depende da abertura relativa (h_1/a) e do grau de submersão do escoamento a jusante (h_3/a). Para descarga livre o coeficiente pode ser calculado usando a equação 15 (SWAMEE, 1957 apud PORTO, 2003).

$$C_d = 0,611 \left(\frac{h_1 - a}{h_1 + 15a}\right)^{0,072} \quad \text{Equação (15)}$$

Para corrigir a supressão de contração da veia nos descarregadores de fundo da represa, foi usada a equação 16 (PORTO, 2003).

$$C'_d = C_d(1 + 0,15 * k) \quad \text{Equação (16)}$$

Sendo C'_d o coeficiente de descarga corrigido para orifícios retangulares; e o coeficiente k é a relação entre o perímetro do orifício

em que a supressão da contração do jato e o perímetro total do orifício, definido pela equação 17.

$$k = \frac{2a+b}{2(a+b)} \quad \text{Equação (17)}$$

Sendo a , a altura do orifício (m) e b a largura do mesmo (m).

Para calcular a descarga líquida do vertedouro de soleira livre foi usada a equação 18, para o perfil Creager, e a equação 19, para o perfil retangular de parede espessa, considerando a largura efetiva, devido ao vertedouro da represa Caunal possuir 5 pilares constituindo 6 vãos, sendo 4 com perfil Creager e 1 com perfil retangular de parede espessa (PORTO, 2003).

$$Q = 2,215 \left(\frac{h}{h_d} \right)^{0,148} * [L - 2(nk + k_a)h_d] * h_d^{3/2} \quad \text{Equação (18)}$$

Sendo Q a vazão ($m^3 \cdot s^{-1}$); L a largura livre do vertedouro (m); h a carga hidráulica efetiva (m); h_d a carga hidráulica sobre a crista do vertedor (m); n o numero de pilares; k o coeficiente de contração dos pilares = 0,04 (SINNIGER; HAGEN, 1989); e k_a o coeficiente de contração das ombeiras = 0,00 (SINNIGER; HAGEN, 1989).

$$Q = C_{dvpe} * 1,704 * [L - (nk + k_a)h_d] * h_d^{3/2} \quad \text{Equação (19)}$$

Sendo C_{dvpe} o coeficiente de descarga para vertedor de parede espessa (valor de 0,858 - adaptado de KING, 1954 apud PORTO, 2003).

Para os dois canais extravasores da represa, os quais em terra só auxiliam no extravasamento do excesso de vazão de eventos de máximas pluviométricas, considerou-se seu equacionamento de vazão pela formula de canais retangulares, com a velocidade calculada pela fórmula de Manning (PORTO, 2003), equação 20.

$$Q = A * \left(\frac{1}{n} * R_h^{\frac{2}{3}} * I_o^{\frac{1}{2}} \right) \quad \text{Equação (20)}$$

Sendo A a área (m^2); R_h o raio hidráulico (m); I_o a declividade média do canal (m/m); e n o coeficiente de rugosidade de Manning,

definido para canais de terra, retilíneos e uniformes em condições regulares (0,023).

Devido a um vazamento nas pranchas de madeira (+/- 20 cm de altura cada), que selam o vertedouro da represa Caunal durante sua operação normal, após o evento de máxima ocorrido em 06/2014, devido a retirada e recolocação destas pranchas que ocasionou a quebra parcial de uma delas, este vazamento foi calculado com a equação 14 considerando a abertura de metade da altura da prancha com vazamento. Vale salientar que existem outros vazamentos em outras pranchas, sendo estimado somente o mais expressivo.

4.3.3 Monitoramento de Sedimentos Suspensos

Apesar de a forma tradicional de amostragem da descarga sólida de reservatórios ser por meio de um posto hidrossedimentométrico localizado logo a jusante da barragem, nesta pesquisa optou-se pelo monitoramento logo a montante da estrutura hidráulica, pois o canal de jusante não constitui uma seção ideal para fluviometria, e também por que além do cálculo da descarga sólida, este estudo buscou analisar a estratificação na coluna d'água do reservatório.

A quantificação de sedimentos que transpõem a barragem, foi realizada pelo método indireto da amostragem da mistura água-sedimentos, com posterior cálculo da Concentração de Sedimentos em Suspensão-CSS (CARVALHO, 2008).

As amostragens foram realizadas a 3 metros a montante da barragem Caunal, figura 21, na margem onde se localizam os descarregadores de fundo. A definição desta distância foi baseada no fato de não haver curvatura da lâmina d'água do reservatório ao se aproximar do vertedor, devido a este estar fechado com pranchas de madeira sendo aberto somente em eventos de máximas pluviométricas, e devido a força da sucção do orifício, que poderia sugar o amostrador ZN-2014 inviabilizando a amostragem.

Figura 21. Amostragem de CSS a 3 metros do orifício da barragem.



Fonte: Autor, 2014.

O método de amostragem utilizado foi adaptado do método utilizado em canais fluviais naturais, através de *Amostragem por Integração Pontual* (CARVALHO, 2008). Em relação aos locais das amostragens pontuais, foi criado um método para amostrar a CSS na descarga da barragem Caunal. Este método foi inspirado no método de B.C. Colby, o qual, voltado para canais fluviais recomenda dividir a coluna d'água na vertical em 5 frações iguais, realizando as medições nos centros destas frações, sendo que todas as amostras devem ser adquiridas com mesmo tempo de amostragem e devendo ser levada em conta a velocidade da corrente para cada fração da coluna d'água (CARVALHO, 2008). Como se trata de uma represa com a descarga sólida ocorrendo predominantemente por um descarregador de fundo, ao invés de um canal fluvial com maior velocidade ocorrendo ao centro do escoamento hídrico, a coluna d'água foi dividida em três frações iguais ($1/3$, $2/3$, $3/3$) sendo a amostragem realizada ao meio das frações, mais uma amostragem na base do reservatório, coletando a mistura de água e sedimentos a 25 cm do fundo, devido a vazão ocorrer predominantemente na parte inferior da barragem. O intuito destas divisões da coluna d'água é analisar a extratificação da concentração de sedimentos suspensos, sendo que para o cálculo da descarga sólida, foram consideradas somente as medições pontuais nos locais onde estava ocorrendo vazão efluente.

Após coletar as amostras da mistura água-sedimento, estas foram analisadas em laboratório (Laboratório Integrado de Meio Ambiente – LIMA/ENS/UFSC), através da técnica de filtragem, figura 22, de acordo

com o método 2540D do *Standard Methods 20th Edition* (CLESCERI, *et al.* 1998) para obter a Concentração de Sedimentos em Suspensão – CSS.

Figura 22. Equipamentos laboratoriais para análise de CSS.



Fonte: Autor, 2014.

Depois de obter a CSS, foi calculada a descarga sólida. Como a vazão ocorre por orifícios ou vertedores e a amostragem de CSS é realizada em pontos ao centro ou próximos destes orifícios/vertedor, optou-se por uma adaptação da fórmula apresentada por Carvalho (2008) para os métodos de igual incremento de largura ou igual incremento de descarga para rios. Ao invés de usar o valor médio da CSS multiplicado pelo valor total de vazão e por um fator de correção de unidades, foi utilizado a CSS pontual multiplicada pela respectiva vazão no ponto de amostragem e pelo fator de correção de unidades, e posteriormente foram somadas as descargas sólidas dos diferentes orifícios/vertedor, equação 21. Vale salientar que para o compute da descarga sólida em suspensão, somente foram utilizadas a medição pontual de CSS e de vazão, do local onde havia descarga na barragem, de acordo com sua operação antrópica no dia da referida amostragem, ou seja, quando a descarga da barragem ocorria somente pelo descarregador de fundo, foi utilizada a medição de CSS da amostragem próxima da base do reservatório e a vazão do descarregador de fundo, descartando as medições nos pontos superiores da coluna d'água, onde não havia descarga efluente.

$$Q_{sst} = \sum_i^n 0,0864 * Q_i * C_i \quad \text{Equação (21)}$$

Sendo Q_{sst} a descarga s3lida em suspens3o total ($ton.dia^{-1}$); Q_i a vaz3o no ponto de amostragem de C_i ($m^3.s^{-1}$); e C_i a medida pontual de CSS no local da Q_i ($mg.l^{-1}$).

4.3.4 An3lise dos dados hidrossedimentom3tricos

De posse dos valores de vaz3o e CSS do exut3rio da represa, associado aos valores de precipita3o acumulados em 24h (tendo por refer3ncia a hora de opera3o da represa: 08:00h), e valores de vaz3o e precipita3o acumulada em 24h atrasados em at3 4 dias, foi realizada uma an3lise estatística dos dados com o intuito de verificar poss3veis rela3o3es entre as vari3veis, de modo a compreender o comportamento hidrossedimentol3gico desta represa, assim como a constitui3o de uma curva-chave para a concentra3o de sedimentos suspensos. J3 para bacia hidrogr3fica do Rio Preto foram utilizados os dados secund3rios da esta3o fluviom3trica Avenal, de responsabilidade da ANA/COPEL, com a descarga s3lida de fundo sendo calculada atrav3s do m3todo simplificado de Colby (1957) no software WinTSR (UFMS), utilizando como dados de entrada a CSS, vaz3o l3quida, largura da superf3cie do canal, velocidade m3dia na se3o e a profundidade hidr3ulica.

Primeiramente foi realizada uma an3lise explorat3ria dos dados atrav3s de estatísticas diacríticas, gr3ficos de pontos e correla3o3es n3o-param3tricas. Para verificar a normalidade dos dados, foram utilizados gr3ficos de probabilidade de normalidade, mais o teste Shapiro-Wilk que analisa a n3o-normalidade da distribui3o dos dados para um n3vel de signific3ncia de 5%. Desta forma se o valor de p do referido teste for superior a signific3ncia adotada, a distribui3o de freq3ncia ser3 uma distribui3o gaussiana.

Ap3s a an3lise explorat3ria, para as vari3veis que n3o possu3m a normalidade dos dados, foram calculados os valores do menor logaritmo da veross3milhan3a de cada vari3vel no software *Statistica 8*, para definir o valor de Lambda. A opera3o matem3tica de transforma3o associada com os valores de Lambda se encontram no Quadro 01.

Quadro 01. Operação matemática de transformação associada aos valores de Lambda.

λ	Transformação
-1	$1/(x)$
-0,5	$1/\text{Raiz}^2(x)$
0	$\text{Log}(x)$
0,5	$\text{Raiz}^2(x)$
1	x
2	x^2

Fonte: Adaptado de WEI, 2006.

Para construir a curva-chave de sedimentos foi produzido um modelo de regressão linear, com as variáveis que obtiveram correlações paramétricas com significância de 5% ou 1%. Para construir este modelo, primeiramente foi calculado o F-Fisher para significância de 10% e 5% referentes ao valor de F int (F to enter) e F out (F to remove) respectivamente, para selecionar as variáveis predictoras significantes.

Para validar o modelo foram realizados testes estatísticos como o coeficiente de determinação (R^2) para regressão simples, e o coeficiente de determinação ajustado pelo número de graus de liberdade (R^2_p) para regressão múltipla. Para validar os coeficientes de regressão múltipla foi usado a ANOVA (caso estes sejam diferentes) para significância de 5% e o teste de T-Student para os coeficientes da regressão simples, também para significância de 5%. Também foi realizada a análise de resíduos, verificando a necessidade de Gaussianidade da distribuição dos resíduos, a inexistência de linearidade entre as variáveis predictoras e os resíduos do modelo.

Após realizar a modelagem foi realizada uma análise de cluster, para verificar os agrupamentos de sub-bacias em função da altura da lâmina de escoamento superficial e da produção de sedimentos. Primeiramente estes valores foram padronizados, para então avaliar as ligações entre as sub-bacias com agrupamento de árvore, considerando a metade da distância da última ligação como critério de corte para definir o número de grupos. O método não paramétrico de ligação utilizado foi do *Complete Linkage* usando a mínima distância Euclidiana.

Para validar a heterogeneidade entre os grupos identificados no agrupamento de árvore foi calculado o teste de *Kruskal-Wallis*. Este teste é uma alternativa não-paramétrica para o teste da ANOVA, considerando a hipótese nula de que as amostras, ou populações, possuem distribuições similares na mediana, desta forma considerando uma significância de 1% um valor de $p < 0,01$ confirma a hipótese nula, validando a heterogeneidade dos grupos.

4.3.5 SWAT - Dados de Entrada

Para realizar a modelagem hidrossedimentológica, primeiramente foram produzidos os dados espaciais, com resolução espacial de 10m, e dados tabulares de entrada no modelo *SWAT*.

Para delimitar a bacia e extrair as informações de relevo, com a base topográfica da EPAGRI/IBGE (2004), foi gerado um MDT - Modelo Digital do Terreno mais precisamente um MDE - Modelo Digital de Elevação, através do Interpolador *Topo to Raster* o qual, derivado do Software ANUDEM (HUTCHINSON, 1998; HUTCHINSON, 1999), volta-se a geração de MDEHC - Modelo Digital de Elevação Hidrograficamente Condicionado, pois considera a drenagem e lagos em conjunto com as curvas de níveis e pontos cotados, na interpolação dos dados altimétricos.

Para o mapeamento do uso e cobertura da terra, foram utilizadas técnicas de Sensoriamento Remoto/Processamento Digital de Imagens – SR/PDI para as imagens orbitais. Primeiramente foi realizada a correção geométrica (absoluta), através de pontos de controle, da imagem do sensor *OLI*, da plataforma orbital *LandSAT 8*, sendo estas registradas no sistema de projeção UTM (Datum SIRGAS 2000).

Posteriormente foram identificadas as áreas representativas de cada classe temática em laboratório, para em levantamentos de campo realizados entre 12/09/2013 a 14/09/2013, figura 23, registrar estas áreas amostrais no mesmo sistema de referência das imagens através de GPS de navegação. Tendo construída a imagem de referência (levantamento de GPS sobreposta nas imagens orbitais) foi verificada a homogeneidade das amostras através da matriz de contingência. Posteriormente foram utilizadas técnicas de PDI para através da

classificação automática supervisionada gerar o mapa temático de uso e cobertura da terra no recorte espacial investigado.

Como classificador principal utilizado foi o método não paramétrico do Paralelepípedo, e para os pixels classificados por mais de um paralelepípedo, ou então não englobados por nenhum paralelepípedo foi utilizado o classificador da máxima verossimilhança (MAXVER), devido a este classificador considerar as probabilidades do pertencimento do pixel em questão para as possíveis classes temáticas.

Para verificar a qualidade da classificação automática supervisionada foi utilizado o Índice Kappa (CONGLATON; GREEN, 1999) que avalia a validade da classificação com um índice de 0 a 1. Neste caso, ao contrário das áreas (pixels) amostrais para treinamento do classificador que foram levantados em campo, as áreas para validação da classificação para o computo do índice *Kappa* foram definidas com base em análise visual dos pixels escolhidos aleatoriamente pelo software na imagem bruta, comparando visualmente a resposta espectral destes pixels aleatórios com as respostas dos pixels conhecidos.

Figura 23. Coleta de amostra de uso e cobertura da terra (Coleta de coordenadas UTM e descrição de amostra).



Fonte: Autor, 2014.

Já o mapeamento de solos consistiu na edição da base cartográfica da EMBRAPA, referente ao ano de 2004 na escala de detalhamento de 1:250.000, onde os tipos de solos foram refinados até o segundo nível categórico da nova classificação de solos da EMBRAPA, e posteriormente pela textura.

Para os dados tabulares de uso e cobertura da terra, foram atribuídos as informações mais generalizadas para cada classe temática, sobretudo para o uso agrícola, devido a grande diversidade de culturas cultivadas, assim como pelo sistema de rotação de culturas intra-anual e inter-anual utilizado. Vale salientar que na área de estudo não existem cidades, somente algumas pequenas vilas, de tamanho inexpressivo, que por possuírem estradas de terra foram classificadas como solo exposto. Já as informações tabulares de vegetação

Para os dados tabulares de solos, foram utilizadas as informações do banco de dados de atributos espaciais da base da EMBRAPA (2004), como a profundidade total do solo, sendo obtido o grupo hidrológico (USDA/SCS,1972) de cada solo brasileiro, atualizando a classificação

do mapeamento para a nova classificação de solos adotada no Brasil utilizando a bibliografia “A nova classificação de solos brasileira” (JACOMINE, 2009), para posteriormente descobrir o respectivo grupo hidrológico de cada solo com as bibliografias “Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação” (SARTORI, *et al.* 2005).

Também foi realizada uma campanha amostral entre 04/11/2014 a 08/11/2014 para o conjunto de solos abrangidos pelo perímetro da bacia, através de *Amostragem Aleatória Estratificada Uniforme* (BARBETTA, 2011), onde os estratos foram as refinações dos tipos de solos conforme discutido anteriormente, totalizando 7 unidades pedológicas/texturais. Nas unidades pedológicas/texturais que possuíam mais de um polígono foi realizada a amostragem naquele que constituía a moda para a sigla que caracteriza o 4º, 5º e 6º nível categórico. Vale salientar que com exceção do Neossolo Litólico Textura Média que só possui horizonte A, nas demais unidades pedológicas/texturais foram amostrados os horizontes A e B, com a profundidade do horizonte A averiguada em campo.

Esta campanha amostral visou obter amostras indeformadas coletadas, com formas de PVC de 100mm de diâmetro por 100mm de altura laminadas em uma das extremidades, figura 24, para cálculo da densidade aparente, equação 22 (EMBRAPA, 1997), e amostras deformadas coletadas com pá, para granulometria (areia, silte, argila), carbono orgânico e matéria orgânica, figura 24, os quais foram analisados nos laboratórios de análise física e química de solos do CAV- UDESC. A granulometria foi medida através de peneiramento e decantação (GEE; BAUDER, 1986), para a matéria orgânica e carbono orgânico foi utilizado o método de *Walkley-Black* (SEGNINI *et al.* 2008). Os dados de condutividade hidráulica saturada (SOL_K) e capacidade de umidade do solo (SOL_AWC) foram estimados com a ferramenta *Roseta* do software *Hydrus 1-D*, com base nos parâmetros de granulometria e densidade aparente. Já o albedo foi estimado através da tabela de cores de solos *Munsell* pela equação 23 (DALMOLIN, 2002).

$$D_a = \frac{P}{V} \quad \text{Equação (22)}$$

Sendo D_a a densidade aparente em g.cm^3 ; P o peso em gramas do solo seco durante 24h a 105°C ; e V o volume em cm^3 da forma de coleta.

$$A_s = 0,069 * V_m - 0,114 \quad \text{Equação (23)}$$

Sendo A_s o albedo do solo (de 300 a 2800nm); e V_m o valor da cor do solo na tabela *Munsell*.

Figura 24. Amostragem de Solos. A direita coleta de amostra deformada com uso de pá. A esquerda, coleta de amostra indeformada com uso de forma de PVC.



Fonte: Autor, 2014.

Em relação aos dados tabulares de reservatórios, existem quatro barragens na bacia hidrográfica do Rio Preto, sendo elas Caunal, Salto Grande, Rio Preto e Bituva, sendo que somente as duas primeiras constituem um lago artificial, enquanto que as duas últimas somente aumentam o nível d'água no canal fluvial. Desta forma, as duas barragens em que o represamento hídrico não forma um lago foram desconsideradas da modelagem. Os dados de volume e área dos reservatórios foram estimados através de interpolação dos dados batimétricos (LINO, 2009)/altimétricos (SDS, 2010) utilizando a Triangulação com Interpolação Linear no software *SURFER 9*.

Para operação de descarga dos reservatórios das duas represas foi escolhida a opção de liberação de vazão para reservatórios sem controle

de vazão ($IRRESCO=0$), necessitando o valor máximo para descarga (RES_RR) quando o volume se situa entre o volume definido para a tomada d'água principal e o vertedor de emergência, sendo que a quantidade de água que exceder o volume do vertedor de emergência é liberada para jusante. Para a represa Caunal foi utilizada a média dos valores estimados da descarga líquida desta represa no período de 01/01/2010 a 11/11/2014, que é muito próximo do 3º Quartil dos dados de vazão, e para represa Salto Grande foi utilizado o método de ponderação de áreas com base na média dos dados de vazão da Estação Avencal, devido a limitação das informações geométricas/estruturais desta PCH.

Para a concentração inicial de sedimentos foi utilizado a mediana dos valores de CSS medido na represa Caunal para os dois reservatórios. O valor do D_{50} dos sedimentos suspensos nos reservatórios Caunal e Salto Grande foi o valor medido para a represa Caunal. A granulometria dos sedimentos em suspensão, mais precisamente o D_{50} , foi medido no equipamento *Mastersize 2000* do laboratório de Farmacotécnica da UFSC.

Para o gerador climático do SWAT foram utilizados dados de chuva, temperatura, umidade relativa, velocidade do vento e radiação solar da estação meteorológica Rio Negrinho (cód. 574 e 1511) da EPAGRI/CIRAM/INMET. Os dados da estação antiga da EPAGRI/CIRAM/INMET (Rio Negrinho - cód. 574) foram sobrescritos e completados com os dados da nova estação EPAGRI/CIRAM/INMET (Rio Negrinho - cod. 1511), a partir de 21/03/2008. Ambas na mesma localização geográfica (latitude $-26^{\circ}14'53''$ / longitude $-49^{\circ}34'49''$ / altitude 862m), compreendendo um recorte temporal de 22 anos (jan/1991 a dez/2013).

Os dados de precipitação da estação meteorológica DAVIS foram ajustados para escala de tempo diária, a partir das 8h, para ficar em conformidade com a leitura diária dos dados de precipitação da estação Corredeira (ANA) e registros de operação da represa Caunal.

4.3.6 SWAT - Aquecimento, Calibração e Validação

Para o correto aquecimento do modelo é recomendado que se use de dois a três anos, e a calibração e validação devem ser realizadas para dois recortes do período de dados observados, um para calibração e outro para validação (ARNOLD *et al.* 2012). Desta forma o modelo foi aquecido durante os anos de 2009, 2010, 2011 e 2012 sendo realizada a calibração para o ano de 2013 e a validação para o ano de 2014. Obtendo o valor do índice de Nash e Sutcliffe (NSE) (NASH; SUTCLIFFE, 1970), equação 24, considerados no mínimo como satisfatório, conforme quadro 2, para calibração e validação no passo de tempo mensal, a modelagem estará concluída.

$$NSE = 1 - \left[\frac{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y_i^{sim})^2}{\sum_{i=1}^n (Y_i^{obs} - Y^{mean})^2} \right] \quad \text{Equação (24)}$$

Sendo Y_i^{obs} os valores observados; Y_i^{sim} os valores simulados; e Y^{mean} a média dos valores observados.

Quadro 2. Desempenho de modelagem recomendada para o passo de tempo mensal.

DESEMPENHO	NSE
Muito Bom	0,75 < NSE < 1,00
Bom	0,65 < NSE < 0,75
Satisfatório	0,50 < NSE < 0,65
Insatisfatório	NSE < 0,50

Fonte: Adaptado de MORIASI *et al.*, 2007.

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 DADOS DE SEDIMENTOS DA BACIA DO RIO PRETO (ESTAÇÃO AVENCAL)

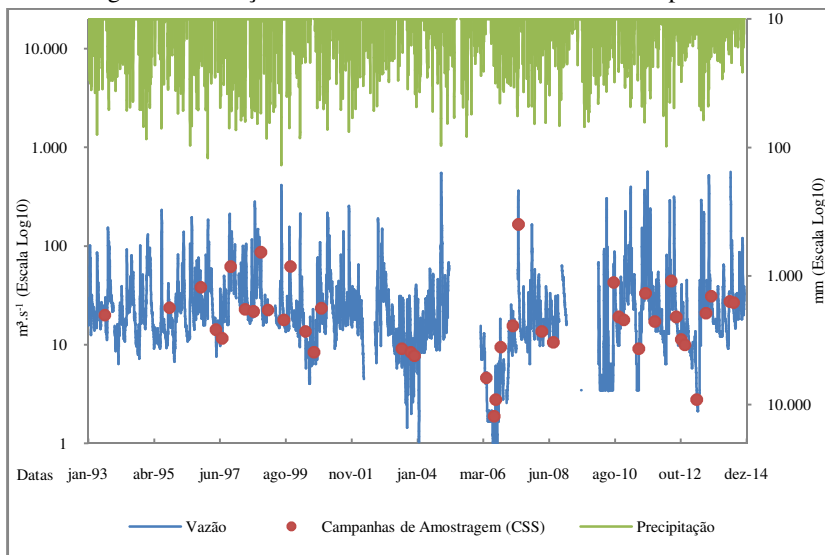
A bacia hidrográfica do Rio Preto, definida aqui com seu exutório na estação fluviométrica Avencal, de responsabilidade da ANA/COPEL, possui um recorte temporal de medições de vazão diária, com base em curva-chave de descarga (cota vs. vazão) de 1976 a 2014, e medições de concentração de sedimentos suspensos - CSS pontuais de 1982 a 2014. Como a represa Caunal rompeu em 1983 sendo reconstruída em 1985 e a Represa Salto Grande foi concluída em 1987, os dados de CSS da década de 1980 foram desconsiderados sendo utilizados somente os dados de 1990 em diante, excluindo os dados de períodos de falha na série de vazões médias diárias e precipitação, totalizando 41 dados. Estes 41 dados de CSS possuem a respectiva vazão da hora de coleta, enquanto que os dados diários de vazão repassados pela COPEL (mais atualizada e consistente que os disponíveis no HIDROWEB-ANA) são a média diária de medições as 7:00h e as 17:00h.

Na figura 25 é possível observar as campanhas de amostragens sobre o hidrograma e hietograma da estação fluviométrica Avencal, onde se verifica que com exceção da amostragem realizada no começo da recessão do evento de máxima amostrado no dia 25/05/2007 todas as demais amostragens se situam em eventos de baixa e intermediária vazão, havendo a carência de amostragens de eventos de máximas extremas.

No quadro 3 as medidas de CSS das 41 campanhas de amostragem realizadas pela ANA/COPEL foram agrupadas de acordo com o momento do seu respectivo evento no hidrograma da estação Avencal (ascensão/recessão), evidenciando que 28 campanhas contemplaram o processo de recessão/vale da vazão e 13 campanhas se situaram sobre períodos de ascensão/pico da mesma. Tendo como critério a mediana dos 41 dados se verificou que as maiores concentrações se encontram em todas as etapas de eventos do hidrograma analisados, sendo que 69% dos 13 dados de ascensão/pico estão acima da mediana, e 57% dos 28

dados de recessão/vale estão abaixo da mediana, estando os dois menores valores em período de vale.

Figura 25. Campanhas de amostragem de CSS no hidrograma e hietograma da estação fluviométrica Avencal. Escala de tempo diário.



Fonte: Autor, 2014. Dados ANA/COPEL.

Quadro 3. Amostragens de CSS (mg.l^{-1}) nos eventos do hidrograma da estação fluviométrica Avencal.

ASCENSÃO	PICO	RECESSÃO	VALE
5,33	15,20	2,44	1,69
9,17	24,16	2,12	2,93
15,60	17,80	9,11	26,40
20,20	23,60	2,39	21,80
44,80	35,80	4,91	11,40
23,00	17,60	7,93	
	21,80	4,52	
		5,42	
		8,14	
		24,68	
		28,00	
		21,60	
		26,40	
		132,20	
		26,00	
		15,40	
		15,00	
		25,80	
		24,40	
		17,60	
		11,00	
		23,80	
		25,20	
Destacado= CSS (mg.l^{-1}) \geq Mediana (17,6 mg.l^{-1})			

Fonte: Autor, 2014. Dados ANA/COPEL.

As estatísticas descritivas da CSS com sua respectiva vazão, mais a vazão média diária podem ser visualizadas no quadro 4. Nesta tabela observa-se que o valor de tendência central da CSS representado pela média se situa em $19,57 \text{ mg.l}^{-1}$ com um erro padrão de $3,22 \text{ mg.l}^{-1}$ e desta

forma podendo ser considerado igual a mediana que se situa em 17,60 mg.l⁻¹. As medidas de dispersão, representadas pela variância e desvio padrão mostram pequena energia e desvio em relação ao valor central, com a variância em 425,7 e desvio padrão em 20,64 com o primeiro quartil da amostra em 8,14 mg.l⁻¹ e o terceiro quartil em 24,40 mg.l⁻¹.

O valor mínimo de sedimento amostrado foi de 1,69 mg.l⁻¹ e o máximo de 132,20 mg.l⁻¹. As medidas de assimetria e achatamento mostram que o conjunto amostral é assimétrico à direita e platicúrtico. Os valores amostrados de CSS se enquadram em um intervalo de vazão instantânea da amostragem de 2,65 m³.s⁻¹ a 133,95 m³.s⁻¹ estando a mediana em 15,03 m³.s⁻¹ sendo sua distribuição de frequência assimétrica a direita e platicúrtica.

Quadro 4. Estatísticas Descritivas. CSS (mg.l⁻¹), Vazão (m³.s⁻¹).

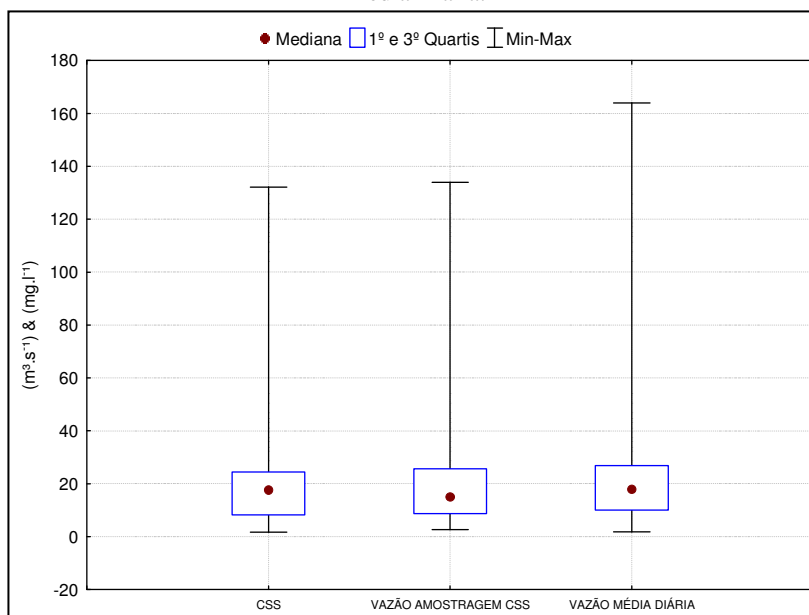
ESTATÍSTICAS DESCRITIVAS	CSS	VAZÃO DA AMOSTRAGEM DE CSS	VAZÃO MÉDIA DIÁRIA
Observações	41	41	41
Média	19,57	23,64	25,08
Erro Padrão Média	3,22	4,07	4,41
Mediana	17,60	15,03	17,88
Variância	425,87	677,35	796,05
Desvio Padrão	20,64	26,03	28,21
1° Quartil	8,14	8,70	10
3° Quartil	24,40	25,69	26,8
Mínimo	1,69	2,65	1,86
Máximo	132,20	133,95	164
Amplitude	130,51	131,30	162,14
Assimetria	4,21	2,54	3,44
Achatamento	22,73	7,68	14,73

Fonte: Autor, 2014.

Ao observar a figura 26, verifica-se que a amplitude numérica das três variáveis discutidas acima estão aproximadamente na mesma faixa

de valores entre o primeiro e terceiro quartil, assim como a mediana. Em relação aos valores extremos, observa-se que os valores mínimos são praticamente iguais nas três variáveis, enquanto que a vazão média diária possui o maior valor máximo. Através das medidas de assimetria, achatamento e da análise gráfica dos box plots das três variáveis é possível identificar distribuições de probabilidade concentradas em baixos valores, caracterizando distribuições log-normais.

Figura 26. Box Plots da CSS, Vazão da amostragem de CSS e Vazão Média Diária.



Fonte: Autor, 2014. Dados ANA/COPEL.

Para verificar a existência de relações entre as variáveis do sistema hidrossedimentológico da bacia hidrográfica do Rio Preto foram calculadas correlações não-paramétricas, sendo consideradas validas as correlações com significância de 10% devido ao caráter exploratório desta análise. Além da CSS medida, vazão da coleta de CSS, vazão média diária e chuva acumulada em 24h, foram realizados atrasos na vazão e chuva acumulada em 24h em até 4 lags, com o intuito de verificar possíveis retardos nas repostas da descarga da bacia.

Ao observar o quadro 5, verifica-se que somente a vazão com atraso de 4 dias alcançou a significância adota, possuindo uma correlação negativa de -0,20 e -0,26 com a CSS nas correlações não paramétricas de Kendall Tau e Spearman Rank, respectivamente. No mesmo quadro também é possível observar que a vazão da medição de CSS e vazão média diária apresentaram memória temporal até o lag 4 com correlação $\geq 0,66$ em Kendall Tau e $\geq 0,82$ em Spearman Rank, todas com nível de confiança de 90%. A chuva acumulada em 24h antes da medição da vazão da amostragem de CSS não obteve correlação aceitável com esta vazão, já a chuva acumulada entre o lag 1 ao lag 2, do lag 2 ao lag 3 obtiveram valores $\geq 0,25$ nas duas correlações não paramétricas com significância de 10%. A vazão média diária, por sua vez, obteve correlação significativa com a chuva de lag 0 ao lag 1, assim como com as chuvas acumuladas entre os lags 1 ao 2 e lags 2 ao 3, sendo que a correlação mais expressiva foi com a chuva acumulada entre o lag 2 ao lag 3 que apresentou correlação de 0,42 e 0,51 em Kendall Tau e Spearman Rank, respectivamente.

Quadro 5 - Correlações Não-Paramétricas (Destacado: p com α de 10%).

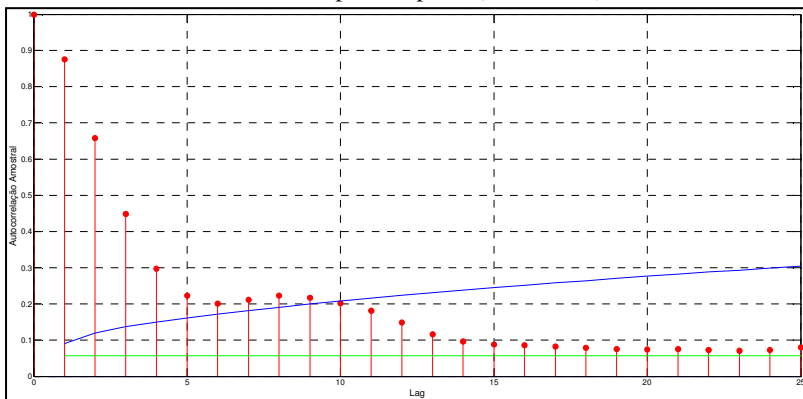
VARIÁVEIS	KENDALL TAU					
	CSS	p	Q (CSS)	p	Q (M.D.)	p
CSS			-0,09	0,42	-0,06	0,58
Q (CSS)	-0,09	0,42				
Q (M.D.)	-0,06	0,58				
Q (M.D.) Lag 1	-0,08	0,47	0,74	0,00	0,82	0,00
Q (M.D.) Lag 2	-0,12	0,28	0,71	0,00	0,77	0,00
Q (M.D.) Lag 3	-0,16	0,14	0,66	0,00	0,72	0,00
Q (M.D.) Lag 4	-0,20	0,06	0,67	0,00	0,71	0,00
P Lag 0 ao Lag 1	0,15	0,17	0,16	0,16	0,22	0,05
P Lag 1 ao Lag 2	0,11	0,31	0,25	0,02	0,22	0,04
P Lag 2 ao Lag 3	0,08	0,43	0,36	0,00	0,42	0,00
P Lag 3 ao Lag 4	0,16	0,14	0,18	0,09	0,17	0,13
P Lag 4 ao Lag 5	-0,02	0,82	0,16	0,14	0,13	0,22
VARIÁVEIS	SPEARMAN RANK					
	CSS	p	Q (CSS)	p	Q (M.D.)	p
CSS			-0,10	0,55	-0,05	0,76
Q (CSS)	-0,10	0,55				
Q (M.D.)	-0,05	0,76				
Q (M.D.) Lag 1	-0,08	0,60	0,86	0,00	0,90	0,00
Q (M.D.) Lag 2	-0,15	0,37	0,86	0,00	0,89	0,00
Q (M.D.) Lag 3	-0,21	0,19	0,82	0,00	0,85	0,00
Q (M.D.) Lag 4	-0,26	0,10	0,82	0,00	0,84	0,00
P Lag 0 ao Lag 1	0,21	0,20	0,20	0,21	0,29	0,07
P Lag 1 ao Lag 2	0,15	0,36	0,31	0,05	0,29	0,06
P Lag 2 ao Lag 3	0,11	0,50	0,46	0,00	0,51	0,00
P Lag 3 ao Lag 4	0,22	0,16	0,25	0,12	0,23	0,16
P Lag 4 ao Lag 5	-0,02	0,91	0,22	0,17	0,19	0,24
CSS: concentração de sedimentos em suspensão; Q (CSS): vazão da amostragem de CSS; Q (M.D.): vazão média diária; P: chuva acumulada em 24h						

Fonte: Autor, 2014.

Como foi encontrada memória temporal dos dados de vazão nas correlações não paramétricas, foram calculadas as correlações seriais da vazão através da função autocorrelação (ACF) e função autocorrelação

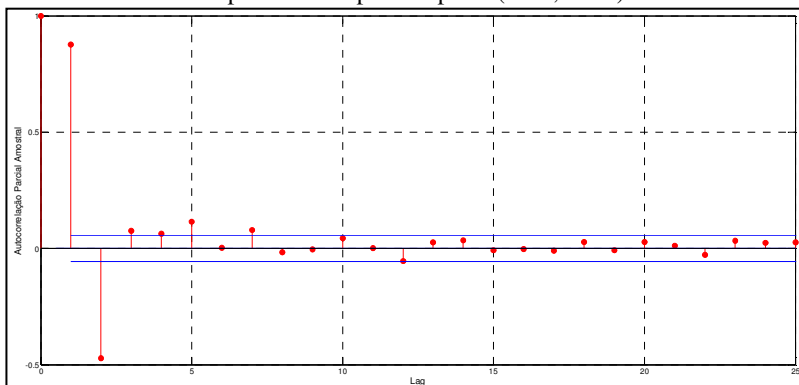
parcial (PACF) para o período de 2011 a 05/2014 devido a estas correlações não aceitarem dados perdidos (*Missing Data*) na realização do cálculo, e este período ser completo. Conforme é possível observar na figura 27 a função autocorrelação amostral decai exponencialmente, e na figura 28 que a função autocorrelação parcial decai em *damped sin*, havendo memória temporal representativa de acordo com o erro padrão até o lag 2, conforme mostrado nas correlações não paramétricas, indicando que esta série temporal de vazões constitui um processo autorregressivo de ordem 2.

Figura 27. Função Autocorrelação Amostral da vazão em 2014. Em azul erro padrão multiplicado por 2, em verde erro padrão em hipótese de ruído branco multiplicado por 2 (WEI, 2006).



Fonte: Autor, 2014.

Figura 28. Função Autocorrelação Parcial Amostral da vazão em 2014. Em azul erro padrão multiplicado por 2 (WEI, 2006).



Fonte: Autor, 2014.

Como a memória temporal dos dados de vazão se mantém por até dois dias de acordo, a correlação negativa da vazão de lag 4 com a CSS pode ser considerada ao acaso. Esta falta de relações entre a CSS e a vazão pode ser explicada pela interferência antrópica na bacia. Reitz e Dias (2014) ao analisar uma estação fluviométrica instável na bacia hidrográfica amazônica identificaram o remanso hidráulico de barragens como uma forte responsável pela instabilidade na dispersão dos dados (cota vs. vazão) durante a recessão do hidrograma. Como represas afetam a curva-chave de vazão, conseqüentemente afetarão também a curva-chave de sedimentos, assim a falta de relações entre a chuva e vazão com a CSS pode ser explicada pelos represamentos hídricos presentes em duas das três principais sub-bacias da bacia hidrográfica do Rio Preto, tanto pela decantação de sedimentos devido ao remanso hidráulico causado pelas represas, como pela regulação antrópica da vazão.

Como a CSS não obteve correlações aceitáveis com as demais variáveis analisadas, optou-se por calcular a descarga sólida em suspensão $[0,0864 * \text{Vazão}(\text{Medição CSS}) * \text{CSS}]$ e através do método simplificado de Colby (1957) foi calculada a descarga sólida de fundo. Como já mencionado anteriormente, devido à represa Caunal ter rompido em 1983 sendo reconstruída em 1985, e a represa Salto Grande

ter sido concluída em 1987, os dados de CSS da década de 1980 foram desconsiderados. No registro de sedimentos, observou-se nos dados geométricos da seção fluvial, que as relações entre suas características, como cota, vazão, largura e profundidade começam a oscilar entre curtos períodos de tempo a partir do ano de 2000, enquanto na década de 1990 estas relações permanecem estáveis. Estas mudanças podem ser devidas a vários fatores, como aumento da velocidade de transformações no canal (oscilação entre deposição e erosão), variações do local exato de medição pela(s) equipe(s) hidrossedimentométrica(s) dos órgãos responsáveis pelo monitoramento, entre outros. Desta forma foram utilizados somente os 11 dados da década de 1990 para o cálculo de ambas as descargas sólidas, para posteriormente analisar as relações com a vazão média diária e chuva acumulada em 24h, com seus respectivos atrasos no tempo.

Apesar de a vazão da amostragem de CSS ser uma das variáveis determinantes da descarga sólida em suspensão e de fundo, e desta forma não ser o método ideal para construir uma série contínua de sedimentos com base em técnica estatística de regressão, observa-se na literatura hidrossedimentológica que muitos estudos usam a descarga líquida para determinar a descarga sólida, como em Carvalho *et al.* (2004), Chella *et al.* (2005), Carvalho *et al.* (2011), Lopes *et al.* (2011), Grutka (2013). Por isso, devido à falta de relações com a CSS optou-se por analisar e utilizar a descarga sólida em suspensão e de fundo como variável dependente para construir a série de sedimentos, mas agora aceitando somente as correlações não paramétricas e paramétricas com significância de 1%.

No quadro 6 estão expostas as correlações não-paramétricas, onde observa-se correlações significantes da vazão média diária de lag 0,1 e 2 com a descarga sólida suspensa nas duas correlações analisadas com valores $\geq 0,60$, sendo que as maiores correlações foram obtidas com as vazões médias diárias de lag 0 e 1, obtendo o valor de 0,85 e 0,86 na correlação de Spearman Rank, respectivamente. As vazões médias diárias de lag 0,1 e 2 obtiveram correlação significativa ainda mais forte com a descarga sólida de fundo, obtendo valores $\geq 0,78$ em ambas as correlações não-paramétricas, sendo que o valor mais alto das

correlações foi obtido com a vazão de lag 0 que obteve os valores de 0,95 e 0,85 em Spearman Rank e Kendall Tau, respectivamente. Outra variável que obteve correlação significativa com a descarga sólida em suspensão e de fundo foi a chuva acumulada entre os lags 2 e 3 obtendo os valores $\geq 0,64$ em ambas as correlações.

Quadro 6. Correlações Não-Paramétricas (Destacado: p com α de 1%).

VARIÁVEIS	SPEARMAN RANK			
	DSS	p	DSF	p
Q (M.D.)	0,85	0,00	0,95	0,00
Q (M.D.) Lag 1	0,86	0,00	0,95	0,00
Q (M.D.) Lag 2	0,77	0,01	0,90	0,00
Q (M.D.) Lag 3	0,65	0,03	0,80	0,00
Q (M.D.) Lag 4	0,66	0,03	0,80	0,00
P Lag 0 ao Lag 1	0,37	0,26	0,25	0,45
P Lag 1 ao Lag 2	0,73	0,01	0,70	0,02
P Lag 2 ao Lag 3	0,76	0,01	0,75	0,01
P Lag 3 ao Lag 4	0,73	0,01	0,66	0,03
P Lag 4 ao Lag 5	0,20	0,55	0,42	0,20
VARIÁVEIS	KENDALL TAU			
	DSS	p	DSF	p
Q (M.D.)	0,67	0,00	0,85	0,00
Q (M.D.) Lag 1	0,71	0,00	0,82	0,00
Q (M.D.) Lag 2	0,60	0,01	0,78	0,00
Q (M.D.) Lag 3	0,53	0,02	0,64	0,01
Q (M.D.) Lag 4	0,55	0,02	0,66	0,00
P Lag 0 ao Lag 1	0,28	0,23	0,18	0,43
P 1 ao Lag 2	0,54	0,02	0,54	0,02
P Lag 2 ao Lag 3	0,64	0,01	0,64	0,01
P Lag 3 ao Lag 4	0,60	0,01	0,51	0,03
P Lag 4 ao Lag 5	0,14	0,55	0,34	0,14
DSS: descarga sólida em suspensão; DSF: descarga sólida de fundo; Q (M.D.): vazão média diária; P: chuva acumulada em 24h				

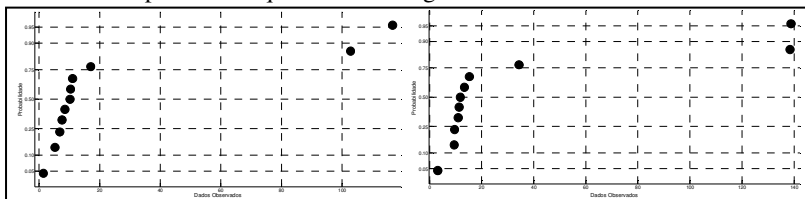
Fonte: Autor, 2014.

Para verificar a existência de relações lineares entre as variáveis em análise, foi verificado se as distribuições de probabilidade nas variáveis

que alcançaram correlação com significância de 1% com a descarga sólida em suspensão e de fundo, nas duas correlações não-paramétricas, são gaussianas ou não. De acordo com as figuras 29 até 31, que apresentam a probabilidade de distribuição gaussiana das variáveis, mais o quadro 7, que apresenta o teste de verificação de não-normalidade de Shapiro-Wilk, observa-se que somente a distribuição dos dados da vazão média diária de lag 2 são normais. O fato de a distribuição de frequência da vazão com dois dias de atraso ter sido diferente das demais distribuições da vazão com atrasos no tempo, provavelmente é devido ao uso de somente 11 dados, pois a vazão de lag 1 obteve o valor de p no limite da significância adotada.

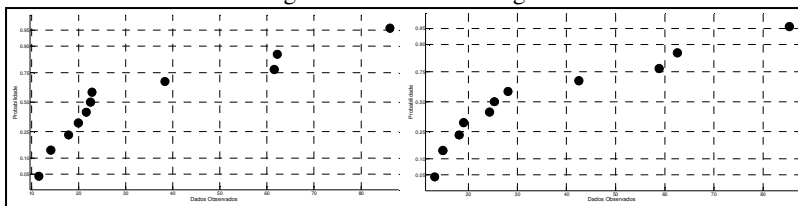
Reconhecidas as distribuições de probabilidade das variáveis, foram verificados os valores de lambda para aquelas que não possuem normalidade dos dados visando identificar a melhor transformação. No quadro 8, se observa que todas as variáveis possuem o valor de lambda muito próximo de zero ou com este valor sendo englobado pelo seu intervalo de confiança de 95%, e desta forma sendo aplicada a transformação logarítmica de base 10. No caso da chuva acumulada entre os lags 2 e 3 em que haviam valores zero, os quais impedem o computo de lambda, foi somada uma constante a todos os dados desta variável correspondente ao valor de 0,10.

Figura 29. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. Descarga solida em suspensão a esquerda e Descarga solida de fundo a direita.



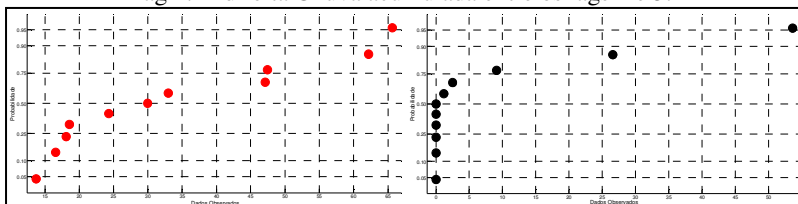
Fonte: Autor, 2014.

Figura 30. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. A esquerda Vazão Lag 0. A direita Vazão lag 1.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 31. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. A esquerda Vazão lag 2. A direita Chuva acumulada entre os lags 2 e 3.



Fonte: Autor, 2014.

Quadro 7. Teste de Shapiro-Wilk. Destacado testes não validados p/α de 5% (Gaussianas).

VARIÁVEL	SHAPIRO-WILK	p
DSS	0,59	0,00
DSF	0,60	0,00
Q (M.D.)	0,82	0,02
Q (M.D.) Lag 1	0,85	0,05
Q (M.D.) Lag 2	0,89	0,14
P Lag 2 ao Lag 3	0,59	0,00

DSS: descarga sólida em suspensão; DSF: descarga sólida de fundo; Q (M.D.): vazão média diária; P: chuva acumulada em 24h

Fonte: Autor, 2014.

Quadro 8. Valores de Lambda p/ as variáveis sem normalidade.

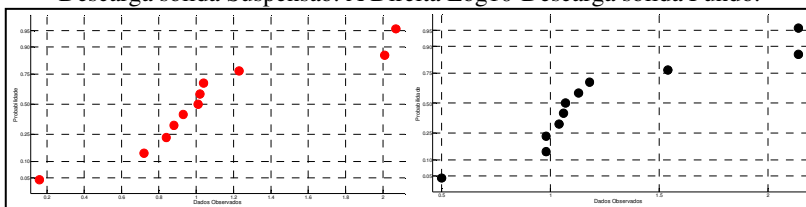
VARIÁVEL	LAMBDA	IC Inf. 95%	IC Sup. 95%	TF
DSS	-0,05	-0,48	0,42	Log10
DSF	-0,11	-0,62	0,46	Log10
Q (M.D.)	0,66	-0,50	1,94	Log10
Q (M.D.) Lag 1	0,88	-0,34	2,23	Log10
P Lag 2 ao Lag 3	-0,25	-0,69	0,11	Log10

DSS: descarga sólida em suspensão; DSF: descarga sólida de fundo; Q (M.D.): vazão média diária; P: chuva acumulada em 24h; IC: intervalo de confiança; TF: transformação adotada

Fonte: Autor, 2014.

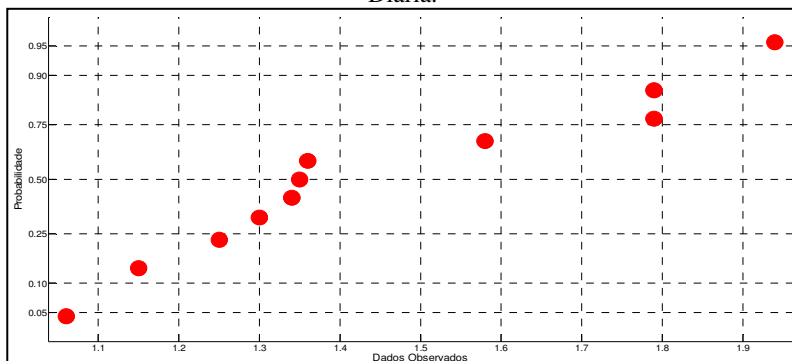
Com a referida transformação as vazões e a descarga sólida em suspensão foram normalizadas, figuras 32 a 34, e quadro 9. A descarga sólida de fundo obteve o valor de p do teste de Shapiro-Wilk de 0,04 a qual esta muito próxima do valor limite da significância adotada (0,05). Já a chuva acumulada entre os lags 2 e 3 não foi normalizada, no entanto com a referida transformação a distribuição dos seus dados ficou mais próxima de uma normal do que a distribuição original, com exceção dos dados mínimos (zero somado a constante 0,1). Desta forma consideraram-se estas duas variáveis transformadas como validas para a análise paramétrica.

Figura 32. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. A esquerda Log10-Descarga sólida Suspensão. A Direita Log10-Descarga sólida Fundo.



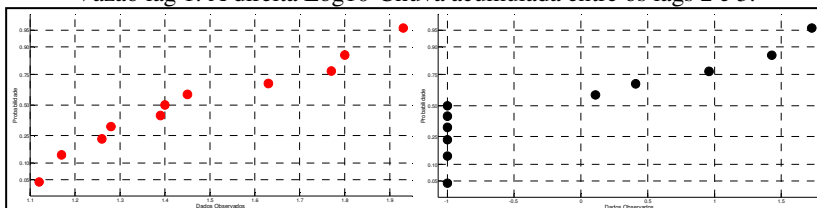
Fonte: Autor, 2014.

Figura 33. Gráfico de probabilidade de distribuição normal Log10-Vazão Média Diária.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 34. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. A esquerda Log10-Vazão lag 1. A direita Log10-Chuva acumulada entre os lags 2 e 3.



Fonte: Autor, 2014.

Quadro 9. Teste de Shapiro-Wilk. Destacado: testes não validados p/α de 5% (Gaussianas).

VARIÁVEL	SHAPIRO-WILK	p
Log10 - DSS	0,88	0,10
Log10 - DSF	0,84	0,04
Log10 - Q (M.D.)	0,92	0,28
Log10 - Q (M.D.) Lag 1	0,94	0,48
Log10 - P Lag 2 ao Lag 3	0,78	0,00

DSS: descarga sólida em suspensão; DSF: descarga sólida de fundo; Q (M.D.): vazão média diária; P: chuva acumulada em 24h

Fonte: Autor, 2014.

Após transformar as variáveis e obter distribuições gaussianas, ou próximas desta, foi calculada a correlação paramétrica de Pearson-r,

com os resultados expostos no quadro 10. Nesta tabela, é possível observar que todas as vazões analisadas possuem correlação com a descarga sólida em suspensão e de fundo com significância de 1%, sendo a maior das correlações na vazão média diária de lag 0 obtendo o valor de 0,98 para as duas descargas sólidas. A chuva acumulada entre os lags 2 e 3 também foi significativa, obtendo uma correlação linear $\geq 0,82$ para com as duas descargas sólidas. A vazão média diária manteve a memória temporal até o lag 2, com uma correlação linear significativa $\geq 0,95$ possuindo também relação linear significativa com a chuva acumulada entre os lags 2 e 3 com o valor de 0,92. Vale salientar que a chuva analisada possui correlação linear significativa $\geq 0,82$ com todas as variáveis analisadas.

Quadro 10. Correlação Paramétrica (Destacado valores de p com α de 1%).

VARIÁVEIS	PEARSON-R			
	Log10 - DSS	p	Log10 - DSF	p
Log10 - DSS			0,98	0,00
Log10 - DSF	0,98	0,00		
Log10 - Q (M.D.)	0,87	0,00	0,91	0,00
Log10 - Q (M.D.) Lag 1	0,85	0,00	0,86	0,00
Q (M.D.) Lag 2	0,72	0,01	0,79	0,00
Log10 - P Lag 2 ao Lag 3	0,82	0,00	0,85	0,00
VARIÁVEIS	PEARSON-R			
	Log10 - Q (M.D.)	p	Log10 - P Lag 2 ao Lag 3	p
Log10 - DSS	0,87	0,00	0,82	0,00
Log10 - DSF	0,91	0,00	0,85	0,00
Log10 - Q (M.D.)			0,92	0,00
Log10 - Q (M.D.) Lag 1	0,99	0,00	0,90	0,00
Q (M.D.) Lag 2	0,95	0,00	0,83	0,00
Log10 - P Lag 2 ao Lag 3	0,92	0,00		
DSS: descarga sólida em suspensão; DSF: descarga sólida de fundo; Q (M.D.): vazão média diária; P: chuva acumulada em 24h				

Fonte: Autor, 2014.

Na tentativa de construir um modelo de regressão linear multivariado para as descargas sólidas em suspensão e de fundo, tendo como variáveis predictoras a vazão média diária e a chuva acumulada em 24h entre os lags 2 e 3, somente a vazão foi aceita pelos valores de F-Fisher para entrada e saída do modelo, para significâncias de 0,10 e 0,05 respectivamente.

Tendo a vazão média diária como variável preditora para a descarga sólida suspensa, foi obtido um modelo de regressão linear simples, equação 25, capaz de explicar 76% do comportamento da variável modelada, na qual seu logaritmo é representado por um valor 66% maior que o logaritmo da vazão menos 1,31. De acordo com o quadro 11, a intercepta e o coeficiente de regressão foram validados pelo teste t

para uma significância de 5%. Os resíduos deste modelo são normais (Shapiro-Wilk com valor de $p = 0,22$), figura 35, e a variável preditora não possui relação linear com os resíduos do modelo. Desta forma, este modelo foi considerado válido para construir uma série contínua da carga de sedimentos suspensos.

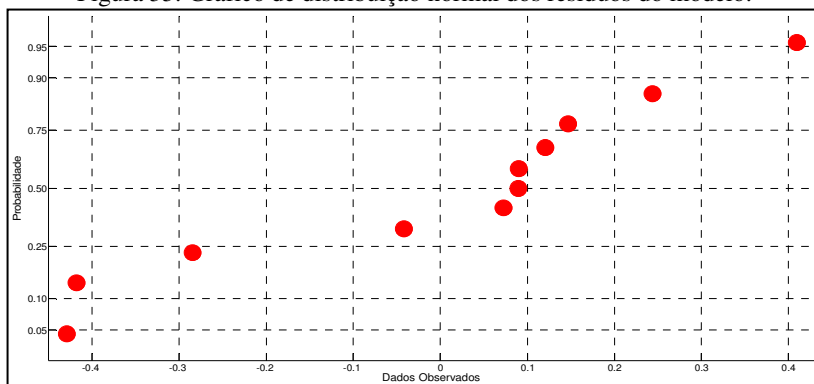
$$\text{Log}_{10}DSS = -1,31 + 1,66 * \text{Log}_{10}Q \text{ (M.D.)} \quad \text{sob } R^2 = 0,76$$

Equação (25)

Quadro 11. Modelo de Regressão Linear Simples.

	B	Erro Padrão B	t	p (t)	n
Intercepta	-1,31	0,46	-2,84	0,02	
Log10 - Q (M.D.)	1,66	0,31	5,27	0,00	11
Q (M.D.): vazão média diária					

Figura 35. Gráfico de distribuição normal dos resíduos do modelo.



Fonte: Autor, 2014.

Para a descarga sólida de fundo também foi construído um modelo de regressão linear simples, tendo como variável preditora a vazão média diária. Com esta variável foi obtido um modelo de regressão linear simples, equação 26, capaz de explicar 83% do comportamento da variável modelada, na qual seu logaritmo é representado por um valor 60% maior que o logaritmo da vazão de lag0 menos 1,06. De acordo com o quadro 12, a intercepta e o coeficiente de regressão foram

validados pelo teste t para uma significância de 5%. Os resíduos deste modelo são normais (Shapiro-Wilk com valor de $p=0,92$), figura 36, e a variável preditora não possui relação linear com os resíduos do modelo. Desta forma, este modelo foi considerado válido para construir uma série contínua da carga de sedimentos de fundo.

$$\text{Log}_{10}DSF = -1,06 + 1,60 * \text{Log}_{10}Q \text{ (M.D.)} \quad \text{sob } R^2 = 0,83$$

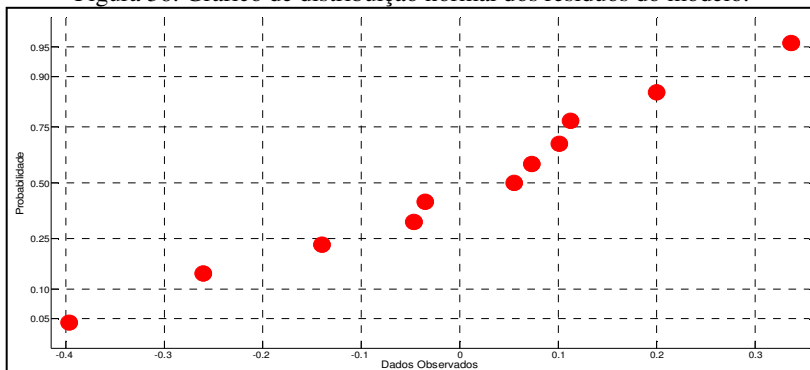
Equação (26)

Quadro 12. Modelo de Regressão Linear Simples.

	B	Erro Padrão B	t	p (t)	n
Intercepta	-1,06	0,36	-2,96	0,02	
Log10 - Q (M.D.)	1,60	0,24	6,58	0,00	11
Q (M.D.): vazão média diária					

Fonte: Autor, 2014.

Figura 36. Gráfico de distribuição normal dos resíduos do modelo.



Fonte: Autor, 2014.

Apesar de a curva-chave descarga líquida vs. descarga sólida não ser a forma ideal de se estimar sedimentos, mesmo sendo a mais usual em hidrossedimentologia, algumas hipóteses podem ser obtidas das análises acima. De acordo com as correlações analisadas e com os modelos de regressão linear simples, constata-se que um processo explica o comportamento de 76% a 83% da descarga sólida suspensa e de fundo, respectivamente, do conjunto amostral da descarga sólida da bacia

hidrográfica do Rio Preto. Este processo é desencadeado pela precipitação acumulada entre os lags 2 e 3, a qual constitui a principal entrada de energia para o processo de geração de escoamento superficial e conseqüentemente erosão hídrica na bacia ($r \geq 0,82$ sob α de 1%). Em conseqüência do tempo de concentração desta bacia (18,98h), esta chuva resultará em um incremento de água e sedimentos na vazão de lag 2. Como a vazão, que constitui a energia e o ambiente do transporte de sedimentos suspensos, mantém memória nos dados por 2 dias de acordo com a função autocorrelação parcial amostral, e com as correlações analisadas ($r \geq 0,95$ sob α de 1%), associado com os represamentos hídricos em duas de suas três principais sub-bacias, que geram remanso hidráulico e conseqüentemente reduzem a velocidade de escoamento em alguns trechos, conclui-se que existe um retardo de 3 dias entre o início do processo hidrossedimentológico na bacia hidrográfica do Rio Preto, desencadeado pela chuva acumulada em 24h entre os lags 2 e 3, e parte da descarga sólida do conjunto amostral do exutório desta bacia.

5.2 DADOS DE SEDIMENTOS DA SUB-BACIA REPRESA CAUNAL (DADOS PRIMÁRIOS)

O amostrador ZN-2014 e o método de amostragem pontual em 4 camadas da coluna d'água se mostraram eficientes no monitoramento de sedimentos suspensos no exutório da represa Caunal. Apesar da falta de um perfil de velocidades ao longo da coluna d'água, pela falta de equipamento como um ADCP, o que impediu o cálculo do tempo de enchimento da garrafa com as equações expostas em Carvalho (2008), foi verificado em laboratório o tempo necessário para o enchimento da garrafa de amostragem, sendo que em campo era possível ter este controle do enchimento total pela ocorrência das bolhas de ar que emergiam em superfície. Vale salientar que o enchimento total da garrafa se fazia necessário para evitar a contaminação da amostra nas camadas superiores durante a retirada do equipamento, devido a falta de um sistema de fechamento da garrafa de amostragem.

Também foram realizadas duas amostragens em paralelo com o amostrador DH-48 na camada superficial, sendo comparadas posteriormente, obtendo uma diferença média de 2,27% nos valores de

CSS, a qual é aceita pelo método 2540D do *Standard Methods 20th Edition* (CLESCERI, *et al.*1998) como diferença entre uma amostra e sua réplica (Diferença de até 5%). A falta do perfil de velocidades também impossibilitou a medição real da vazão, sendo estes dados substituídos por dados estimados com equações empíricas. Desta forma foram considerados validos os dados obtidos com o amostrador ZN-2014, e foram buscadas relações estatísticas para explicar o comportamento hidrossedimentológico da represa Caunal, em função da operação antrópica da mesma visando atender a demanda da PCH de jusante.

Vale salientar que a vazão aqui analisada, é regulada pelo homem, havendo aleatoriedade somente na chuva e parcialmente na CSS que é resultado da erosão desencadeada pela precipitação (aleatória) e da vazão regulada pelo operador da barragem (controlada).

Esta pesquisa totalizou 20 campanhas de amostragem da CSS na represa Caunal. Os dados pontuais com suas respectivas vazões, dados de operação da represa, e a descarga sólida total de cada campanha estão descritos no quadro 13. Nesta tabela observa-se que as amostragens contemplaram níveis do reservatório entre 5,8m e 7,5m com abertura da comporta principal entre 0cm e 200cm. Em relação à distribuição da CSS ao longo da coluna d'água constata-se que nas operações a, c e d a maior CSS se situa ao fundo da represa, podendo ser devido à decantação dos sedimentos suspensos ao longo do reservatório. Já na operação b, no qual o vertedor é aberto, os sedimentos suspensos são mais expressivos nas camadas superiores da coluna d'água, em consequência da maior vazão nestas camadas durante este tipo de operação.

Quadro 13. Síntese dos dados amostrais.

Datas (2014)	P	h (m)	CG (cm)	CSS (mg/l)	Q (m³/s)	Op	DSS (t/dia)
27-fev	F	6,80	15	11,67	2,06	a	2,08
	3/3.h			10,33	0,00		
	2/3.h			9,09	0,00		
	1/3.h			6,67	0,00		
12-mar	F*	6,04	2	9,75	0,28	a	0,23
	3/3.h			6,5	0,00		
	2/3.h			5	0,00		
	1/3.h			6	0,00		
26-mar	F*	7,18	10	4,4	1,50	a	0,57
	3/3.h			4	0,00		
	2/3.h			4	0,00		
	1/3.h			3	0,00		
15-abr	F	6,75	15	8	2,16	a	1,49
	3/3.h			7,4	0,00		
	2/3.h			8	0,00		
	1/3.h			8,4	0,00		
7-mai	F*	6,20	5	6,6	0,70	a	0,40
	3/3.h			4,2	0,00		
	2/3.h			4,8	0,00		
	1/3.h			3	0,00		
22-mai	F	5,80	10	5	1,33	a	0,57
	3/3.h			3,4	0,00		
	2/3.h			4	0,00		
	1/3.h			4,6	0,00		

Fonte: Autor, 2014.

Cont. Quadro 13. Síntese dos dados amostrais.

Datas (2014)	P	h (m)	CG (cm)	CSS (mg/l)	Q (m³/s)	Op	DSS (t/dia)
3-jun	F*	6,00	13	7,8	1,76	a	1,19
	3/3.h			7,8	0,00		
	2/3.h			4,8	0,00		
	1/3.h			9	0,00		
9-jun	F*	7,50	200**	12,6	35,13	b	200,80
	3/3.h			11,6	0,00		
	2/3.h			15	0,00		
	1/3.h			15,2	123,78		
16-jun	F	7,20	5	17	0,75	d	2,38
	3/3.h			15	0,00		
	2/3.h			14,2	0,00		
	1/3.h			15	0,99		
9-jul	F	7,34	0	10,4	0,00	c	0,56
	3/3.h			5,8	0,00		
	2/3.h			6	0,00		
	1/3.h			6,4	1,02		
14-jul	F	7,32	0	8,6	0,00	c	0,53
	3/3.h			6,2	0,00		
	2/3.h			6,2	0,00		
	1/3.h			6	1,02		
22-jul	F*	7,20	5	12,8	0,75	d	1,62
	3/3.h			8,4	0,00		
	2/3.h			8,6	0,00		
	1/3.h			9,2	0,99		

Fonte: Autor, 2014.

Cont. Quadro 13. Síntese dos dados amostrais.

Datas (2014)	P	h (m)	CG (cm)	CSS (mg/l)	Q (m³/s)	Op	DSS (t/dia)
22-ago	F*	6,80	3	10	0,44	d	0,63
	3/3.h			6,8	0,00		
	2/3.h			4,8	0,00		
	1/3.h			3,2	0,90		
5-set	F	6,85	0	22,4	0,00	c	0,80
	3/3.h			8,8	0,00		
	2/3.h			10	0,00		
	1/3.h			10,2	0,91		
12-set	F*	6,78	3	10,2	0,44	d	0,91
	3/3.h			6	0,00		
	2/3.h			5,2	0,00		
	1/3.h			6,8	0,89		
3-out	F	7,16	0	7,2	0,00	c	0,51
	3/3.h			5,6	0,00		
	2/3.h			6,6	0,00		
	1/3.h			6	0,98		
24-out	F*	7,00	10	10,2	1,48	d	1,92
	3/3.h			6,8	0,00		
	2/3.h			5,8	0,00		
	1/3.h			7,6	0,95		
4-nov	F*	6,73	8	10,4	1,16	d	1,36
	3/3.h			7,6	0,00		
	2/3.h			6,8	0,00		
	1/3.h			4,2	0,88		

Fonte: Autor, 2014.

Cont. Quadro 13. Síntese dos dados amostrais.

Datas (2014)	P	h (m)	CG (cm)	CSS (mg/l)	Q (m³/s)	Op	DSS (t/dia)
5-nov	F	6,80	0	11,6	0,00	c	0,42
	3/3.h			9,4	0,00		
	2/3.h			7,6	0,00		
	1/3.h			5,4	0,90		
6-nov	F	6,82	0	14,4	0,00	c	0,72
	3/3.h			9,6	0,00		
	2/3.h			8,2	0,00		
	1/3.h			9,2	0,90		
P: Posição da amostra; F: 25cm do fundo do reservatório; h: Nível d'água; CG: Abertura comporta grande; Op: Operação; DSS: Descarga sólida em suspensão.							
* Dados de CSS usados na análise estatística;** Descarregador de fundo secundário também foi aberto (100cm).							

Fonte: Autor, 2014.

Ao longo das 20 campanhas foram amostrados sedimentos suspensos em quatro formas de operação da descarga líquida da represa, sendo elas:

- A)** Descarga pelo descarregador de fundo principal (35% das amostragens);
- B)** Descarga pelos dois descarregadores de fundo, vertedouro e canais extravasores (5% das amostragens);
- C)** Descarga somente pelo vazamento em uma das pranchas do vertedor (30% das amostragens);
- D)** Descarga pelo descarregador de fundo e vazamento em uma das pranchas do vertedor (30% das amostragens).

A porcentagem de ocorrência de cada operação no recorte temporal de registros da represa (01/01/2011 a 11/11/2014), no ano de monitoramento (01/01/2014 a 11/11/2014), assim como a proporção de amostragem em cada operação pode ser visualizado no quadro 14, onde se constata que as descargas líquidas da represa pelo descarregador de

fundo são predominantes ao longo do período de monitoramento e conjunto amostral de CSS.

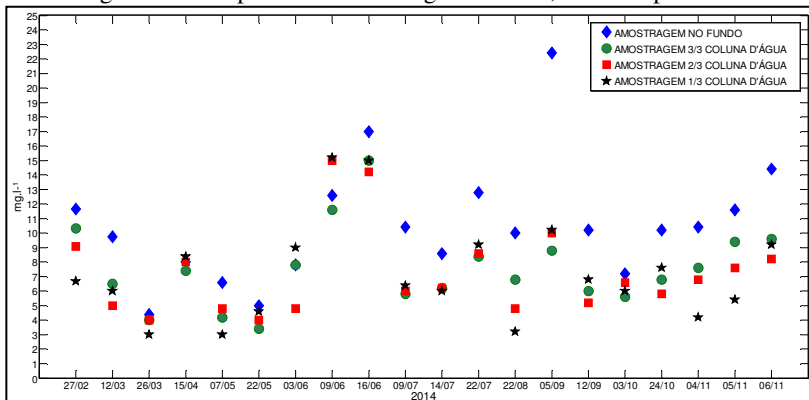
Quadro 14. Proporção de ocorrência de cada operação da barragem.

OPERAÇÃO BARRAGEM	% 2011 até 2014 (11/11)	% 2014 (Até 11/11)	% AMOSTRAS CSS
A	87,44	50,64	35
B	0,32	0,64	5
C	7,28	28,98	30
D	4,96	19,75	30

Fonte: Autor, 2014.

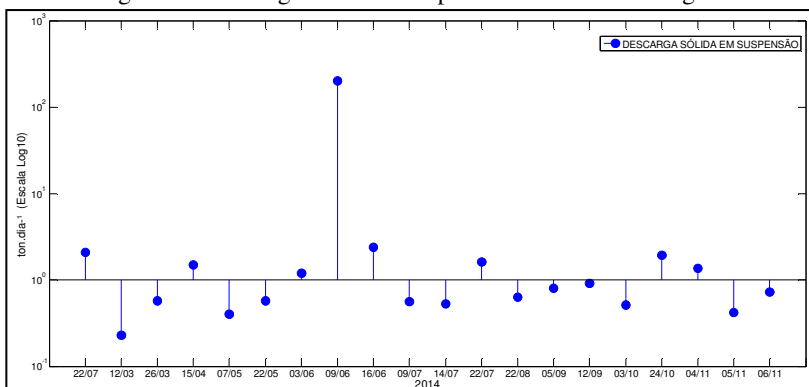
Os dados pontuais de CSS medidos nas três camadas d'água e no fundo podem ser visualizados na figura 38, onde se observa a tendência para maior concentração de sedimentos suspensos ao fundo do reservatório, conforme mostrado na tabela 18, reduzindo nas demais camadas d'água, estando as 4 medições com valores bastante próximos na maioria das campanhas. Em relação a estratificação das camadas d'água merece destaque a campanha do dia 05/09/2014, onde a amostragem realizada ao fundo do reservatório apresentou um valor duas vezes maior em relação às medições nas camadas d'água superiores, sendo superior também em relação a todas as demais campanhas amostrais, indicando a ocorrência de uma corrente de turbidez de fundo, segundo Alvez (2008). Ao observar a figura 37 se constata que, o conjunto das 4 amostragens do dia 16/09/2014 possui maior concentração de sedimentos suspensos que o conjunto das 4 amostragens durante o pico de vazão ocorrido no dia 09/06/2014, indicando que o pico da descarga sólida em suspensão exposto na figura 38 é determinado sobretudo pela vazão, e que o segundo pico é determinado pela CSS.

Figura 37. Campanhas de amostragem de CSS, medidas pontuais.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 38. Descarga Sólida da Represa Caunal. Escala Log10.



Fonte: Autor, 2014.

Como o nível do reservatório é variável, mesmo considerando a mesma quantidade de perfis em todas as amostragens, com exceção da coleta no fundo as demais não se mantiveram exatamente no mesmo ponto, desta forma visando comparar os perfis de CSS na coluna d'água com maior precisão, considerou-se arbitrariamente a medição no fundo do reservatório como cota 0 metros, e a partir daí os pontos de amostragem foram definidos para 1 metro, 3 metros e 5 metros (referenciados ao fundo do reservatório), sendo os valores de CSS

interpolados linearmente para estes pontos com base nos valores medidos.

No quadro 15 está exposta a proporção média da diferença entre o perfil da coluna d'água com maior CSS para os demais perfis por faixa de vazão (Quartis), onde constata-se que para menor faixa de vazão (até o primeiro quartil da vazão de amostragem de CSS) a maior concentração de sedimentos esta no perfil do fundo do reservatório reduzindo em média de 35,56% nas camadas superiores, na faixa de vazão entre o primeiro e o terceiro quartil a maior concentração de sedimentos suspensos é predominantemente no perfil do fundo do reservatório (com uma campanha com a maior concentração no perfil superior), reduzindo em média 26,64% para as camadas superiores. Já na faixa de vazão, acima do terceiro quartil da vazão dos dias de amostragem de CSS, onde a maior concentração de sedimentos suspensos esta na camada superior, a CSS reduz em média de 10,74% para as camadas inferiores.

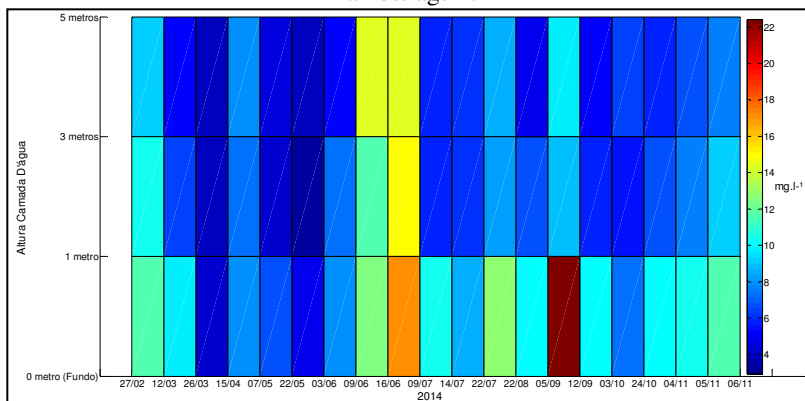
Quadro 15. Proporção da diferença média em relação ao perfil com maior CSS por faixa de vazão.

PERFIL COLUNA D'ÁGUA	FAIXA DE VAZÃO (POR QUARTIS)		
	$\leq 1^{\circ} \text{Qt}$ ($\leq 1,33 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$)	$1^{\circ} \text{Qt} > \leq 3^{\circ} \text{Qt}$ ($1,34 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ a $2,06 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$)	$> 3^{\circ} \text{Qt}$ ($> 2,07 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$)
Fundo (0 m)*	Maior CSS	Predominantemente Maior CSS	10,34 % Menor (Média)
0+1m**	35,08 % Menor (Média)	20,78 % Menor (Média)	17,04 % Menor (Média)
0+3m**	35,58 % Menor (Média)	29,76 % Menor (Média)	4,84 % Menor (Média)
0+5m**	36,02 % Menor (Média)	29,39 % Menor (Média)	Maior CSS
*Amostragem a 25 cm do fundo considerada arbitrariamente cota 0 m.			
**Profundidades definidas a partir do fundo (0 m). Valores de CSS interpolados linearmente.			

Fonte: Autor, 2014.

A figura 39 contempla a superfície 2D dos dados de CSS interpolados para as alturas de camada d'água arbitrárias por campanha de amostragem. Cada quadrado contém o valor médio entre as profundidades e campanhas de amostragem que o mesmo se situa, mostrando a tendência do valor médio da camada entre as campanhas, onde é possível observar que entre as três camadas constituídas pela interpolação, o período do evento de máxima ocorrido no mês de Junho/2014 possui os maiores valores nas três camadas, merecendo destaque também o pico da CSS de fundo ocorrido em 05/09/2014.

Figura 39. Superfície 2D dos dados de CSS interpolados para as alturas de camada d'água arbitrárias por campanha de amostragem. Cada quadrado contém o valor médio entre as profundidades e campanhas de amostragem.

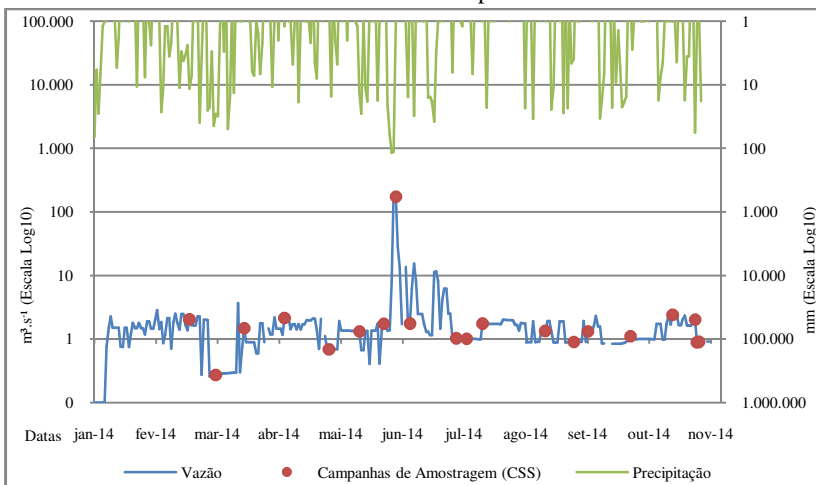


Fonte: Autor, 2014.

Na figura 40 é possível observar as campanhas de amostragens sobre o hidrograma e hietograma da represa, onde se verifica que com exceção do evento de máxima, amostrado no dia 09/06, todas as demais amostragens se situam em eventos de baixa vazão, havendo a carência de amostragens de eventos intermediários. Vale salientar que a vazão é antropicamente determinada em função da demanda hídrica na PCH de jusante e do excesso de chuva, e conseqüentemente a operação da represa amortece os picos dos eventos intermediários e aumenta a vazão nos períodos de mínimas pluviométricas.

No quadro 16 as médias de CSS ponderadas pela carga hidráulica das 20 campanhas foram agrupadas de acordo com o momento do seu respectivo evento no hidrograma da represa Caunal (ascensão, pico, recessão, vale), evidenciando que 14 campanhas contemplaram o processo de ascensão da vazão e 6 eventos se situaram sobre períodos de recessão da mesma. Tendo como critério a mediana dos 20 dados se verificou que as maiores concentrações se encontram nos dados do começo de ascensão dos eventos do hidrograma, seguidos, respectivamente pelos dados do pico da ascensão e começo da recessão do mesmo. Já os dados do vale da recessão do hidrograma possuem as menores concentrações, com exceção da amostragem do dia 05/11/2014, realizado após evento pluviométrico.

Figura 40. Campanhas de amostragem no hidrograma e hietograma da represa Caunal - Escala de tempo diário.



Fonte: Autor, 2014.

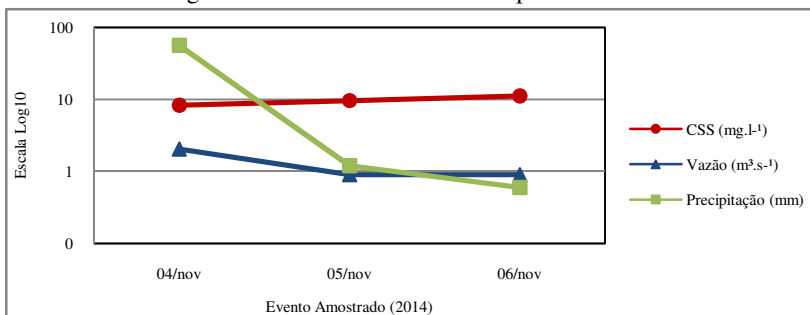
Quadro 16. Amostragens de CSS (mg.l^{-1}) nos eventos do hidrograma da represa Caunal.

ASCENSÃO	PICO	RECESSÃO	VALE
7,43	10,35	12,92	5,18
15,62	4,09	7,13	4,23
7,4	7,82	8,3	9,62
14,46	7,27		
7,53	7,68		
6,46	10,22		
11,17	7,98		
Destacado= Média ponderada de CSS na coluna d'água (mg.l^{-1}) maior que a mediana (7,75 mg.l^{-1})			

Fonte: Autor, 2014.

No começo do mês de novembro/2014 mais precisamente entre os dias 4,5 e 6 foi amostrado um evento hidrossedimentológico, com a primeira amostragem realizada antes de uma precipitação de 56,4 mm, no dia 04/11, e as outras amostragens nos dois dias seguintes. Conforme se observa na figura 41, a forma de operação desta barragem, visando otimizar o aproveitamento hídrico, faz com que a vazão reduza e se estabilize ao longo da redução da precipitação, enquanto que a concentração de sedimentos suspensos permanece constante.

Figura 41. Evento amostrado na represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014.

Devido a descarga líquida da represa ocorrer pelo descarregador de fundo em três das quatro formas de operação desta represa, representando 71% da operação no ano de amostragem e 70% das campanhas de amostragem de CSS, quadro 14, sendo que a maior concentração ocorre predominantemente ao fundo do reservatório, quadro 15, utilizou-se como dado de CSS na análise multivariada somente a CSS do fundo do reservatório nas operações A e D com a respectiva vazão de cada operação. No quadro 17, é possível observar as estatísticas descritivas dos dados de CSS amostrados no fundo e dados calculados de vazão (Operação A e D) no dia da amostragem de CSS.

Quadro 17. Estatísticas Descritivas. CSS (mg.l^{-1}), Vazão ($\text{m}^3.\text{s}^{-1}$).

ESTATÍSTICAS DESCRITIVAS	CSS FUNDO	VAZÃO TOTAL
Observações	13	13
Média	9,52	1,57
Erro Padrão Média	0,93	0,16
Mediana	10,00	1,75
Moda	10,20	1,75
Variância	11,15	0,35
Desvio Padrão	3,34	0,59
1° Quartil	7,80	1,33
3° Quartil	10,40	2,04
Mínimo	4,40	0,28
Máximo	17,00	2,42
Amplitude	12,60	2,15
Assimetria	0,54	-0,84
Achatamento	1,02	0,65

Fonte: Autor, 2014.

A medida de tendência central, representado pela média aritmética, mostra que o conjunto amostral de CSS de fundo da represa Caunal possui seu valor em $9,52 \text{ mg.l}^{-1}$ com um erro padrão de $0,93 \text{ mg.l}^{-1}$, e desta forma podendo ser considerada igual ao valor mediano (10 mg.l^{-1}).

As medidas de dispersão, representadas pela variância e desvio padrão mostram pequena variabilidade dos dados, com a variância em 11,15 e desvio padrão em 3,34 com o primeiro quartil da amostra em 7,80 mg.l⁻¹ e o terceiro quartil em 10,40 mg.l⁻¹.

O valor mínimo amostrado foi de 4,40 mg.l⁻¹ e o valor máximo de 17 mg.l⁻¹ sendo este último dado coletado uma semana depois do evento de máxima fluviométrica ocorrido no dia 09/06, figura 42, no qual houve uma precipitação acumulada no evento (últimas 96h) de 313,4 mm com alagamento da cidade de Rio Negrinho-SC e repercussão a nível de mídia nacional, sendo registrado um valor de 12,6 mg.l⁻¹ para o dia 09/06 (Operação B).

As medidas de assimetria e achatamento mostram que o conjunto amostral é assimétrico à direita e platicurtica. Os valores amostrados de CSS do fundo do reservatório se enquadram em um intervalo de vazão de 0,28 m³.s⁻¹ a 2,42 m³.s⁻¹ estando a mediana em 1,75 m³.s⁻¹ sendo sua distribuição de freqüência assimétrica a esquerda e platicurtica.

Figura 42. Evento de máxima histórica (09/06/2014), fotografias a jusante da represa.



Fonte: Autor, 2014.

Para verificar a existência de relações entre as variáveis do sistema hidrossedimentológico da represa Caunal nas operações A e D foram calculadas correlações não-paramétricas, sendo consideradas válidas as correlações com significância de 10% devido ao caráter exploratório desta análise. Além da CSS de fundo, vazão instantânea e chuva acumulada em 24h, foram realizados atrasos na vazão e chuva

acumulada em 24h em até 4 dias, com o intuito de verificar possíveis retardos nas repostas da descarga da represa.

De acordo com o quadro 23 a vazão com atraso de 1 e 2 dias apresentou correlação significativa com a CSS de 0,37 e 0,45 na correlação de Kendall Tau, respectivamente, e correlação significativa de 0,54 e 0,61 na correlação de Spearman Rank, respectivamente. A correlação entre a vazão instantânea e a CSS não foi significativa, no entanto o quadro 18 mostra que a vazão, apesar de não ser aleatória, possui memória temporal de 3 dias em função da operação da barragem, com nível de confiança de 90% na correlação de Kendall Tau, sendo que a vazão de lag 2, que alcançou as melhores correlações com a CSS, obteve boa correlação com a vazão de lag 1 (0,51-Kendall Tau / 0,67-Spearman), a qual possui forte correlação com a vazão do dia da amostragem de CSS (0,58-Kendall Tau / 0,71-Spearman), todas com nível de confiança de 90%.

Outra variável que obteve correlação positiva e com significância com a CSS foi a chuva acumulada entre o lag 1 e lag 2, obtendo o valor de 0,35 na correlação de Kendall Tau.

Quadro 18. Correlações Não-Paramétricas (Destacado: p com α de 10%).

VARIÁVEIS	KENDALL TAU							
	CSS	p	Q	p	Q Lag 1	p	Q Lag 2	p
CSS			0,21	0,32	0,37	0,07	0,45	0,03
Q	0,21	0,32			0,58	0,01	0,35	0,10
Q Lag 1	0,37	0,07	0,58	0,01			0,51	0,01
Q Lag 2	0,45	0,03	0,35	0,10	0,51	0,01		
Q Lag 3	-0,09	0,69	0,48	0,04	0,33	0,16	0,11	0,64
Q Lag 4	0,22	0,30	0,01	0,95	0,13	0,54	0,10	0,63
P Lag 0 ao 1	0,03	0,89	-0,31	0,14	-0,21	0,32	-0,01	0,95
P Lag 1 ao 2	0,35	0,10	-0,15	0,47	-0,03	0,90	0,00	1,00
P Lag 2 ao 3	0,00	1,00	0,00	1,00	-0,01	0,95	-0,26	0,22
P Lag 3 ao 4	0,04	0,84	-0,14	0,50	-0,11	0,60	-0,28	0,18
P Lag 4 ao 5	0,20	0,34	0,47	0,03	0,40	0,06	0,11	0,61
VARIÁVEL	SPEARMAN RANK							
	CSS	p	Q	p	Q Lag 1	p	Q Lag 2	p
CSS			0,36	0,23	0,61	0,03	0,61	0,03
Q	0,36	0,23			0,71	0,01	0,46	0,11
Q Lag 1	0,54	0,06	0,71	0,01			0,67	0,01
Q Lag 2	0,61	0,03	0,46	0,11	0,67	0,01		
Q Lag 3	-0,17	0,62	0,65	0,03	0,43	0,19	0,10	0,77
Q Lag 4	0,23	0,44	0,02	0,95	0,10	0,75	0,07	0,82
P Lag 0 ao 1	0,02	0,94	-0,39	0,19	-0,29	0,33	-0,05	0,88
P Lag 1 ao 2	0,43	0,14	-0,16	0,60	-0,04	0,91	-0,04	0,88
P Lag 2 ao 3	0,04	0,91	0,02	0,94	-0,06	0,85	-0,34	0,26
P Lag 3 ao 4	0,06	0,85	-0,25	0,41	-0,14	0,66	-0,30	0,32
P Lag 4 ao 5	0,33	0,28	0,64	0,02	0,51	0,07	0,14	0,64

CSS: concentração de sedimentos em suspensão; Q: vazão; P: chuva acumulada em 24h.

Fonte: Autor, 2014.

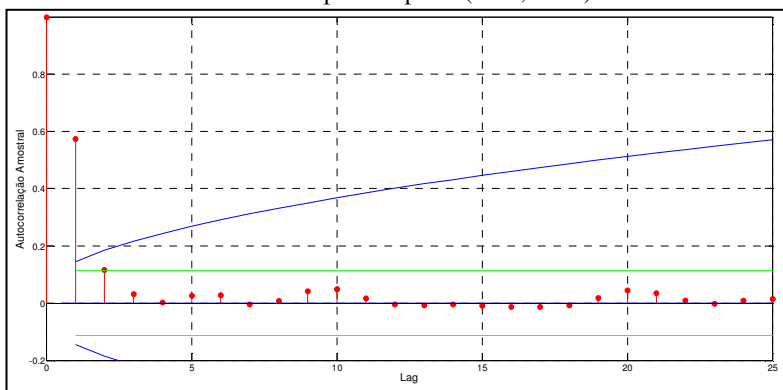
Como foi encontrada memória temporal dos dados de vazão nas correlações não paramétricas, em função da operação da barragem,

foram calculadas as correlações seriais da vazão através da função autocorrelação (ACF) e função autocorrelação parcial (PACF) para o ano de 2014.

Como estas correlações não aceitam dados perdidos (*Missing Data*) na realização do cálculo, foram corrigidos os dados faltantes de nível, usando a média do dia anterior e do dia posterior, e para os dados de abertura de comporta foram usados os dados do dia anterior ao dado faltante, pois segundo o operador da barragem, os dados faltantes se referem aos dias em que o operador não visitou a mesma, e desta forma sem modificações na operação.

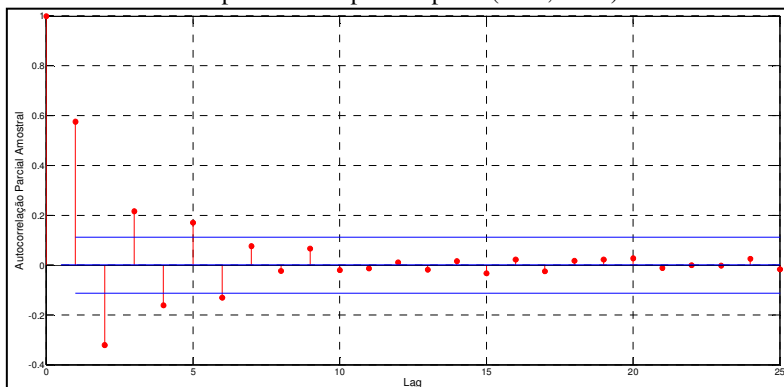
Conforme é possível observar na figura 43, a função autocorrelação amostral decaiu exponencialmente, e na figura 44 que a função autocorrelação parcial decaiu em *damped sin*, havendo memória temporal nos dados até o lag 5, indicando que esta série temporal de vazões constitui um processo autorregressivo de 5ª ordem.

Figura 43. Função Autocorrelação Amostral da vazão em 2014. Em azul erro padrão multiplicado por 2, em verde erro padrão em hipótese de ruído branco multiplicado por 2 (WEI, 2006).



Fonte: Autor, 2014.

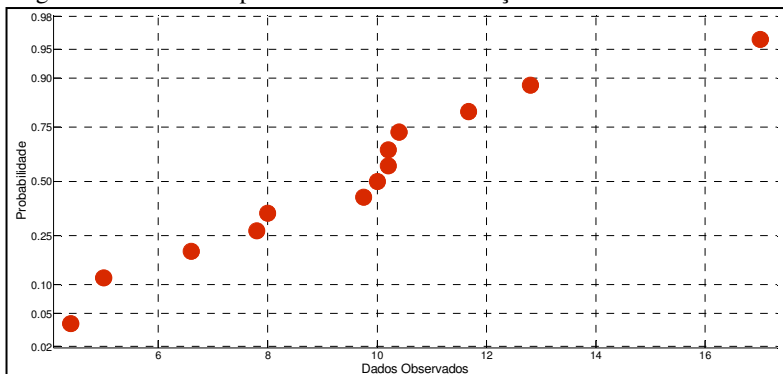
Figura 44. Função Autocorrelação Parcial Amostral da vazão em 2014. Em azul erro padrão multiplicado por 2 (WEI, 2006).



Fonte: Autor, 2014.

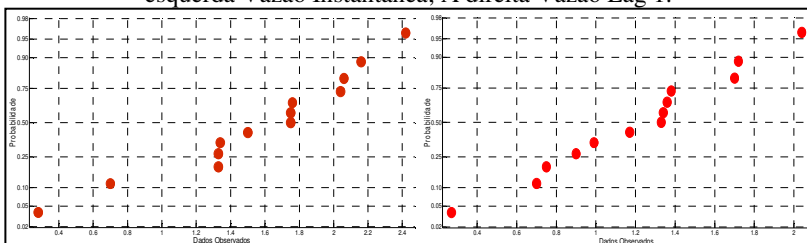
Para verificar a existência de relações lineares entre as variáveis em análise, foram verificadas se as distribuições de probabilidade nas variáveis que obtiveram correlação com significância de 10% com a CSS, nas correlações não-paramétricas, mais a vazão instantânea, são gaussianas. De acordo com as figuras 45 até 47, que apresentam a probabilidade de distribuição gaussiana das variáveis, mais o quadro 19, que apresenta o teste de verificação de não-normalidade de Shapiro-Wilk, observa-se que a distribuição dos dados de CSS, vazão instantânea e vazão de Lag 1 são normais, enquanto as variáveis vazão de lag 2 e chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2 não possuem normalidade em suas distribuições de probabilidade, necessitando ser transformadas.

Figura 45. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. Variável: CSS.



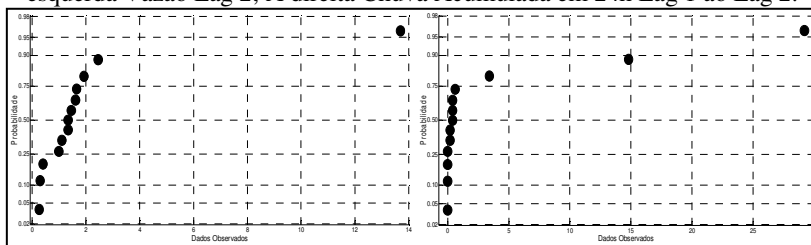
Fonte: Autor, 2014.

Figura 46. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. Variável: A esquerda Vazão Instantânea; A direita Vazão Lag 1.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 47. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. Variável: A esquerda Vazão Lag 2; A direita Chuva Acumulada em 24h Lag 1 ao Lag 2.



Fonte: Autor, 2014.

Quadro 19. Teste de Shapiro-Wilk. Destacado: testes não validados p/ α de 5% (Gaussianas).

VARIÁVEL	SHAPIRO-WILK	p
CSS	0,95	0,61
Q	0,94	0,41
Q Lag 1	0,98	0,98
Q Lag 2	0,48	0,00
P Lag 1 ao Lag 2	0,48	0,00
CSS: concentração de sedimentos em suspensão; Q: vazão; P: chuva acumulada em 24h.		

Fonte: Autor, 2014.

Como o cálculo de lambda, necessário para escolher a melhor transformação dos dados em questão, não aceita o valor zeros, foi somado uma constante a estas duas variáveis. O valor desta constante foi definido em função do menor valor da série de dados destas variáveis, com exceção do zero, resultando no valor de 0,10. Através da verificação do valor de lambda, foram obtidos valores próximos de zero e com o intervalo de confiança de 95% englobando o zero absoluto, conforme quadro 20, desta forma foi realizada a transformação logarítmica de base 10 para normalizar estas variáveis.

Quadro 20. Valores de Lambda p/ as variáveis sem normalidade.

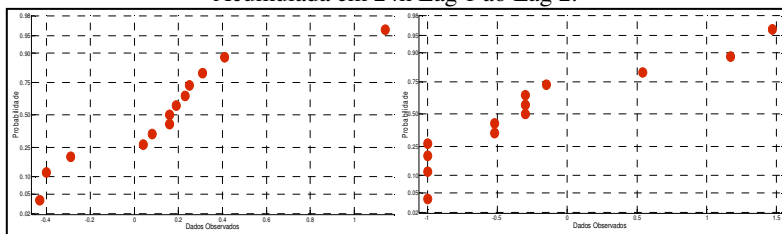
VARIÁVEL	LAMBDA	IC Inf. 95%	IC Sup. 95%	TF
Q Lag 2	-0,23	-0,79	0,24	Log10
P Lag1 ao Lag 2	-0,33	-0,74	0,01	Log10
Q: vazão; P: chuva; IC: intervalo de confiança; TF: transformação adotada.				

Fonte: Autor, 2014.

Com a transformação logarítmica de base 10, foi possível normalizar a distribuição da vazão de lag 2, conforme figura 48 e quadro 21, no entanto a chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2, conforme a mesma figura e tabela citada anteriormente, não alcançou a normalidade de acordo com o teste de Shapiro-Wilk, mas a distribuição de seus dados

ficou mais próxima de uma gaussiana do que os dados originais, e desta forma considerou-se esta variável transformada para as análises paramétricas.

Figura 48. Gráfico de probabilidade de distribuição normal. Variável Transformada: A esquerda Log10 - Vazão Lag 2; A direita Log10 - Chuva Acumulada em 24h Lag 1 ao Lag 2.



Fonte: Autor, 2014.

Quadro 21. Teste de Shapiro-Wilk. Destacado testes não validados p/ α de 5% (Gaussianas).

VARIÁVEL	SHAPIRO-WILK	p
Log10 - Q Lag 2	0,88	0,08
Log10 - P Lag 1 ao Lag 2	0,84	0,02
Q: vazão; P: chuva		

Fonte: Autor, 2014.

Com variáveis de distribuição gaussiana, ou bastante próximas da normalidade, foi calculada a correlação linear de Pearson-r, considerando válidas as correlações com significância de 5% para construir o modelo de regressão linear. Conforme é possível observar no quadro 22, somente a vazão de lag 2 e a chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2 possuem correlação linear significativa com a CSS. A relação linear entre a vazão de lag 2 com a vazão de lag 1 e desta com a vazão instantânea também esteve presente sob nível de confiança de 95%.

Quadro 22. Correlação Paramétrica (Destacado valores de p com α de 5%).

PEARSON-R								
VARIÁVEIS	CSS	p	Q	p	Q Lag 1	p	Q Lag 2	p
CSS			0,26	0,39	0,38	0,20	0,69	0,01
Q	0,26	0,39			0,77	0,00	0,42	0,15
Q Lag 1	0,38	0,20	0,77	0,00			0,63	0,02
Log10 - Q Lag 2	0,69	0,01	0,42	0,15	0,63	0,02		
Log10 - P Lag 1ao 2	0,58	0,04	-0,35	0,24	-0,20	0,51	0,17	0,58
CSS: concentração de sedimentos em suspensão; Q: vazão; P: chuva acumulada em 24h								

Fonte: Autor, 2014.

Com o logaritmo de base 10 da vazão de lag 2 e da chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2 foi construído o modelo de regressão linear multivariado. Primeiramente foram calculados os valores de F-Fisher para adicionar e remover variáveis de acordo com significância de 0,10 e 0,5 respectivamente, e calculados os coeficientes de regressão, caso as variáveis sejam aceitas pelo modelo, de acordo com os valores de entrada e saída de Fisher, resultando na equação 27. De acordo com os quadros 23 e 24, os coeficientes de regressão e a intercepta foram validados pelo teste de t-student e pela ANOVA para uma significância de 5%.

Segundo o coeficiente de determinação ajustado pelos graus de liberdade (R^2p) o modelo explica o comportamento de 64% dos dados de CSS do fundo da represa Caunal com um erro de estimativa de 2,01 mg.l⁻¹. Conforme figura 49, os resíduos deste modelo apresentaram distribuição normal (Shapiro-Wilk com valor de $p=0,64$), não havendo linearidade entre estes e as variáveis predictoras do modelo.

$$CSS = 9,24 + 5,09 * \text{Log}_{10}Q_{Lag2} + 1,94 * \text{Log}_{10}P_{Lag1ao2}$$

Equação (27)

Quadro 23. Modelo de Regressão Linear Multivariado.

	B	Erro Padrão B	t(10)	p(t)	n
Intercepta	9,24	0,62	14,78	0,00	
Log10 - Q Lag 2	5,09	1,46	3,48	0,01	13
Log10 - P Lag 1 ao 2	1,94	0,72	2,70	0,02	13

Q: vazão; P: chuva acumulada em 24h

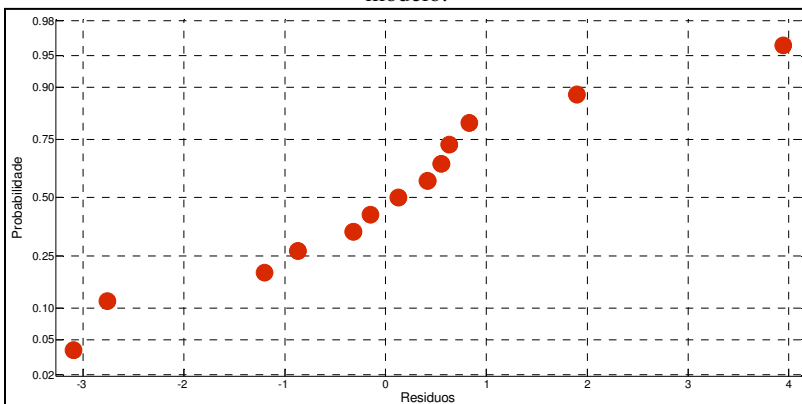
Fonte: Autor, 2014.

Quadro 24. Estatísticas do Modelo de Regressão Linear Multivariado.

REGRESSÃO LINEAR MULTIVARIADA	
Parâmetro	Valor
F-Int	0,11
F-Out	0,05
R ²	0,70
R ² p	0,64
ANOVA (F)	11,60
p (ANOVA)	0,00
Erro Padrão Estimativa	2,01

Fonte: Autor, 2014.

Figura 49. Gráfico de probabilidade de distribuição normal dos resíduos do modelo.



Fonte: Autor, 2014.

De acordo com as correlações analisadas e com o modelo de regressão linear multivariado validado estatisticamente, constata-se que dois processos explicam o comportamento de 64% da concentração de sedimentos suspensos na camada d'água inferior do reservatório em estudo.

Um dos processos é a chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2, a qual constitui uma das entradas de energia para o processo de erosão decorrente na bacia de contribuição da represa ($r = 0,58$ sob α de 5%). Em consequência do tempo de concentração desta bacia (9,36h), esta chuva resultará em um incremento na vazão de lag 1, e consequentemente incremento de sedimentos suspensos também, pois a correlação de Spearman entre CSS e vazão de lag 1 foi de 0,54 e a correlação de Kendall Tau foi de 0,37 ambas sob nível de confiança de 90%. Como a vazão, que constitui a energia e o ambiente do transporte de sedimentos suspensos, mantém memória nos dados por 2 dias de acordo com as correlações analisadas, principalmente na vazão de lag 1 com a vazão do dia da amostragem de CSS ($r = 0,77$ sob α de 5%), e de até 5 dias de acordo com a função autocorrelação parcial amostral, associado com o tamanho e forma do reservatório (volume de $4,63 \times 10^7$ m³ e comprimento axial de 9,3 km), suas características hidrodinâmicas (remanso hidráulico e consequentemente reduzida velocidade de escoamento), e operação antrópica da barragem (armazenamento hídrico e demanda da PCH de jusante), conclui-se que existe um retardo de 2 dias entre o início do processo hidrossedimentológico na bacia de contribuição da represa Caunal, desencadeado pela chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2, e parte da descarga de sedimentos suspensos nesta barragem.

Já a vazão de lag 2, que possui a melhor correlação linear com a CSS ($r = 0,69$ sob α de 5%) e maior peso no modelo de regressão, não possui correlação com a chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2 pois cronologicamente não pode receber o aporte hídrico e de sedimentos desencadeado por esta precipitação. Desta forma estes dados não permitem explicar a origem desta vazão e sua respectiva CSS, no entanto a memória temporal dos dados de vazão, em função da operação da barragem, encontrada nas correlações e PACF mostram que as

características desta vazão possui influência sobre as características da vazão do dia de amostragem de CSS, explicando parte do comportamento da CSS na descarga da represa Caunal.

5.3 SWAT – DADOS DE ENTRADA

5.3.1 Dados Espaciais

Como já mencionado, o modelo *SWAT* requer a entrada dos dados na forma espacializada. Foi gerado o mapa hipsométrico, representado por um modelo digital de elevação hidrograficamente condicionado (MDEHC), figura 50, na escala de detalhamento topográfico de 1:50.000 com resolução dos pixels do arquivo *raster* de 10 metros.

Também foi gerado o mapa de uso e cobertura da terra, figura 51, para as condições de superfície em 07/2013, sendo re-amostrados o tamanho original dos pixels de 30 metros para 10 metros. O georreferenciamento da imagem orbital obteve um erro médio quadrático (*RMS*) de 0,49 pixel, e o tamanho das amostras por classe temática podem ser visualizadas no quadro 25. No quadro 26 foi verificada a homogeneidade das amostras através da matriz de contingência, onde observa-se que somente as classes de Floresta Ombrófila Mista e Reflorestamento tiveram confusão em torno de 1% entre si.

O Índice *Kappa* da classificação automática supervisionada foi de 0,65 que é considerado como "Bom" para este tipo de classificação. A proporção de área de cada classe temática se encontra no quadro 27, onde se observa que a bacia do Rio Preto é predominantemente coberta por Floresta Ombrófila Mista (FRST) e secundariamente por solo exposto (AGRR) e reflorestamento (PINE).

Quadro 25. Tamanho das amostras por classe temática.

CLASSES	PIXELS
AGRR	51
PAST	65
FRST	80
AGRL	49
PINE	112
AGRR	160
TOTAL	510

Fonte: Autor, 2014.

Quadro 26. Matriz de Contingência das Amostras (%).

MATRIZ DE CONTINGÊNCIA (%)	AGRR	PAST	FRST	AGRL	PINE	WATR
AGRR	100	0	0	0	0	0
PAST	0	100	0	0	0	0
FRST	0	0	98,75	0	0,89	0
AGRL	0	0	0	100	0	0
PINE	0	0	1,25	0	99,11	0
WATR	0	0	0	0	0	100

Fonte: Autor, 2014.

Quadro 27. Proporção de área das classes de uso e cobertura da terra da BH Rio Preto.

USO E COBERTURA DA TERRA	ÁREA (%)
AGRR	20,33
PAST	5,75
FRST	47,41
AGRL	6,10
PINE	19,66
WATR	0,74

Fonte: Autor, 2014.

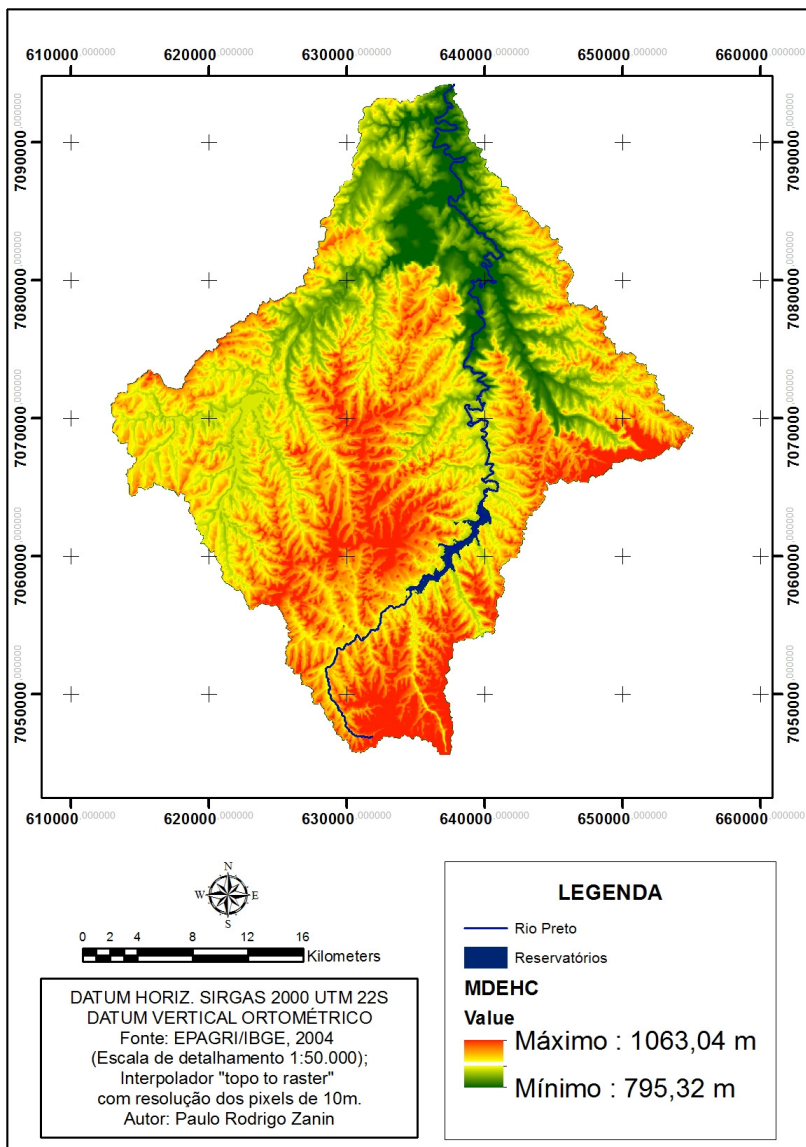
O mapa de solos, figura 52, foi gerado refinando as classes pedológicas da base da EMBRAPA (2004), na escala de detalhamento de 1:250.000, constituindo 7 unidades pedológicas-texturais. No quadro 28, é possível observar a proporção das áreas de cada unidade pedológica-textural da bacia do Rio Preto, onde constata-se que a bacia do Rio Preto é constituída de predominantemente de cambissolos e secundariamente de nitossolos, sendo que 49,77% da bacia é composta de cambissolo háplico de textura média.

Quadro 28. Proporção de área das unidades pedológicas-texturais (Solos) da BH Rio Preto.

CLASSE	ÁREA (%)
CHa_TMe	49,77
CHa_Tar	19,42
Chu_Tar	10,64
Chu_TMar	5,54
NiH	12,43
LB_TMar	1,67
Nel_TMe	0,07
Corpos D'água	0,46

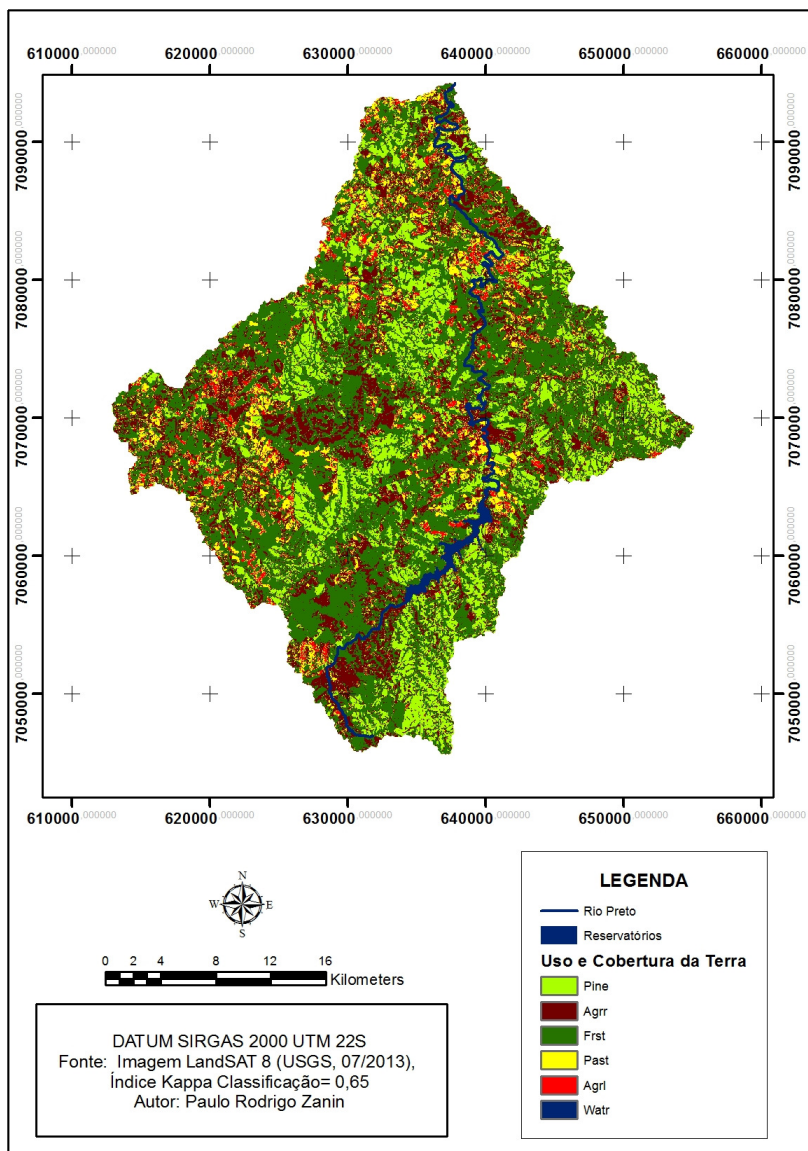
Fonte: Autor, 2014.

Figura 50. Modelo digital de elevação hidrograficamente condicionado - MDEHC.



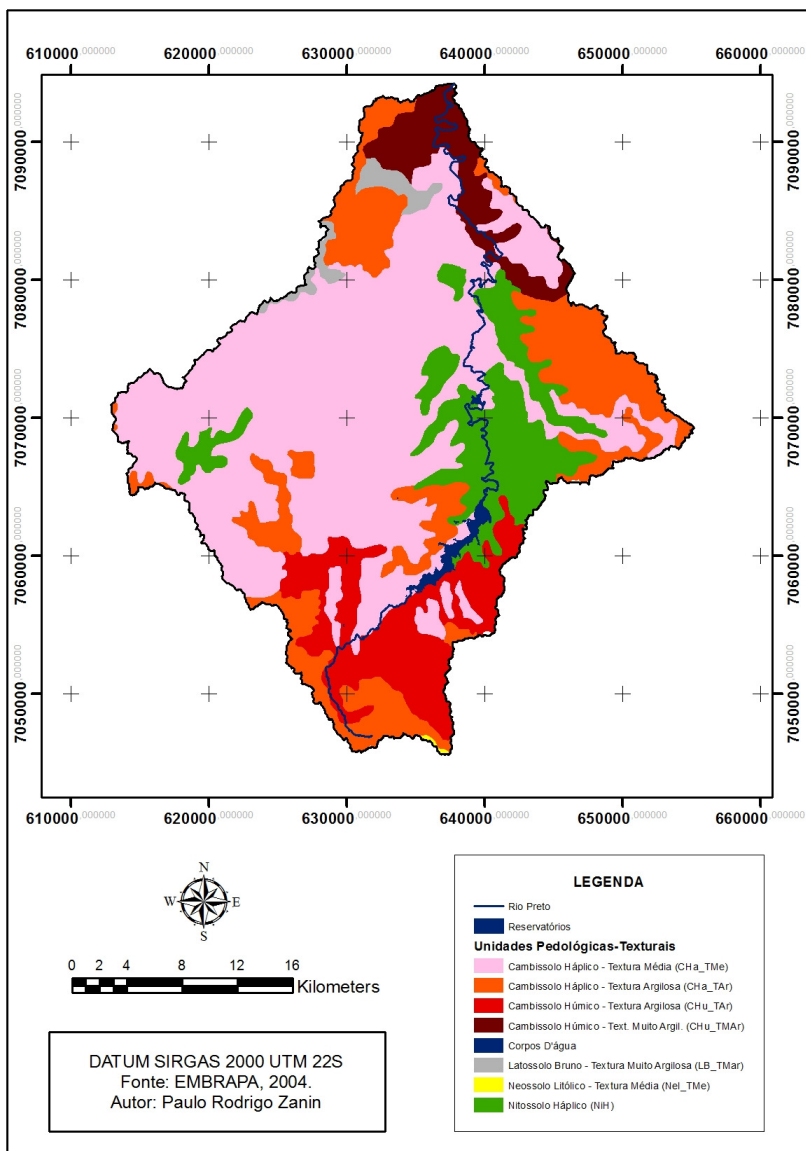
Fonte: Autor, 2014.

Figura 51. Mapa de uso e cobertura da terra (07/2013).



Fonte: Autor, 2014.

Figura 52. Mapa de unidades pedológicas-texturais (Solos).



Fonte: Autor, 2014.

5.3.2 Dados Tabulares

5.3.2.1 Clima

Os dados tabulares de clima, na escala de tempo mensal, necessários para o gerador climático do modelo *SWAT*, estão descritos no quadro 29.

Quadro 29. Dados mensais de entrada para o gerador climático do *SWAT*.

PARÂMETRO	JAN	FEV	MAR	ABR	MAI	JUN
TMPMX (°C)	26,9	27,2	26,1	23,9	20,4	19,3
TMPMN (°C)	16,7	17,0	16,0	13,7	10,1	8,9
TMPSTDMX (°C)	3,3	3,1	3,4	3,3	3,4	3,9
TMPSTDMN (°C)	2,0	2,0	2,2	3,3	3,9	3,9
PCPMM (mm)	223,9	163,0	139,9	121,6	123,0	140,1
PCPSTD (mm.d⁻¹)	14,1	9,4	10,5	12,3	12,3	12,0
PCPSKW	3,3	2,3	4,1	5,2	6,5	4,0
PR_W1	0,5	0,5	0,4	0,3	0,3	0,3
PR_W2	0,7	0,7	0,7	0,6	0,6	0,7
PCPD	19,7	17,8	16,8	13,7	14,3	13,6
RAINHHMX (mm)	38,8	19,4	28,5	39,2	58,1	32,2
SOLARAV (MJ.m².d⁻¹)	30,0	30,7	28,9	25,4	20,2	18,2
DEWPT (°C)	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
WNDVAV (m.s⁻¹)	2,6	2,4	2,4	2,2	2,1	2,0

Fonte: Autor, 2014.

Cont. Quadro 29. Dados mensais de entrada para o gerador climático do SWAT.

PARÂMETRO	JUL	AGO	SET	OUT	NOV	DEZ
TMPMX (°C)	19,2	21,3	21,3	23,1	25,1	26,6
TMPMN (°C)	7,9	8,7	10,6	13,0	14,0	15,8
TMPSTDMX (°C)	4,6	5,0	5,2	4,4	4,1	3,7
TMPSTDMN (°C)	4,3	3,8	3,4	2,6	2,7	2,3
PCPMM (mm)	142,4	105,3	177,4	193,5	137,5	177,5
PCPSTD (mm.d⁻¹)	12,7	10,2	13,6	12,3	9,3	11,8
PCPSKW	4,9	5,2	3,1	3,0	2,9	3,1
PR_W1	0,3	0,2	0,3	0,4	0,4	0,4
PR_W2	0,6	0,6	0,7	0,6	0,6	0,6
PCPD	12,7	10,1	14,5	16,2	15,5	16,1
RAINHHMX (mm)	40,8	41,3	28,7	30,1	23,0	30,6
SOLARAV (MJ.m².d⁻¹)	21,1	27,9	27,6	28,0	32,4	30,6
DEWPT (°C)	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8	0,8
WNDV (m.s⁻¹)	2,2	2,3	2,8	2,7	3,0	2,8

Fonte: Autor, 2014.

5.2.2.2 Solos

Os dados de solos medidos (Granulometria, densidade aparente, profundidade horizonte A, matéria orgânica, carbono orgânico), dados secundários (profundidade total - EMBRAPA, 2004), dados estimados (Condutividade hidráulica saturada, quantidade de água disponível, albedo) e calculados (Fator *K-USLE*) se encontram no quadro 30.

Quadro 30. Dados de solos requeridos pelo SWAT.

SOLOS	HYDGRP	LAYER	SOL_ZMX	SOL_Z	SOL_BD
			(cm)	(cm)	(Mg.m ³)
CHa_Tar	C	A	150	30	1,08
		B		150	1,52
Cha_Tme	C	A	150	50	1,00
		B		150	1,25
CHu_Tmar	C	A	150	40	1,38
		B		150	1,20
Chu_Tar	C	A	150	50	1,14
		B		150	1,07
Nel_Tme	D	A	50	50	1,15
NiH	B	A	200	40	1,12
		B		200	1,40
LB_Tmar	B	A	250	20	1,97
		B		250	1,60

Fonte: Autor, 2014.

Cont. quadro 30. Dados de solos requeridos pelo SWAT.

SOLOS	SOL_SAND	SOL_SILT	SOL_CLAY	SOL_CBN	SOL_ALB
	(%)	(%)	(%)	(% peso)	
CHa_Tar	11	70	19	2,84	0,09
	2	67	31	1,22	0,30
Cha_Tme	70	18	12	2,55	0,16
	69	18	13	1,10	0,09
CHu_Tmar	12	56	32	2,26	0,09
	12	51	37	1,10	0,23
Chu_Tar	41	42	17	3,83	0,02
	39	35	26	2,73	0,00
Nel_Tme	55	37	8	2,26	0,09
NiH	50	40	10	2,15	0,02
	41	40	19	1,10	0,16
LB_Tmar	79	14	7	1,22	0,16
	73	16	11	1,28	0,09

Fonte: Autor, 2014.

Cont. quadro 30. Dados de solos requeridos pelo SWAT.

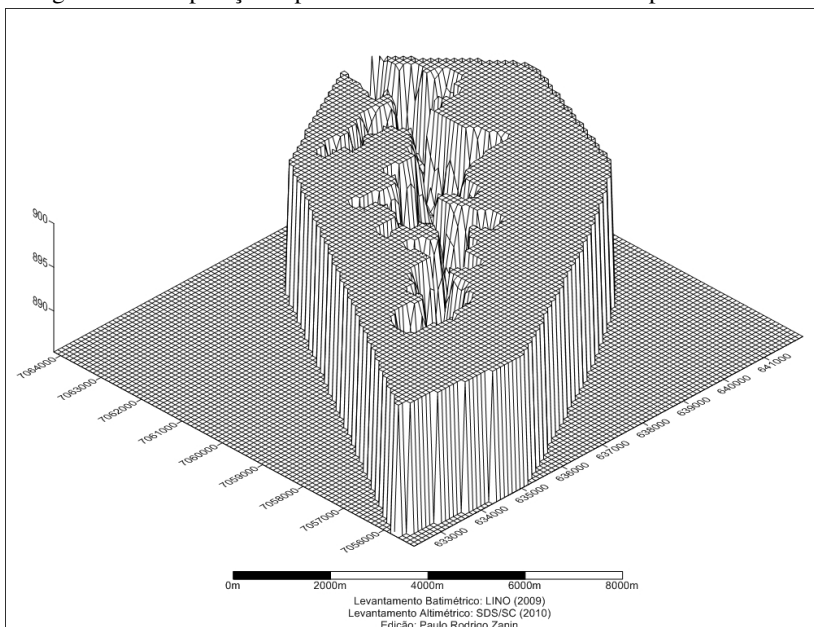
SOLOS	SOL_K	SOL_AWC	USLE_K	LATITUDE /
	(mm.h ⁻¹)	(mm.mm ⁻¹)	(m ³ .t ⁻¹)	LONGITUDE
CHa_Tar	32,15	0,29	0,30	-26,542404°
	1,92	0,21	0,34	-49,621030°
Cha_Tme	89,63	0,17	0,38	-26,484392°
	43,20	0,13	0,53	-49,659264°
CHu_Tmar	4,52	0,22	0,27	-26,296490°
	11,64	0,22	0,26	-49,639112°
Chu_Tar	23,45	0,22	0,21	-26,642522°
	24,58	0,22	0,22	-49,647376°
NeI_Tme	46,95	0,17	0,48	-26,695992°
				-49,634000°
NiH	40,67	0,20	0,47	-26,492849°
	6,12	0,18	0,47	-49,582274°
LB_Tmar	7,36	0,05	0,63	-26,339018°
	16,44	0,09	0,54	-49,649411°

Fonte: Autor, 2014.

5.3.2.3 Reservatórios

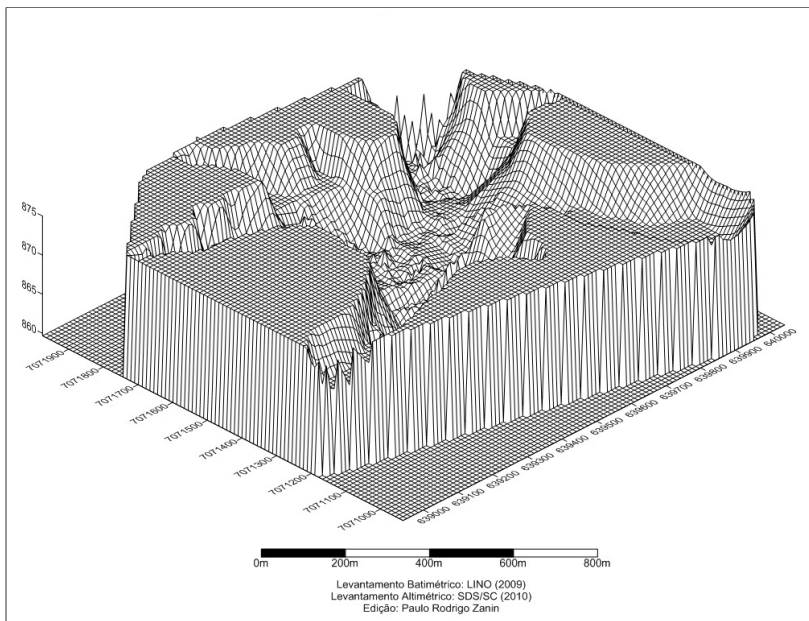
A interpolação dos dados batimétricos da represa Caunal e Salto Grande (LINO, 2009), associados com dados altimétricos da SDS/SC (2010), podem ser visualizado nas figuras 53 e 54, com as áreas de superfície e volumes dos reservatórios expostos no quadro 31.

Figura 53. Interpolação topobatimétrica do reservatório da represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014. Dados LINO (2009), SDS (2010).

Figura 54. Interpolação topobatimétrica do reservatório da represa Salto Grande.



Fonte: Autor, 2014. Dados LINO (2009), SDS (2010).

Quadro 31. Volume e áreas de superfície dos dois reservatórios.

PARÂMETROS	CAUNAL	S. GRANDE
Área Descarregador Emergencial (ha)	897,69	37,34
Volume Descarregador Emergencial (10^4 m ³)	4631,69	113,94
Área Descarregador Principal (ha)	36,33	6,29
Volume Descarregador Principal (10^4 m ³)	15,57	3,47

Fonte: Autor, 2014.

No entanto, o modelo *SWAT* limita-se a reservatórios com até 3000×10^4 m³ de volume máximo para o vertedor emergência, 100×10^4 m³ de volume máximo inicial, e um mínimo de 10×10^4 m³ para o volume do vertedor principal, além de aceitar somente 1 mm.h^{-1} como condutividade hidráulica saturada do reservatório. Desta forma, não foi possível realizar a modelagem hidrossedimentológica, tendo como exutório a represa Caunal. Assim, utilizou-se os valores reduzidos de

área e volume na mesma proporção que o valor limite máximo de volume para o vertedor emergencial. Os valores de entrada para cada reservatório no modelo *SWAT* se encontram no quadro 32.

Quadro 32. Valores de entrada para os reservatórios.

PARÂMETROS	CAUNAL	S. GRANDE
MORES	SIMULATION START	SIMULATION START
IYRES	0	0
RES_ESA (ha)	581,44	37,34
RES_EVOL (10⁴ m³)	3000,00	113,94
RES_PSA (ha)	36,33	6,29
RES_PVOL (10⁴ m³)	15,57	10,00
RES_VOL (10⁴ m³)	100,00	100,00
RES_SED (mg.l⁻¹)	10	10
RES_NSED (mg.l⁻¹)	4000	4000
RES_D50 (um)	28,58	28,58
RES_K (mm.h⁻¹)	0	0
EVRSV	0,6	0,6
IRRESCO	0	0
RES_RR (m³.s⁻¹)	2,74	9,96
IFLOD1R	-	-
IFLOD2R	-	-
NDTARGR	1	-
OFLOWMN_FPS	0	0
STARG_FPS	1	1

Fonte: Autor, 2014.

5.4 *SWAT* - MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA

Como os parâmetros de entrada de reservatórios do modelo *SWAT* possuem limitações numéricas, a modelagem hidrossedimentológica foi realizada somente para a bacia hidrográfica do Rio Preto, com exutório na estação fluviométrica Avencal.

Para realizar a modelagem hidrossedimentológica no passo de tempo mensal o modelo foi aquecido por 4 anos (2009 a 2012). Em relação a definição de sub-bacias e HRUs os critérios adotados e resultados se encontram no quadro 33, sendo que para as sub-bacias foi utilizado o valor médio identificado por Fan *et al.* (2013), como área de contribuição mínima para geração de hidrografia em regiões com hidrogeologia porosa e declividade média acima de 2,5%. Foi utilizado o método SCS para geração do escoamento superficial (com valor ajustado para declividade acima de 20%), o método Muskingun para propagação da onda de cheia no canal e o método de Bagnold para propagação de sedimentos em ambiente fluvial (IQN=0), optando por não considerar a erosão e deposição de sedimentos no canal. Os demais cálculos utilizados na modelagem foram as equações *default* do SWAT.

Quadro 33. Critérios e resultados para geração de subbacias e HRUs.

Área Acumulada p/ Hidrografia (ha)		33
Classes de Declividade		5
Intervalo de Classes de Declividade (%)		0 a 5
		5 a 10
		10 a 20
		20 a 30
		30 a 9999
Limiar p/ HRUs	Uso do Solo (%)	10
	Tipo de Solo (%)	10
	Declividade (%)	10
Número de Subbacias		1.390
Número de HRUs		14.545

Fonte: Autor, 2014.

5.4.1 SWAT - Calibração e Validação

Para calibração do modelo foi utilizado o ano de 2013 e para validação o ano de 2014 (com exceção de dezembro/2014 na BH Rio Preto pela indisponibilidade de dados da estação Avencal). O quadro 34 mostra os valores do índice de Nash e Sutcliffe (NSE) para a simulação

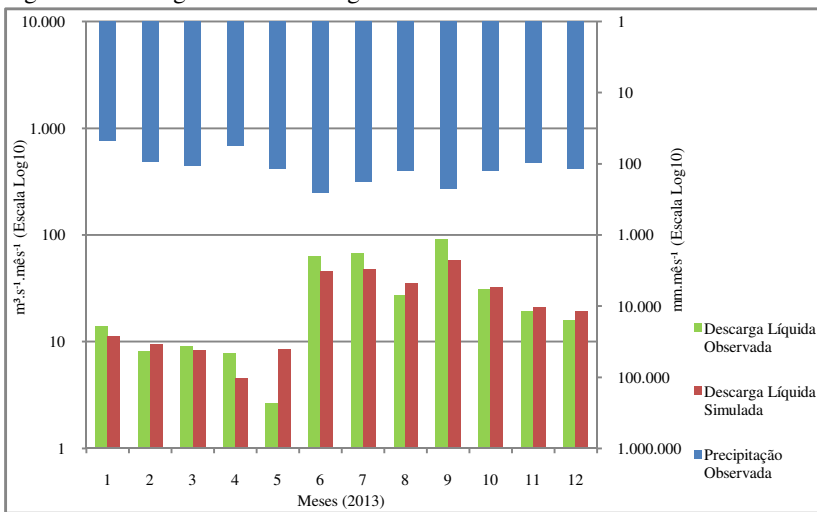
inicial da bacia hidrográfica do Rio Preto e da Represa Caunal. Nesta tabela se observa que a vazão (sem calibração) da bacia hidrográfica do Rio Preto obteve um desempenho considerado como "Muito Bom" pela classificação proposta por Moriasi *et al.* (2007), sendo que o modelo simulou muito bem as vazões médias dos meses de janeiro a março e outubro a novembro, entretanto para os outros meses o modelo subestimou os meses de máximas e superestimou os meses de mínimas, conforme figura 55. No entanto a simulação de sedimentos obteve um desempenho Insatisfatório, superestimando a produção de sedimentos na bacia hidrográfica de acordo com a figura 56. A simulação da descarga líquida da represa Caunal também obteve um péssimo índice estatístico, superestimando as vazões mensais, conforme figura 57. A descarga sólida da represa, apesar de obter um índice melhor que o da descarga líquida, também é considerado insatisfatório, superestimando a descarga de sedimentos do mês de junho, novembro e dezembro, e subestimando os demais, conforme figura 58.

Quadro 34. Avaliação da Modelagem Inicial.

EXUTÓRIO	DESCARGA	NSE	DESEMPENHO (MORIASI <i>et al.</i> 2007)
BH Rio Preto	Líquida	0,794	Muito Bom
	Sólida	-1.202	Insatisfatório
Represa Caunal	Líquida	-110,458	Insatisfatório
	Sólida	-0,307	Insatisfatório

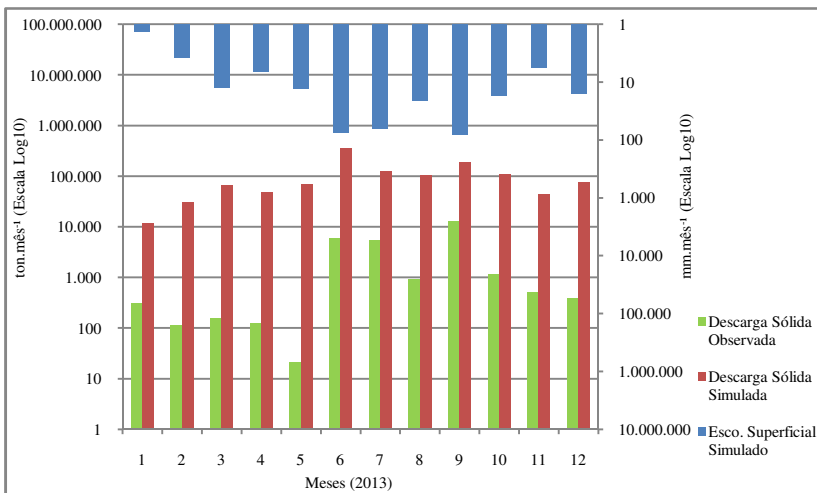
Fonte: Autor, 2014.

Figura 55. Hidrograma da modelagem inicial da vazão mensal da BH Rio Preto.



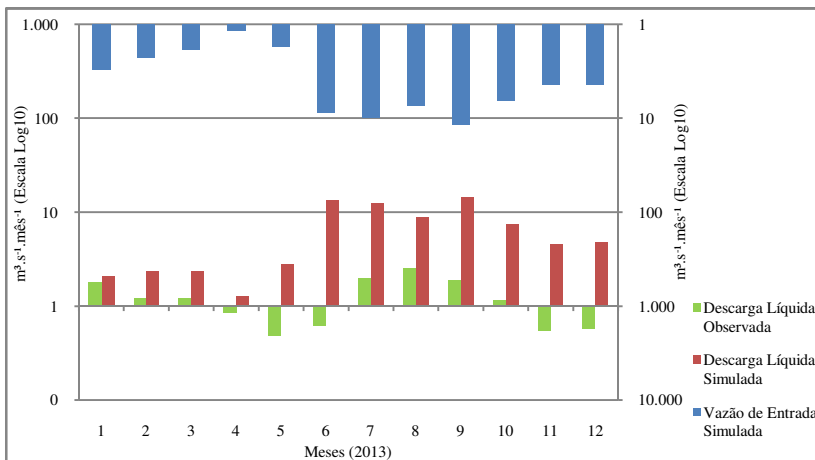
Fonte: Autor, 2014.

Figura 56. Avaliação mensal da modelagem inicial de sedimentos da BH Rio Preto.



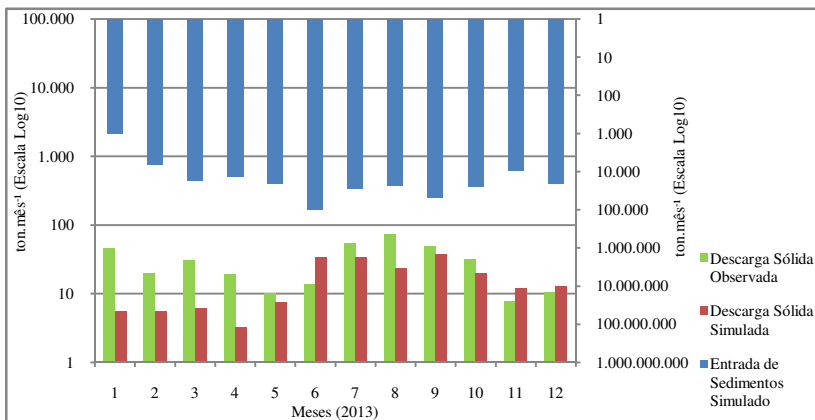
Fonte: Autor, 2014.

Figura 57. Hidrograma da modelagem inicial da vazão mensal da Represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 58. Avaliação mensal da modelagem inicial de sedimentos da Represa Caunal.

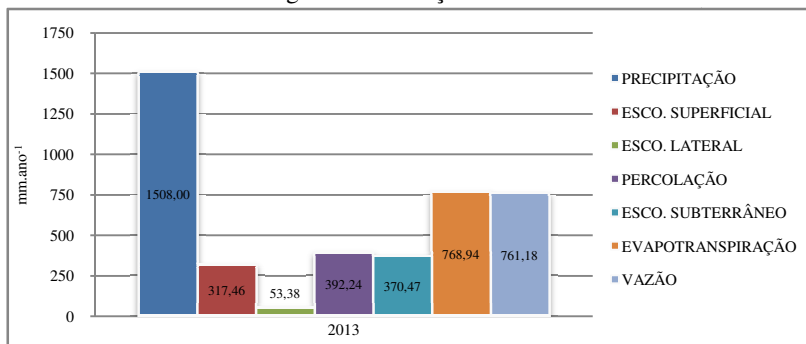


Fonte: Autor, 2014.

Apesar de a vazão mensal da BH do Rio Preto obter um ótimo índice estatístico, os índices insatisfatórios da produção de sedimentos desta bacia, e da descarga líquida da represa Caunal, mostram que a erosão hídrica, que é causada pelo escoamento superficial, está muito alta e que as descargas da represa Caunal estão elevadas, neste último caso devido

a limitação do valor de entrada para volume máximo armazenado. Desta forma foi realizada a análise do balanço hídrico simulado. De acordo com a figura 59, observa-se que a altura do escoamento superficial (317,46 mm.ano⁻¹) está 422% mais alto que o escoamento de base (75,15 mm.ano⁻¹), constituído pelo escoamento lateral (53,38 mm.ano⁻¹) e pela porção de água percolada (392,24 mm.ano⁻¹) que não contribui para o escoamento subterrâneo (370,47 mm.ano⁻¹). Em relação as perdas por evapotranspiração (768,94 mm.ano⁻¹), observa-se que estas representam 51% do total precipitado (1508 mm.ano⁻¹), estando praticamente na mesma proporção que as perdas hídricas pelo escoamento fluvial (761,18 mm.ano⁻¹).

Figura 59. Balanço Hídrico Simulado.



Fonte: Autor, 2014.

Uda (2012) ao analisar a evapotranspiração real do ano de 2006 para a bacia do Alto Rio Negro (3454 km²), que engloba a bacia do Rio Preto, a qual é constituída predominantemente por florestas nativas e reflorestamentos (70,9%), e secundariamente por solo exposto (14,5%), verificou através do balanço hídrico simplificado da bacia, que a evapotranspiração (801 mm.ano⁻¹) representa 75,71% da precipitação (1058 mm.ano⁻¹), e que as perdas pelo escoamento fluvial (257 mm.ano⁻¹) representam 24,29% da precipitação. A mesma autora, com o uso do modelo SEBAL, através de imagens ASTER, identificou que as classes de uso e cobertura da terra com maiores valores de evapotranspiração foram corpos d'água, reflorestamentos e floresta nativa,

respectivamente, e as classes com menores valores foram as de área urbana, agricultura e solo exposto, respectivamente.

Giglio (2013) ao estudar a interceptação da chuva por Floresta Ombrófila Mista em estágio secundário de regeneração, na bacia do Araponga (53.000 m²), a qual localiza-se próxima da bacia do Rio Preto, verificou que a interceptação da chuva pela vegetação redistribui a água na bacia. As perdas por interceptação das copas das árvores representaram uma média de 12,3 a 15,1% da precipitação, sendo estimado o armazenamento de água na copa das arvores entre 0,2 mm a 9,9 mm estando a média em 3,4 mm.

Cardoso (2013) ao realizar um estudo hidrossedimentológico em bacias embutidas na bacia hidrográfica do Rio dos Bugres (64,41 km²), bacia esta limítrofe a bacia do Rio Preto e em condições física-edáfica semelhante, constatou que a vazão de pico e a taxa de incremento de vazão, ambas fruto do escoamento superficial, são as principais responsáveis pela produção de sedimentos suspensos nesta bacia.

Como a bacia hidrográfica do Rio Preto é coberta predominantemente por Floresta Ombrófila Mista e reflorestamentos (67%), e secundariamente por solo exposto (20,33%), proporcionalmente muito similar a bacia do Alto Rio Negro, e as perdas por evapotranspiração estarem baixas em relação as entradas de água por precipitação, e a geração de escoamento superficial, associado com as perdas pelo escoamento fluvial, estarem proporcionalmente altas, foi realizada a calibração da vazão com o intuito de aumentar a evapotranspiração e o escoamento de base, reduzindo o escoamento superficial.

Arnold *et al.* (2012) com base em 64 estudos de modelagem com o modelo SWAT identificou os parâmetros expostos no quadro 35 como os mais sensíveis para calibração do escoamento superficial e escoamento de base. Lino (2009) ao realizar análise de sensibilidade na BH do Rio Preto identificou os parâmetros do quadro 36 como influentes no balanço hídrico desta bacia, sendo que parâmetros mais sensíveis na calibração da produção de água no passo de tempo diário foram: ALPHA_BF, CN2, ESCO, SURLAG, GW_DELAY.

Quadro 35. Parâmetros mais sensíveis do SWAT para balanço hídrico em 64 modelagens.

ESCOAMENTO SUPERFICIAL	ESCOAMENTO DE BASE
CN2	ALPHA_BF
SOL_AWC	GW_REVAP
ESCO	GW_DELAY
EPCO	GW_QMN
SURLAG	REVAPMN
OV_N	RCHRD_DP

Fonte: Adaptado de Arnold *et al.* (2012).

Quadro 36. Parâmetros mais sensíveis do SWAT para balanço hídrico da BH Rio Preto.

ORDEM DE INFLUÊNCIA	PARÂMETRO
1	ALPHA_BF
2	CN2
3	ESCO
4	CANMX
5	SOL_AWC
6	REVAPMN
7	GW_QMN
8	SOL_Z
9	BLAI
10	CH_K2
11	SURLAG
12	CH_N2
13	GW_DELAY
14	GW_REVAP

Fonte: Adaptado de Lino (2009)

Com base na análise do balanço hídrico e revisão bibliográfica, foram calibrados manualmente os parâmetros do quadro 37. Primeiramente foi calibrado o escoamento superficial reduzindo em 15% o coeficiente CN2 e aumentando o fator de evaporação do solo

(ESCO) em 25%. Como o fator de transpiração das árvores (EPCO) já estava no seu valor máximo, a evapotranspiração foi calibrada aumentando o armazenamento de água na copa das árvores (CANMX) de 0 para 0,25 mm e o conteúdo de água disponível para as árvores (SOL_AWC) em 25%. Para aumentar o armazenamento de água no solo, que se reverterá em água para vegetação e escoamento de base, a profundidade das camadas de solo (SOL_Z) foram aumentadas em 25%. O coeficiente de ascensão de água do aquífero raso para a zona insaturada (GW_QMN) foi aumentado e a profundidade mínima para esta ascensão hídrica acontecer (REVAPMN) foi reduzida, desta forma haverá mais disponibilidade de água para as plantas e para o escoamento lateral.

Também foi aumentada a profundidade mínima que corresponde ao limite entre o escoamento de base e escoamento subterrâneo (GW_QMN), no entanto como a bacia do Rio Preto se situa em uma região de hidrogeologia sedimentar/porosa, de acordo com o mapa geológico (GEOBANK, 2007) e os parâmetros calibrados anteriormente acabaram por reduzir excessivamente a recarga do aquífero profundo, foi aumentada a fração da percolação que se direciona para o escoamento subterrâneo (RCHRD_DP) de 5 para 30%.

Quadro 37 - Calibração do Balanço Hídrico.

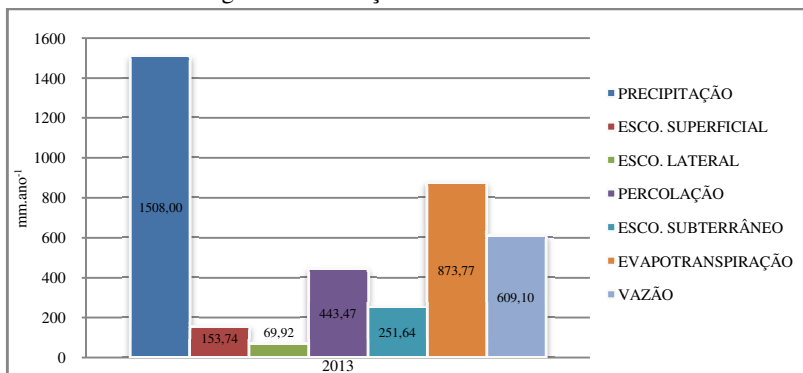
PARÂMETRO	VALOR INICIAL	OPERAÇÃO	VALOR
CN2	vários	vs.	0,85
ESCO	0,95	vs.	0,75
SOL_AWC	vários	vs.	1,25
CANMX	0	add.	0,25
SOL_Z	vários	vs.	1,25
GW_REVAP	0,02	subs.	0,06
REVAPMN	750	vs.	0,75
GW_QMN	1000	vs.	1,25
RCHRG_DP	0,05	subs.	0,30

Fonte: Autor, 2014.

Com a calibração dos parâmetros do quadro 37, observa-se na figura 60 que o escoamento superficial passou de 317,46 mm.ano⁻¹ para 153,74 mm.ano⁻¹ e o aumento da percolação e escoamento lateral, associado com a redução das perdas para o aquífero profundo, resultaram em um aumento do escoamento de base de 75,15 mm.ano⁻¹ para 261,75 mm.ano⁻¹.

Associado com o escoamento de base 41% maior que o escoamento superficial, o aumento da evapotranspiração de 768,94 mm.ano⁻¹ para 873,77 mm.ano⁻¹ o que corresponde a 58% do total precipitado, mostra que o balanço hídrico calibrado é mais condizente com a realidade física-edáfica da bacia hidrográfica do Rio Preto do que o balanço hídrico da simulação inicial, devido a influência dos processos hidrológicos decorrentes da predominância de cobertura florestal no balanço hídrico de uma bacia hidrográfica rural (TUCCI; CLARKE, 1997; BIGARELLA, 2009; TUCCI, 2013).

Figura 60. Balanço Hídrico Simulado e Calibrado.



Fonte: Autor, 2014.

Reduzindo o escoamento superficial houve uma perda no índice de NSE para a descarga líquida da BH Rio Preto, quadro 38, mas mantendo um valor considerado como satisfatório, e mantendo uma boa simulação dos meses de janeiro a março e outubro a dezembro, e agora também de agosto, e continuando a subestimar os picos de junho, julho e setembro, superestimando a vazão de maio, conforme figura 61.

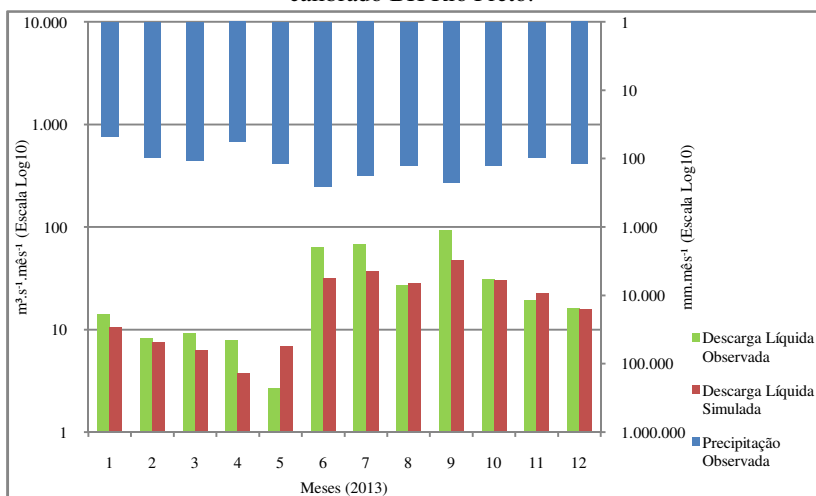
Apesar da perda do valor de NSE para vazão mensal da BH Rio Preto, houve uma redução na vazão de entrada no reservatório, e conseqüentemente, na descarga líquida da represa Caunal, figura 62, apesar de seu NSE ainda ser insatisfatório, assim como na produção de sedimentos da BH Rio Preto, com um ganho considerável no NSE (apesar de insatisfatório), devido a redução da erosão hídrica causada pelo escoamento superficial, quadro 38 e figura 63. Em relação a produção de sedimento da bacia da represa Caunal houve uma perda inexpressiva no índice de NSE, quadro 38 e figura 64.

Quadro 38. Avaliação da Modelagem da vazão com balanço hídrico calibrado.

EXUTÓRIO	DESCARGA	NSE	DESEMPENHO (MORIASI <i>et al.</i> 2007)
BH Rio Preto	Líquida	0,568	Satisfatório
	Sólida	-277,155	Insatisfatório
Represa Caunal	Líquida	-74,120	Insatisfatório
	Sólida	-0,441	Insatisfatório

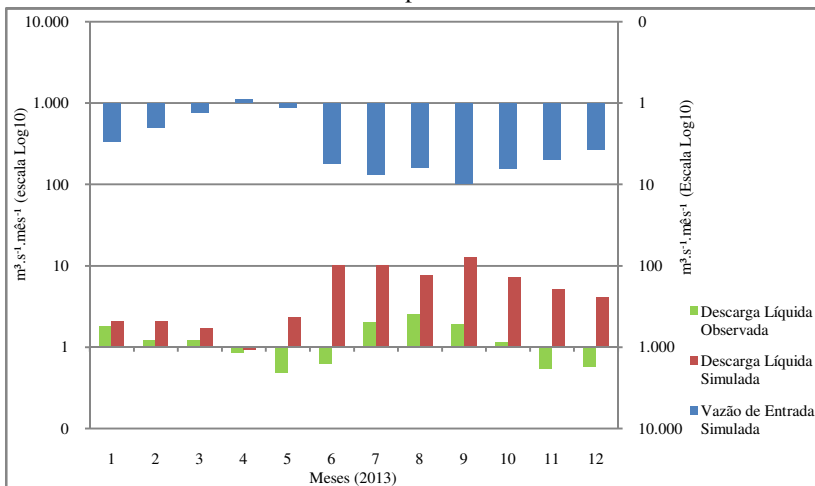
Fonte: Autor, 2014.

Figura 61. Hidrograma da modelagem da vazão mensal com balanço hídrico calibrado BH Rio Preto.



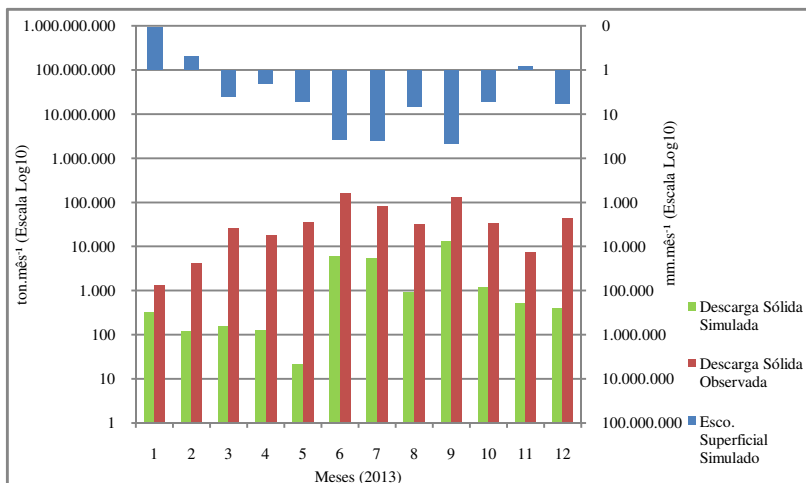
Fonte: Autor, 2014.

Figura 62. Hidrograma da modelagem da vazão mensal com balanço hídrico calibrado Represa Caunal.



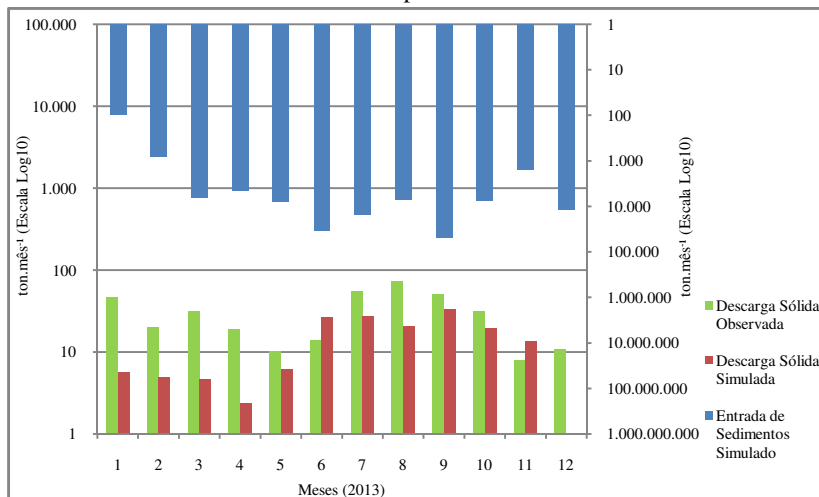
Fonte: Autor, 2014.

Figura 63. Avaliação mensal da modelagem mensal de sedimentos com balanço hídrico calibrado BH Rio Preto.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 64. Avaliação da modelagem mensal de sedimentos com balanço hídrico calibrado represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014.

Com um balanço hídrico calibrado e a produção de sedimentos com melhores índices do que a simulação inicial, foram realizados ajustes nos parâmetros que regem a MUSLE, visando reduzir a influência destes no cálculo das perdas de solo por erosão hídrica para bacia do Rio Preto.

Assim como para o escoamento de base e escoamento superficial, Arnold *et al.* (2012), com base nos mesmos 64 estudos de modelagem com o modelo SWAT, identificou os parâmetros expostos no quadro 39 como os mais sensíveis para calibração da produção de sedimentos na encosta. Os parâmetros da produção de sedimentos no canal fluvial não foram analisados pois a deposição de sedimentos e erosão no canal não foram considerados pela equação de Bagnold utilizada para propagação de sedimentos no canal.

Quadro 39. Parâmetros mais sensíveis do SWAT para sedimentos em 64 modelagens.

PARÂMETRO
USLE_P
USLE_C
USLE_K
LAT_SED
SL_SOIL
SLOPE

Fonte: Adaptado de Arnold *et al.* (2012).

Os parâmetros ajustados se encontram no quadro 40. Justifica-se a redução da declividade (SLOPE) e rampa de declividade (SLSUBBSN) pela base topográfica usada para geração do MDEHC que possui detalhamento na escala de 1:50.000. Já a redução do fator de práticas conservacionistas (USLE_P) se justifica pela identificação em campo de plantações em curvas de nível, barreiras para redução da velocidade do escoamento superficial na drenagem de áreas de reflorestamento, sendo que as áreas mapeadas como solo exposto, em sua maioria, são áreas com uso cíclico voltados ou pra agricultura ou para reflorestamento.

Quadro 40. Calibração de Sedimentos.

PARÂMETRO	USO DA TERRA	VALOR INICIAL	OPERAÇÃO	VALOR
USLE_P	Agrr	1	subs.	0,05
	Todos os Demais	1	subs.	0,1
SLOPE	Todos	vários	vs.	0,75
SLSUBBSN	Todos	vários	vs.	0,75

Fonte: Autor, 2014.

Com a calibração dos parâmetros da MUSLE foi obtido um bom índice estatístico para modelagem da produção de sedimentos da BH Rio Preto, quadro 41. Na figura 65, observa-se que o modelo calibrado está simulando muito bem os meses de máximas, principalmente o período entre junho a agosto e outubro, e simulando de forma insatisfatória os meses de mínimas, principalmente o mês de maio. Com

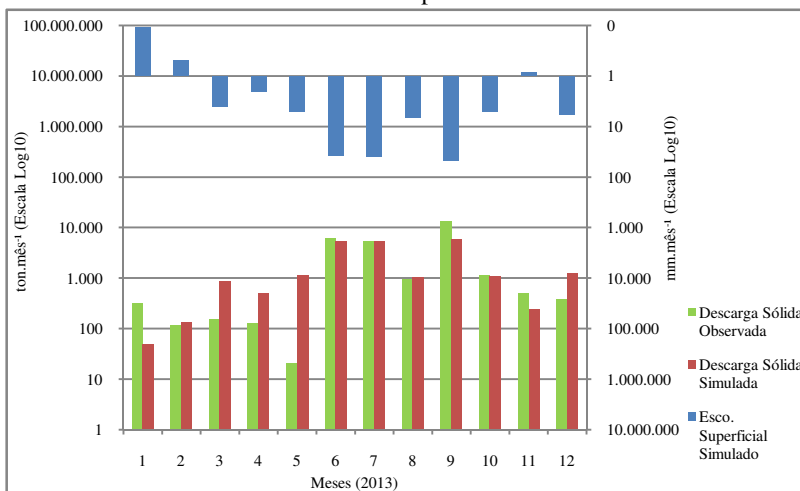
a alteração dos parâmetros da tabela 41, houve perdas inexpressivas para a descarga líquida e sólida da represa Caunal, desta forma estas descargas não foram analisadas graficamente.

Quadro 41. Avaliação da Modelagem de sedimentos com balanço hídrico e MUSLE calibrados.

EXUTÓRIO	DESCARGA	NSE	DESEMPENHO (MORIASI <i>et al.</i> 2007)
BH Rio Preto	Líquida	0,568	Satisfatório
	Sólida	0,677	Bom
Represa Caunal	Líquida	-74,279	Insatisfatório
	Sólida	-0,444	Insatisfatório

Fonte: Autor, 2014.

Figura 65. Avaliação da modelagem mensal de sedimentos com balanço hídrico e MUSLE calibrados para BH Rio Preto.



Fonte: Autor, 2014.

Com a vazão mensal e a produção de sedimentos mensal calibrados para a bacia hidrográfica do Rio Preto, foram verificados a validação destas simulações para o ano de 2014, e por complementação da represa Caunal também.

De acordo com o quadro 42 e figura 66, a descarga líquida da BH Rio Preto alcançou um NSE de 0,702, com o modelo subestimando os meses de máximas, e superestimando os meses de mínimas, fazendo uma ótima simulação para o mês de setembro. Em relação a produção de sedimentos da BH Rio Preto, quadro 42 e figura 67, foi alcançado um NSE de 0,857 com o maior pico, localizado no mês de junho, sendo simulado perfeitamente, assim como o mês de novembro. Os meses de janeiro a março e agosto a setembro, superestimaram a produção de sedimentos de forma bem próxima do real, já os meses de abril, julho e outubro subestimaram o valor observado, sendo a pior simulação localizada no mês de julho.

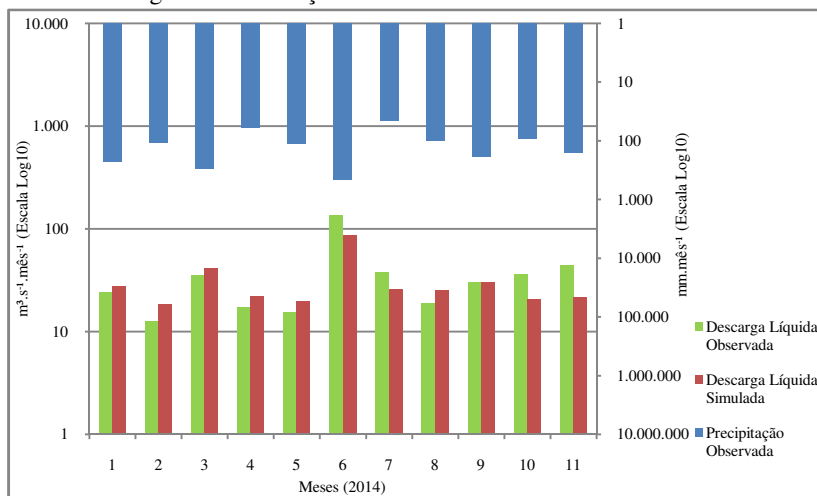
Para a represa Caunal as simulações da descarga líquida e descarga sólida melhoraram consideravelmente seus índices estatísticos, quadro 42, apesar de ainda serem insatisfatórios. No que toca a vazão simulada da represa, figura 68, ela está superestimando os valores reais, sendo a melhor simulação no mês de junho, que corresponde a maior vazão observada, devido ao evento extremo decorrente neste mês. Em relação a produção de sedimentos, figura 69, a simulação subestimou predominantemente os valores reais. Nas figuras 68 e 69 também é possível observar que as descargas líquidas e sólidas simuladas para represa Caunal, refletem bem o comportamento da simulação da vazão e sedimentos que entram no reservatório, sendo que as vazões de entrada e saída são proporcionais, enquanto que a descarga sólida de entrada no reservatório é maior que a descarga sólida de saída, mostrando o poder de retenção de sedimentos desta represa.

Quadro 42. Validação da Modelagem.

EXUTÓRIO	DESCARGA	NSE	DESEMPENHO (MORIASI <i>et al.</i> 2007)
BH Rio Preto	Líquida	0,702	Bom
	Sólida	0,857	Muito Bom
Represa Caunal	Líquida	-1,185	Insatisfatório
	Sólida	0,002	Insatisfatório

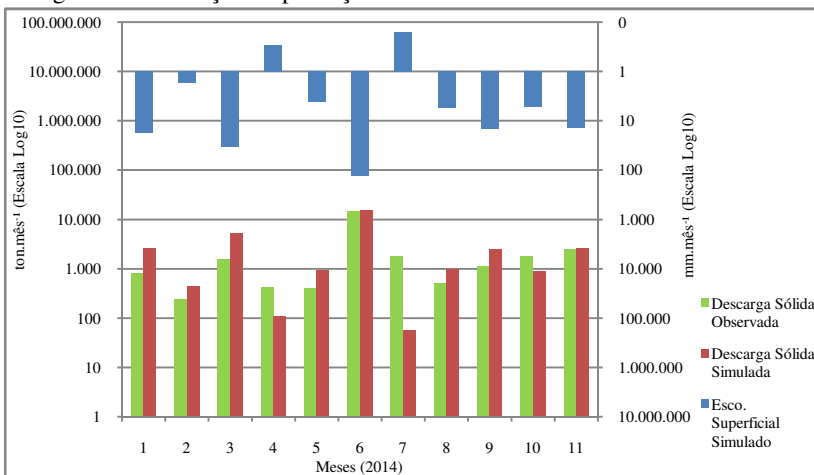
Fonte: Autor, 2014.

Figura 66. Validação da vazão mensal da BH Rio Preto.



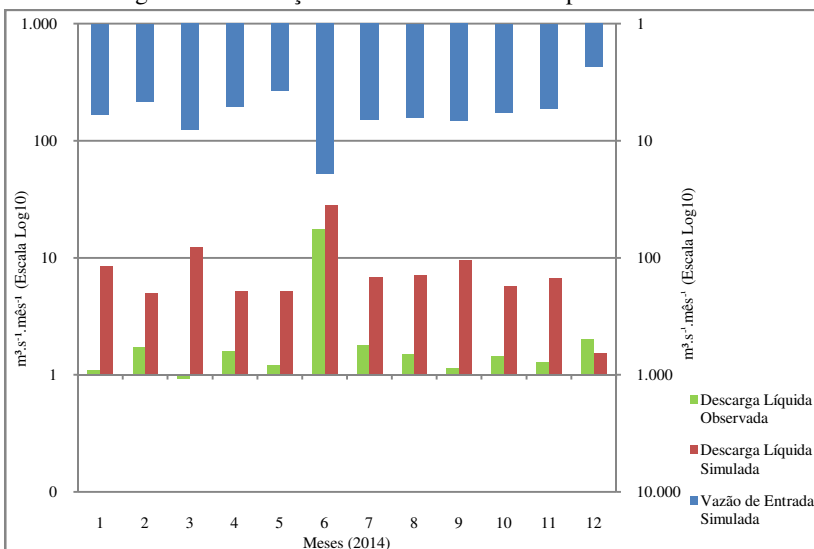
Fonte: Autor, 2014.

Figura 67. Validação da produção mensal de sedimentos da BH Rio Preto.



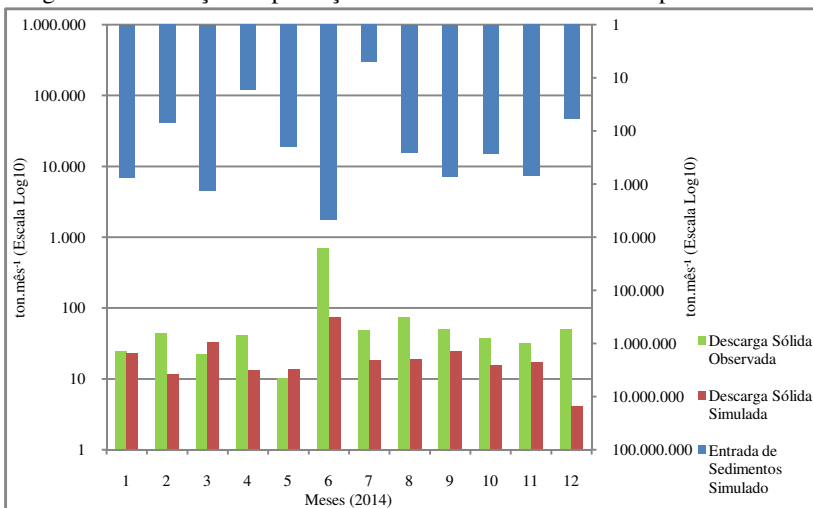
Fonte: Autor, 2014.

Figura 68. Validação da vazão mensal da Represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 69. Validação da produção mensal de sedimentos da Represa Caunal.



Fonte: Autor, 2014.

O fato de a modelagem de vazão e sedimentos, no passo de tempo mensal, ter sido calibrada e validada para a bacia hidrográfica do Rio Preto e obter índices insatisfatórios para a Represa Caunal, mostra que o modelo está compensando o déficit do balanço hídrico e de sedimentos do reservatório em outras partes da bacia hidrográfica.

Este déficit da simulação do balanço hídrico e de sedimento no reservatório da referida represa, superestimando a vazão e subestimando a produção de sedimentos, pode ser justificado pela limitação dos parâmetros de entrada do modelo, sobretudo o volume máximo para descarga no vertedor emergencial, e pela pouca sensibilidade nos demais parâmetros, como a razão média de liberação anual.

Outro fato que chama a atenção é que as simulações de sedimentos foram melhores do que as simulações da vazão. Isto pode ser explicado pelo fato da curva-chave de sedimentos ter sido construída com base em um conjunto amostral constituído predominantemente em baixos valores, desta forma a redução da vazão de pico, pela redução do escoamento superficial, favoreceu a simulação da produção de sedimentos em baixas vazões, acompanhando a tendência das curvas-chave da bacia hidrográfica do Rio Preto e da Represa Caunal.

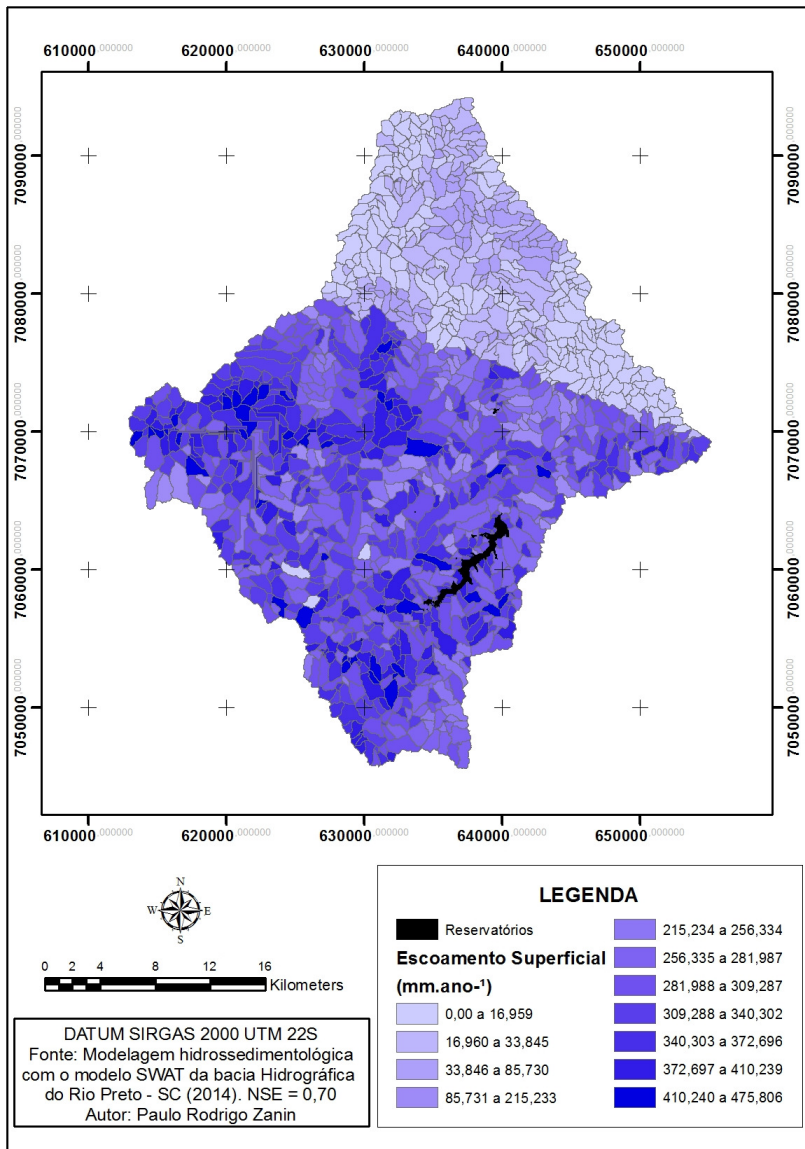
Vale salientar que o conjunto amostral baseado em um conjunto de baixos valores não reflete somente a limitação amostral, mas também o fato de não haver linearidade entre vazão e CSS devido aos represamentos hídricos presentes em duas das três principais sub-bacias da bacia hidrográfica do Rio Preto, os quais retêm a maior parcela de sedimentos transportados em ambiente fluvial, conforme é possível observar na figura 68, resultando em baixas concentrações no exutório desta bacia. Desta forma a redução da erosão na encosta na calibração da MUSLE, associado com a ausência de deposição e erosão no canal fluvial, favoreceram a obtenção de um excelente índice de NSE para modelagem sedimentológica.

5.4.2 SWAT - Simulação nas sub-bacias

Como o ano de validação (2014) obteve melhor eficiência na modelagem, foi verificada a espacialização da geração de escoamento superficial e produção de sedimentos. Na figura 70, é possível observar que o escoamento superficial anual de 2014 variou entre 0 mm.ano⁻¹ e 475,81 mm.ano⁻¹, sendo que a maior lamina d'água foi gerada na parte superior e intermediária da bacia.

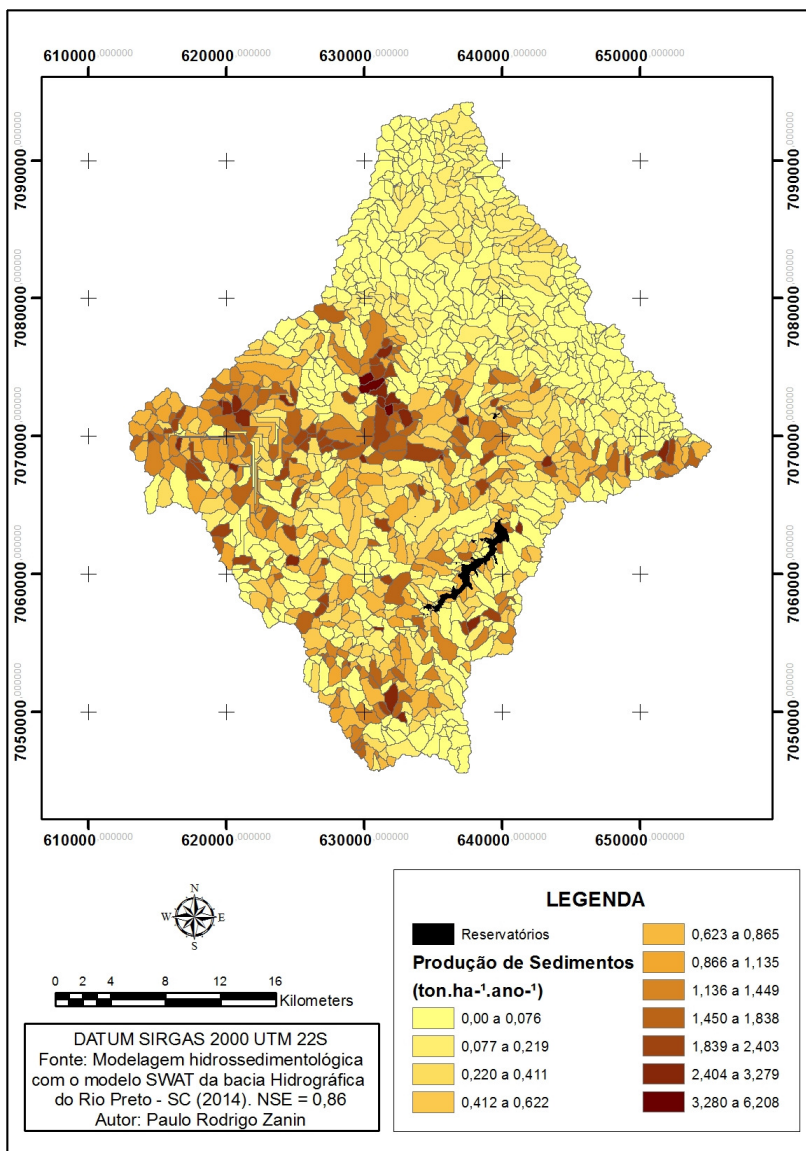
Na figura 71 é possível observar que a produção de sedimentos anual de 2014 variou de 0 ton.ha⁻¹.ano⁻¹ para 6,21 ton.ha⁻¹.ano⁻¹ sendo que a maior produção de sedimentos se localiza na parte superior e intermediária da bacia.

Figura 70. Modelagem do escoamento superficial anual (2014).



Fonte: Autor, 2014.

Figura 71. Modelagem da produção de sedimentos anual (2014).

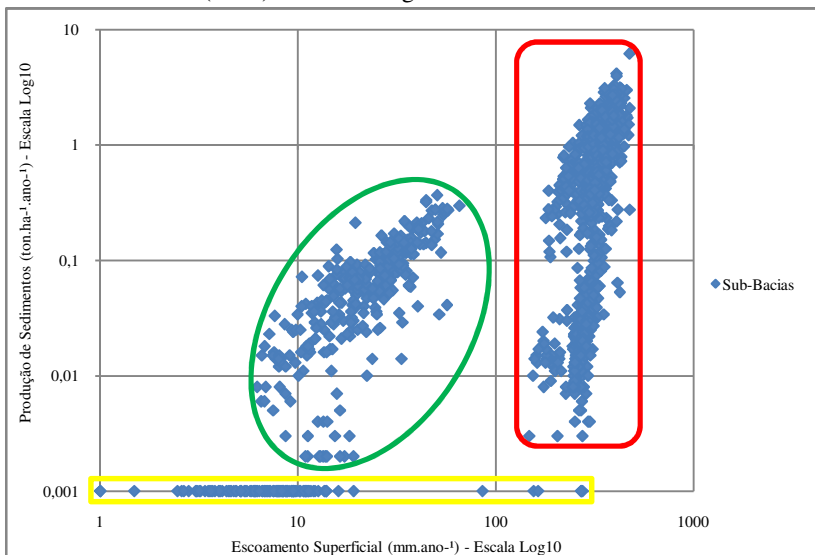


Fonte: Autor, 2014.

Ao analisar a relação entre o escoamento superficial e produção de sedimentos para as 1.390 sub-bacias em escala logarítmica verifica-se, conforme figura 72 e quadro 43, que existem três populações distintas de comportamento hidrossedimentológico na bacia hidrográfica do Rio Preto.

A população do grupo número 1, destacada em amarelo na figura 72 e quadro 43, é composta de 122 sub-bacias, independente da altura de escoamento superficial gera uma produção nula ou praticamente nula de sedimentos (Máx. de $0,001 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$). A população 2, destacada em verde na figura 72 e quadro 43, composta de 291 sub-bacias, caracteriza-se pela produção de sedimentos de $0,002 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ até $0,368 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para lâmina de escoamento superficial de $6,22 \text{ mm.ano}^{-1}$ até $65,52 \text{ mm.ano}^{-1}$, enquanto que a população 3, destacada em vermelho na figura 72 e quadro 43, composta de 977 sub-bacias, caracteriza-se pela produção de sedimentos de $0,003 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ até $6,208 \text{ ton.ha}^{-1}.\text{ano}^{-1}$ para lâmina de escoamento superficial de $140,70 \text{ mm.ano}^{-1}$ até $475,81 \text{ mm.ano}^{-1}$.

Figura 72. Escoamento superficial anual vs. Produção de sedimentos anual (2014) em escala logarítmica de base 10.



Fonte: Autor, 2014.

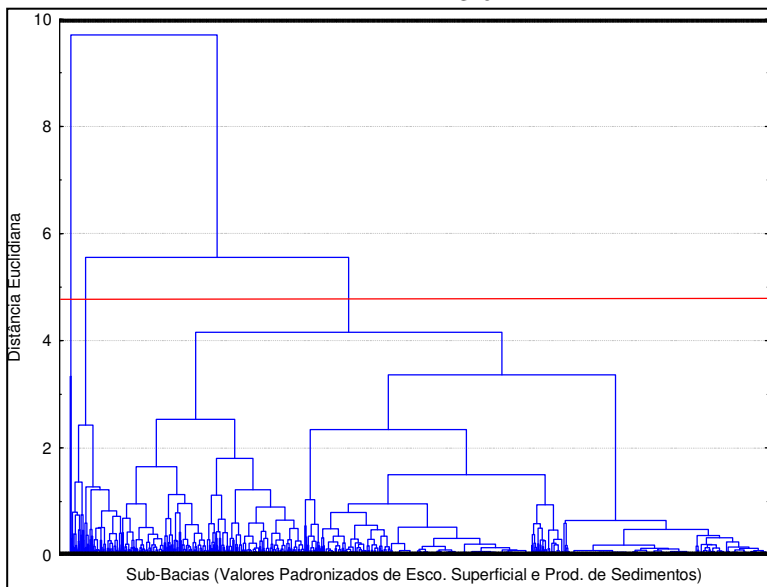
Quadro 43. Número de sub-bacias e características por grupo hidrossedimentológico.

Grupos	1	2	3
Nº Sub-Bacias	122	291	977
Esco. Sup. (mm.ano⁻¹)	0 a 274,60	6,22 a 65,52	140,70 a 475,81
Prod. Sed. (ton.ha⁻¹.ano⁻¹)	0 a 0,001	0,002 a 0,368	0,003 a 6,208
Área (km²)	69,145	207,75	689,05

Fonte: Autor, 2014.

Para verificar a validade destes agrupamentos de sub-bacias foi realizada uma análise de agrupamento em árvore, figura 73, obtendo os mesmos três agrupamentos de sub-bacias identificados na figura 72. De acordo com o teste de Kruskal-Wallis, quadro 44, o escoamento superficial e a produção de sedimentos, para os três grupos, é diferente na mediana, conforme é possível de observar nas figura 74 e 75, que contemplam o gráfico box-plot dos dados de escoamento superficial e produção de sedimentos de cada grupo de sub-bacias.

Figura 73. Análise de agrupamento em árvore. Em azul: Ligações entre os valores padronizados de escoamento superficial e produção de sedimentos das sub-bacias; Em vermelho: critério de corte para definição dos cluster (metade da distância da última ligação).



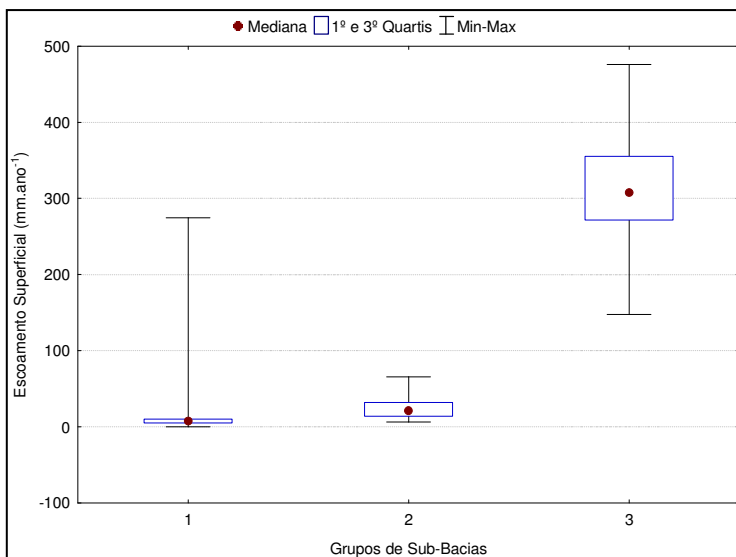
Fonte: Autor, 2014.

Quadro 44. Teste não-paramétrico de Kruskal-Wallis. Destacado: p com significância de 1%.

	Esco. Superficial	Prod. Sedimentos
Kruskal-Wallis	874,21	453,41
p	0,00	0,00
Grupos	3	3
N	1.390	1.390

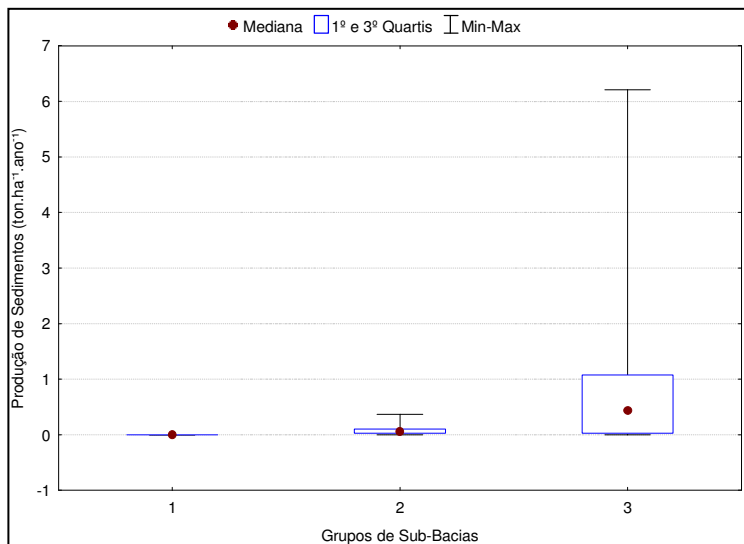
Fonte: Autor, 2014.

Figura 74. Gráfico Box-plot do Esco. Superficial dos três agrupamentos.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 75. Gráfico Box-plot da Prod. de Sedimentos dos três agrupamentos.



Fonte: Autor, 2014.

Ao verificar a espacialização dos três grupos de sub-bacias com comportamento hidrossedimentológico semelhante, verifica-se na figura 76, que o grupo 2 situa-se na porção inferior da bacia do Rio Preto, ocupando uma área de 207,75 km², acompanhado do grupo 1, que está predominantemente nesta porção da bacia, com algumas sub-bacias na parte intermediária, ocupando uma área de 69,145 km². Já o grupo 3 se situa nas porções intermediária e superior da referida bacia, ocupando uma área de 689,05 km².

Devido a configuração espacial dos agrupamentos de sub-bacias, foram verificados qual das três fontes de informação espacial de entrada no modelo SWAT (MDEHC, solos, uso e cobertura da terra), é responsável por tal heterogeneidade hidrossedimentológica na bacia do Rio Preto.

Analisando a espacialização dos agrupamentos de sub-bacias sobre a estrutura física-edáfica da bacia, observa-se que os três grupos estão situados em praticamente todas as unidades pedológico-texturais (solos), figura 77, não sendo possível identificar espacialmente a influência destas classes de solos na configuração dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias. Já ao sobrepor os grupos de sub-bacias sobre o mapa de uso e cobertura da terra, figura 78, e o MDEHC, figura 79, é que aparecem as tendências espaciais para o comportamento hidrossedimentológico desta bacia. Para melhor interpretar a influência do MDEHC nos agrupamentos, também foi realizada a sobreposição dos três grupos sobre o mapa geomorfológico, figura 80.

O grupo 1 aparece na maior parte sobre áreas de elevação intermediária da bacia e de relevo constituído por colinas amplas e suaves, e vales encaixados. O solo é predominantemente coberto por Floresta Ombrófila Mista e Reflorestamentos, explicando a frequência da lâmina de escoamento superficial anual concentrada em baixos valores, conforme figura 74, e a produção de sedimentos anual praticamente ausente, conforme quadro 43. A existência de valores atípicos máximos da lâmina de escoamento superficial anual, com uma respectiva produção de sedimentos praticamente nula, provavelmente é devido a deposição de encosta na própria bacia, onde o sedimento

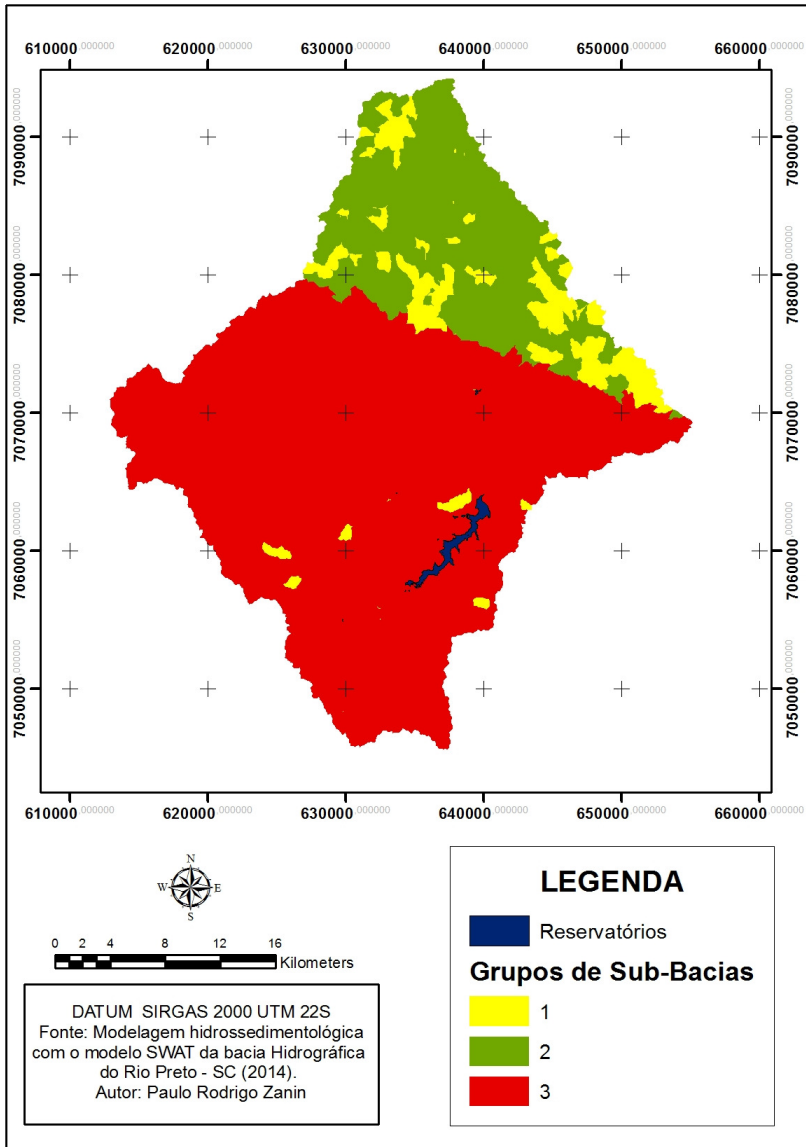
colocado em movimento pelo escoamento superficial não atinge a rede de drenagem.

O Grupo 2 se situa predominantemente sobre as menores elevações da bacia, onde as formas de relevo consistem predominantemente em colinas amplas e suaves, explicando a frequência da lâmina de escoamento superficial anual e a produção de sedimentos anual concentradas em baixos valores, conforme figuras 74 e 75. A amplitude destes valores, também expostos nas figuras 74 e 75, assim como no quadro 43, é devido aos diferentes usos e coberturas da terra, onde os menores valores são provenientes das áreas de cobertura florestal, as quais são predominantes, enquanto que os maiores valores são provenientes das áreas agrícolas e de solo exposto.

Já o grupo 3 se situa predominantemente sobre as maiores elevações da bacia, assim como sobre formas de relevo constituídas de vales encaixados, colinas dissecadas e morros baixos, e escarpas serranas, explicando os maiores valores da lâmina de escoamento superficial anual e produção de sedimentos anual entre as 1.390 sub-bacias da bacia hidrográfica do Rio Preto. A amplitude e a frequência do escoamento superficial anual concentrada em valores intermediários, assim como a amplitude da produção de sedimentos anual, figuras 74 e 75, é devido a heterogeneidade do uso e cobertura da terra, sendo os menores valores provenientes das áreas com mata nativa e reflorestamentos, as quais são predominantes, e os maiores valores das áreas com maior interferência antrópica (agricultura e solo exposto).

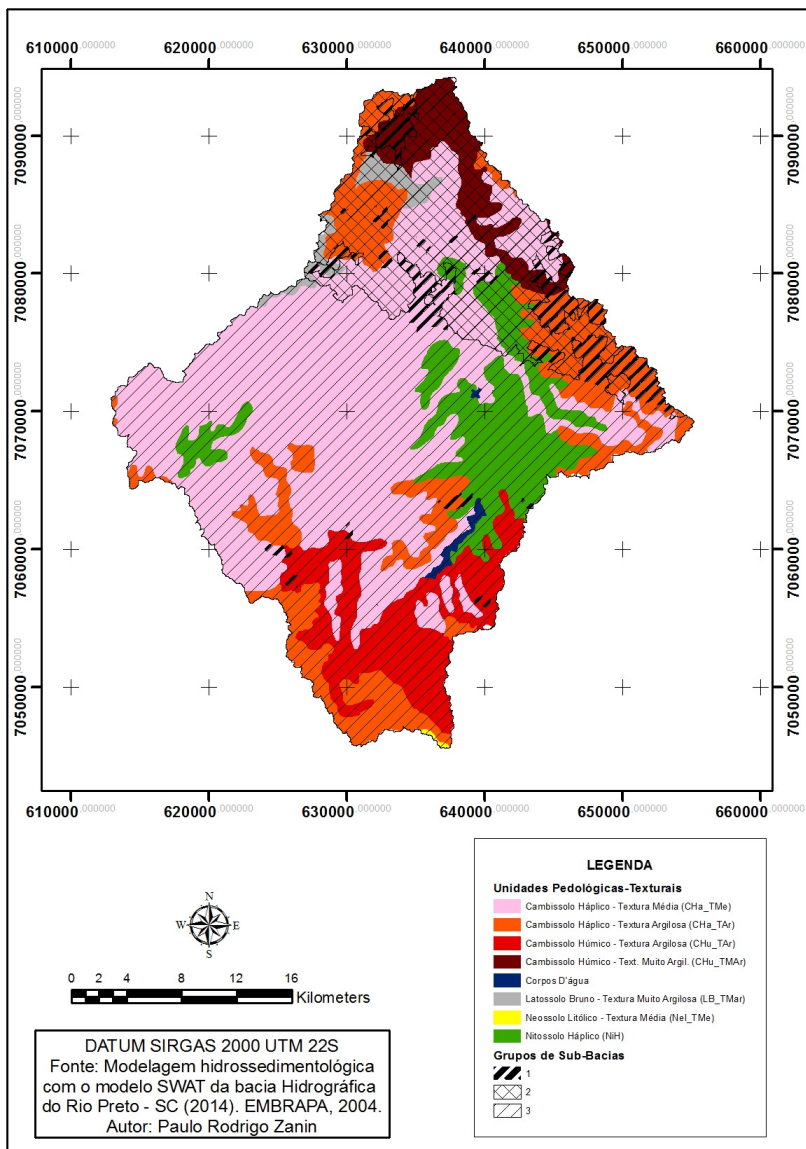
Como os grupos 2 e 3 são semelhantes em termos de uso e cobertura da terra, a diferença da distribuição de frequência dos valores de escoamento superficial anual, figura 74, assim como a diferença dos valores de produção de sedimentos anual na amplitude total, e amplitude entre o 1º e 3º quartis, figura 75, das sub-bacias destes dois grupos, é condicionado principalmente pela diferença hipsométrica e geomorfológica. A altimetria topográfica e as formas de relevo são responsáveis pela espacialização das classes de declividade na bacia hidrográfica, as quais determinam a energia potencial do escoamento superficial, e o cálculo do fator topográfico da MUSLE.

Figura 76. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias.



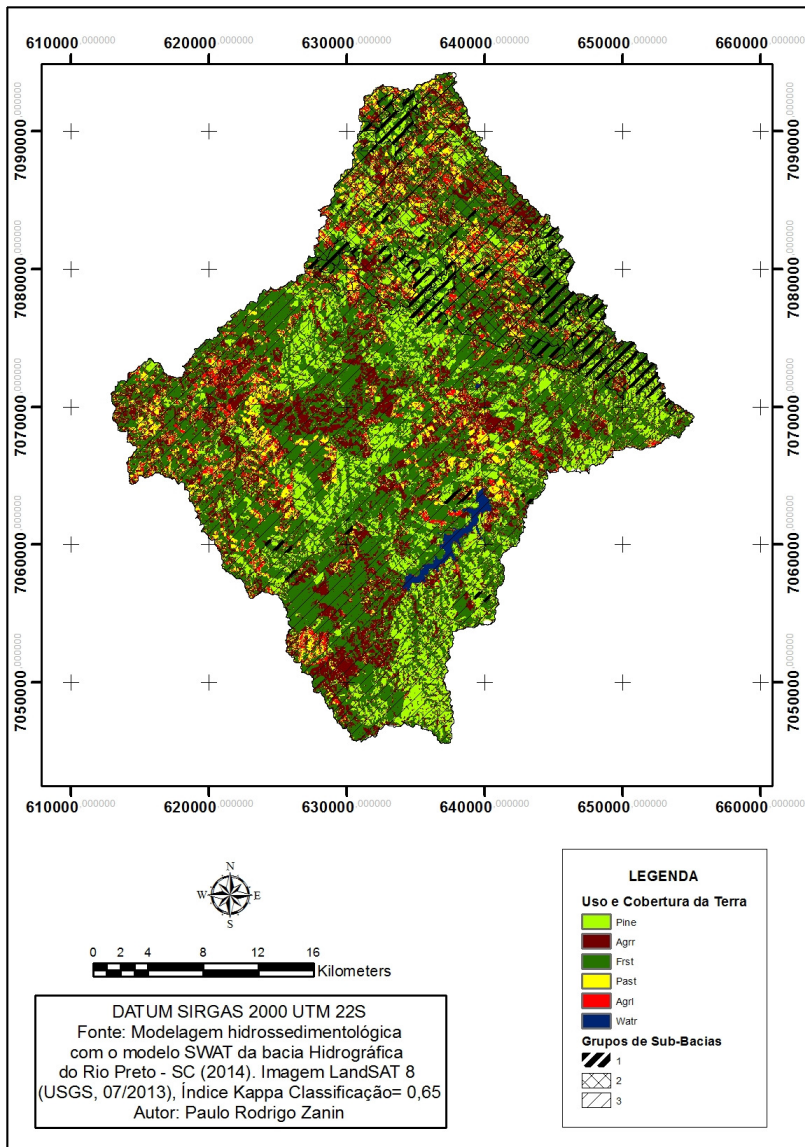
Fonte: Autor, 2014.

Figura 77. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre os tipos de solos da bacia.



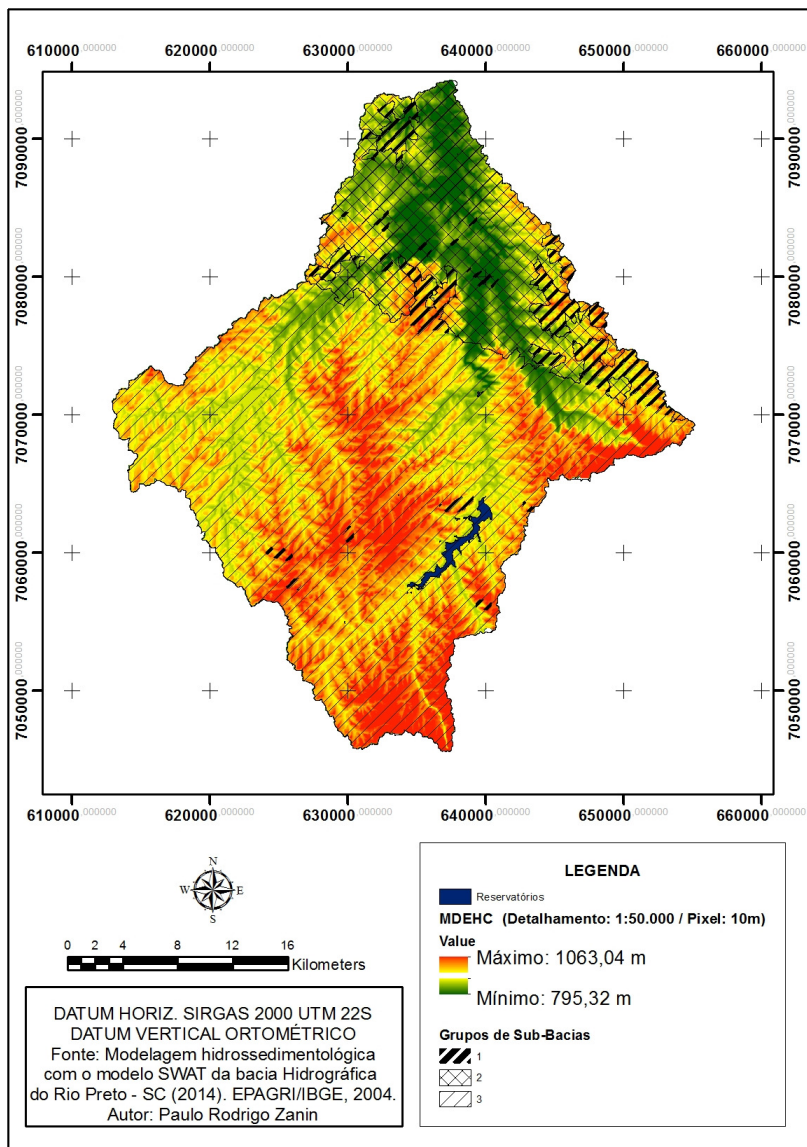
Fonte: Autor, 2014.

Figura 78. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre o uso e cobertura da terra da bacia.



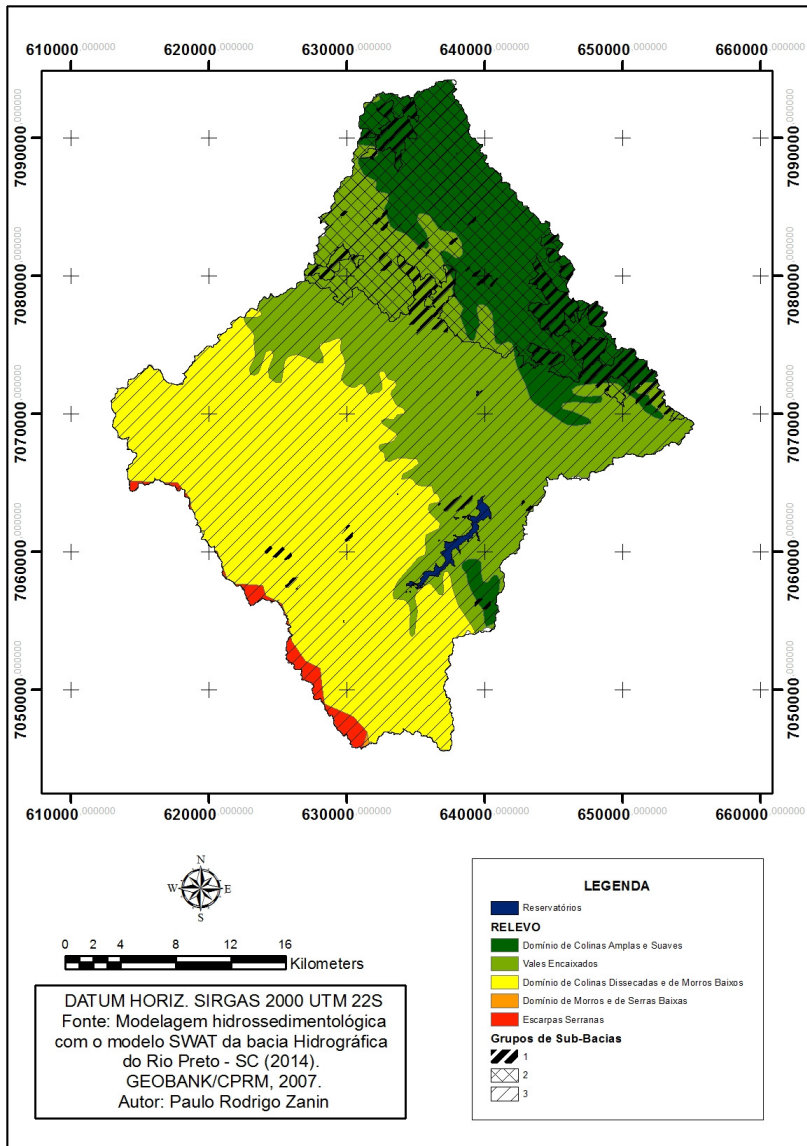
Fonte: Autor, 2014.

Figura 79. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre o MDEHC da bacia.



Fonte: Autor, 2014.

Figura 80. Mapa dos grupos hidrossedimentológicos de sub-bacias sobre a geomorfologia da bacia.



Fonte: Autor, 2014.

6 CONCLUSÕES

Esta pesquisa alcançou os objetivos propostos, monitorou e analisou o comportamento hidrossedimentológico da represa Caunal, assim como analisou e modelou o comportamento hidrossedimentológico da bacia hidrográfica da qual esta represa faz parte. As principais sínteses desta pesquisa serão exibidos em tópicos, obedecendo a seqüência dos objetivos específicos:

a) O amostrador ZN-2014 e o método de amostragem pontual em 4 camadas da coluna d'água se mostraram eficientes no monitoramento de sedimentos suspensos no exutório da represa Caunal. Apesar da falta de um perfil de velocidades ao longo da coluna d'água, por falta de equipamento, que acarretou na necessidade de enchimento total da garrafa de amostragem, foram realizadas duas amostragens em paralelo com o amostrador DH-48 na camada superficial, sendo comparadas posteriormente, obtendo uma diferença média de 2,27% nos valores de CSS, a qual é aceita pelo método laboratorial utilizado como diferença entre uma amostra e sua réplica. A falta do perfil de velocidades também impossibilitou a obtenção de dados reais de vazão, sendo estes substituídos por dados estimados.

b) A concentração de sedimentos suspensos da bacia hidrográfica do Rio Preto não possui relação com a vazão e chuva acumulada em 24h, o que pode ser devido à complexidade dos processos hidrossedimentológicos em uma bacia de 6ª ordem fluvial, e principalmente pela interferência de represamentos hídricos em duas das três principais sub-bacias. Em relação às descargas sólidas em suspensão e de fundo desta bacia, as curvas-chaves construídas, apesar de suas limitações (11 dados em uma amplitude de baixos valores), mostram que a origem do processo hidrossedimentológico é desencadeado pela chuva acumulada entre os lags 2 e 3, que resultará em um incremento de vazão e sedimentos na vazão de lag 2, a qual manterá memória por dois dias na vazão. Desta forma, parte da descarga sólida desta bacia hidrográfica possui um retardo

de 3 dias do início do processo ao momento da respectiva descarga no exutório, representado pela estação Avencal.

Em relação ao conjunto amostral da represa Caunal, foram identificados diferentes perfis da CSS ao longo da coluna d'água em função da operação da barragem, e a ocorrência de correntes de turbidez de fundo no reservatório desta represa. Os dados de CSS de fundo apresentaram relação linear com a vazão de lag 2 e chuva acumulada em 24h entre os lags 1 e 2, mostrando que parte do comportamento dos dados possui sua gênese na precipitação acumulada entre os lags 1 e 2, resultando no incremento hídrico e de sedimentos na vazão de lag 1, e devido a memória temporal na vazão de lag 0, mostrando um retardo de 2 dias entre o início do processo hidrossedimentológico e parte da CSS na camada d'água inferior desta represa. Outra parte dos dados é explicada pelo aporte de sedimentos suspensos na vazão de lag 2, a qual não foi possível determinar a origem, mas como a memória temporal dos dados de vazão se mantém por até 5 dias, pode ser devido a algum processo de histerese na bacia de contribuição da represa Caunal.

e) O modelo *SWAT* possui limitações na modelagem de reservatórios de grande volume. Seus parâmetros de entrada possuem limites numéricos, além de o parâmetro de liberação da descarga do reservatório ser pouco sensível a calibração. Desta forma não foi possível calibrar e validar o modelo *SWAT* para bacia de contribuição da represa Caunal, sendo analisadas suas descargas líquida e sólida na modelagem para bacia hidrográfica do Rio Preto.

d) Para bacia hidrográfica do Rio Preto foi possível calibrar e validar o modelo *SWAT*, no passo de tempo mensal. A modelagem inicial representou muito bem a vazão média mensal, no entanto a proporção de escoamento superficial estava resultando em uma grande produção de sedimentos na bacia. Desta forma foi reduzido a proporção de escoamento superficial, aumentando a evapotranspiração e o escoamento de base, tendo em vista que trata-se de uma bacia rural densamente florestada. Desta forma

conseguiu-se um balanço hídrico mais representativo da realidade físico-edáfica desta bacia, reduzindo também a excessiva produção de sedimentos. Para o correto ajuste de sedimentos, foi necessário calibrar alguns dos parâmetros da MUSLE. Como o MDEHC é baseado em um levantamento topográfico na escala de detalhamento de 1:50.000, foi reduzida a declividade e o comprimento da rampa da mesma, assim como foi aumentado o fator de práticas conservacionistas. Neste último caso, identificou-se em campo, plantações em curvas de níveis, barreiras para redução da velocidade do escoamento superficial na drenagem de área de reflorestamento, sendo que as áreas mapeadas como solo exposto, em sua maioria, são áreas com uso cíclico voltados ou para agricultura ou para reflorestamento.

A validação para vazão alcançou um índice de NSE de 0,70 e de 0,86 para sedimentos. O melhor índice de sedimentos em relação ao índice da vazão pode ser explicado pelo fato de as curvas-chave terem sido criadas com um conjunto amostral baseado em uma amplitude de baixos valores, e desta forma a redução da vazão de pico em função da redução do escoamento superficial, favoreceu a simulação da produção de sedimentos em baixas vazões, acompanhando a tendência das curvas-chave da bacia hidrográfica do Rio Preto e da Represa Caunal.

Outro detalhe a ser levado em conta é o fato de a modelagem de vazão e sedimentos ter sido calibrada e validada para a bacia hidrográfica do Rio Preto, e obter índices insatisfatórios para a Represa Caunal, o que mostra que o modelo está compensando o déficit do balanço hídrico e de sedimentos da represa em outras partes da bacia hidrográfica do Rio Preto, sobretudo na redução da erosão de encosta.

Com a espacialização da modelagem e análise de agrupamento foi possível identificar três grupos de sub-bacias com comportamento hidrossedimentológico distinto, os quais são condicionados principalmente pelo relevo, e secundariamente pelo uso e cobertura da terra.

7. RECOMENDAÇÕES

As recomendações serão expostas em tópicos, conforme a seqüência dos objetivos específicos propostos:

a) Em trabalhos futuros sugere-se que seja medido o perfil de velocidades e vazão para diferentes níveis do reservatório e aberturas da comporta do descarregador de fundo principal da represa Caunal, assim como criar um sistema de fechamento para o amostrador ZN-2014, e desta forma obter mais precisão nos dados de vazão e sedimentos. Também sugere-se que seja feito o monitoramento do transporte de sedimentos à montante do reservatório para que possa ser analisada a deposição de sedimentos em virtude da barragem.

b) Tanto para bacia hidrográfica do Rio Preto como para represa Caunal, sugere-se que seja aumentado o tamanho do conjunto amostral, com o intuito de uma caracterização mais precisa da dinâmica hidrossedimentológica das bacias embutidas, e principalmente a constituição de curvas-chave de sedimentos que representem uma amplitude maior de valores de vazão, sedimentos e precipitação.

Também recomenda-se que o monitoramento seja expandido para as demais represas da BH Rio Preto. Nesta pesquisa também foi monitorado a CSS da represa Salto Grande, no entanto as limitações das informações estruturais desta represa impediram a estimativa da vazão, e desta forma este monitoramento foi abandonado, apesar de possuir 16 amostragens em três camadas da coluna d'água.

c) Para possibilitar a simulação do balanço hídrico e de sedimentos em grandes reservatórios o modelo SWAT deve possibilitar uma amplitude maior de valores de volume em suas equações, assim como aumentar a sensibilidade os parâmetros de liberação, para possibilitar a correta calibração. Também recomenda-se que seja realizada uma nova batimetria com ADCP mais precisa que o

usado por Lino (2009), o qual só media até 6 metros de profundidade.

d) Para a simulação hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do Rio Preto recomenda-se aumentar a amostragem de solos na bacia, assim como construir uma mapa geotécnico preliminar, atualizar o mapeamento de uso e cobertura da terra no mínimo a cada 2 anos, aumentar o monitoramento da precipitação na bacia, a fim de melhorar a discretização espacial desta, monitorar os dados meteorológicos da bacia, pois os dados da estação Davis da CVG, com exceção da precipitação, não são consistentes, e nas simulações desta pesquisa, estas informações foram simuladas pelo gerador climático do modelo.

Recomenda-se também que sejam aumentadas as amostragens de granulometria dos sedimentos suspensos na represa e no canal principal da BH Rio Preto, assim como de algumas seções deste canal, afim de realizar simulações que considerem a deposição e re-suspensão de sedimentos, assim como a erosão no canal. Os dados tabulares de vegetação também devem ser averiguados, pois nesta pesquisa utilizou-se os valores *default* do modelo, os quais se baseiam em formações vegetais do hemisfério norte.

Por fim recomenda-se que seja realizada a análise de sensibilidade para este modelo, assim como a realização de simulações de vazão e sedimentos para o passo de tempo diário, detalhando as escalas temporais dos processos hidrossedimentológicos.

REFERÊNCIAS

ANA - Agência Nacional das Águas. Hidroweb: Sistemas de informações hidrológicas. Disponível em:

<http://hidroweb.ana.gov.br>. Acessado em 21/02/2013.

ALLEN, R.G. A Penman for all seasons. *J. Irrig. And Drain Engineering*, ASCE. 1986.

ALLEN, R.G., JENSEN, M.E., WRIGHT, J.L., BURMAN, R.D. Operational estimates of evapotranspiration. *Agron.* 1989.

ALVES, E.C.T.L. Sedimentação em albufeiras por correntes de turbidez. *Tese de Doutorado, Laboratório Nacional de Engenharia Civil – Universidade de Lisboa, 2008.*

ARNOLD, J. G., R. SRINIVASAN, R. S. MUTTIAH, J. R. WILLIAMS. Large area hydrologic modeling and assessment: Part 1. Model development. *J. American Water Res. Assoc.* 34: 73-89. 1998.

ARNOLD, J. G. MORIASI, D. N. GASSMAN, P. W. ABBASPOUR, K. C. WHITE, M. J. SRINIVASAN, R. SANTHI, C. HARMEL, R. D. VAN GRIENSVEN, A. VAN LIEW, M. W. KANNAN, N. JHA, M. K. SWAT: Model use, Calibration, and Validation. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* ISSN 2151-0032. Vol. 55(4): 1491-1508. 2012.

ARNOLD, J. G., WILLIAMS, J. R., MAIDMENT, D. R. Continuous-time water and sediment-routing model for large basins. *J. Hydrol. Eng. ASCE* 121(2): 171-183. 1995.

ARNOLD, J. G., P. M. ALLEN, R., MUTTIAH, G. BERNHARDT. Automated baseflow separation and recession analysis techniques. *Ground Water* 33(6): 1010-1018. 1995b.

ARNOLD, J.G., WILLIAMS, J.R., GRIGGS, R.H., SAMMONS, N.B., 1990. SWRRB - A basin scale simulation model for soil and water resources management. A&M Press, Texas.

- ATTANASIO, C.M. Planos de manejo integrado de microbacias hidrográficas com uso agrícola: uma abordagem hidrológica na busca da sustentabilidade. 2004. 193p. Tese (Doutorado em Recursos Florestais) – Escola Superior de Agricultura “Luis de Queiroz”, Universidade de São Paulo, Piracicaba, 2004.
- AZEVEDO NETO J.M. Manual de Hidráulica. São Paulo: Ed. EdigarBlucker LTDA, 1966.
- BAGNOLD, R.A. Bedload transport in natural Rivers. *Water Resour.*1977.
- BALASCIO, C. C., D. J. PALMERI, GAO, H. Use of a genetic algorithm and multi-objective programming for calibration of a hydrologic model. *Trans. ASAE* 41(3): 615-619. 1998.
- BARBETTA, P. A. Estatística Aplicada às Ciências Sociais, Cap. 3-9. Ed. UFSC, 7ª Edição, 2011.
- BECK, M.B., MCALEER, M.J. (Eds.) Modelling Change in Environmental Systems. John Wiley and Sons, Chichester, pp. 101–132.
- BENNETT, J.P., 1974. Concepts of mathematical modelling of sediment yield. *WaterResourcesResearch* 10, 485–492.
- BIGARELLA, J.J., BECKER, R.D., SANTOS, G.F. Estrutura e origens das paisagens tropicais e subtropicais. Florianópolis: Ed. UFSC, 2009.
- BOARDMAN, J., POESEN, J., EVANS, R. Socio-economic factors in soil erosion and conservation. *Environmental Science & Policy*, 2003.
- BONUMA, N.B., ROSSI, C.G., ARNOLD, J.G., REICHERT, J.M., PAIVA, E.M.C.D. Hydrology evaluation of the soil and water assessment tool considering measurement uncertainty for a small watershed in southern Brazil. *Applied Engineering in Agriculture* Vol. 29(2): 189-200. American Society of Agricultural and Biological Engineers. 2013.

BONUMÁ, N.B., ROSSI, C.G., ARNOLD, J.G., REICHERT, J.M., MINELLA J.P., ALLEN P.M. Simulating Landscape Sediment Transport Capacity by Using a Modified SWAT Model. *Journal of Environment Quality*. v.43, p.55-66, 2014.

BORBAS, M.P., SEMMELMANN, F.R. Elementos de Engenharia de Sedimentos. In: TUCCI, C.E.M. *Hidrologia Ciência e Aplicação*. 2ª Ed. Porto Alegre: Ed. UFRGS, 2000.

BRANCO, S.M., ROCHA, A.A. *Poluição, Proteção e Usos Múltiplos de Represas*. São Paulo. 1977.

BRAND, S.A. Classification of geomorphological effects downstream of dams. *CATENA*, 2000. p.p. 375-401.

BROWN, C.B. Sedimentation in Reservoirs. By B.J. Witzia, Proc. ASCE, v.69, 1943.

BROWN, L. C. T. O., BARNWELL, JR. The enhanced water quality models QUAL2E and QUAL2E-UNCAS: Documentation and user manual. EPA document EPA/600/3-87/007. Athens, Ga.: USEPA. 1987.

BRUNE, G.M. Trap Efficiency of Reservoirs. *Trans. AGU*, v.34, n3, July 1953.

CALIJURI, M.C., BUBEL, A.P.M. Conceituação de Microbacias. In: LIMA, W de P.; ZAKIA, M.J.B. (Orgs.) *As florestas plantadas e a água. Implementando o conceito da microbacia hidrográfica como unidade de planejamento*. São Carlos: Ed. RiMA, 2006. 226p.

CARDOSO, A.T. Estudo hidrossedimentológico em três bacias embutidas no município de Rio Negrinho - SC. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina, 2013.

CARVALHO, N.O. DUARTE, U.M. MAXIMILIANO, A. S. MARQUES, F. B. R. FERES, N. B. SILVA, L. F. A. RUIZ, N. C. P. Estudo do assoreamento do reservatório da UHE Santo Antonio - Rio Madeira. In: LIMA, J. E. F. W. LOPES, W. T. A. (Orgs.). ABRH, 2011.

CARVALHO, A. R. L. Os estudos de inventário do potencial hidrelétrico, os leilões de energia e a falta de usinas com reservatórios de regularização - incoerências no planejamento do setor elétrico brasileiro. In: XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos, Bento Gonçalves – RS, 2013.

CARVALHO, N.O., JUNIOR, N.P.F., SANTOS, P.M.C. Guia de Práticas Sedimentométricas. Agência Nacional de Energia Elétrica - Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas: Brasília-DF, 2000.

CARVALHO, N.O., JUNIOR, N.P.F., SANTOS, P.M.C., LIMA, J.E.F.W. Guia de Avaliação de Assoreamento de Reservatórios. Agência Nacional de Energia Elétrica - Superintendência de Estudos e Informações Hidrológicas: Brasília-DF, 2000b.

CARVALHO, N.O. ALVES, C. F. C. OLIVEIRA, A.M. S.BURATO, R.B. PERRELLA, M.C.V. CELERI, A. TANAKA, R. FERREIRA, A.S. Estudo Hidrossedimentológico do Reservatório de Porto Primavera, Rio Paraná. VI Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. Vitória-ES, 2004.

CARVALHO, N. O. Hidrossedimentologia Prática. Rio de Janeiro: Interciência, 2008.

CEMIG. Manual de Hidrometria. Belo Horizonte: Divisão de Hidrologia, 1965.

CHELLA. M.R. FERNANDEZ, C.V.S. FERMIANO, G.A. FILL, H.D. Avaliação do Transporte de Sedimentos no Rio Barigui. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. Volume 10. 2005.

CHURCH, M., SLAYMAKER, H.O. 1989: Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. Nature 337, 452–54.

CHURCHILL, M.A. Discussion of Analysis and Use of Reservoir Sedimentation Data. Proc. FIASC, USDA (Washington), 1948.

CLESCERI, L.S., GREENBERG, A.E., EATON, A.D. Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater, 20th Edition. APHA American Public Health Association, 1998.

COIADO, E.M. Assoreamento de Reservatórios. In: PAIVA, J.B.D. PAIVA, E.M.C.D. (Org.) Hidrologia aplicada a gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: ABRH, 2003.

COMITE BRASILEIRO DE BARRAGENS. A história das barragens no Brasil, Séculos XIX, XX e XXI : Cinquenta anos do Comitê Brasileiro de Barragens / Coordenador, supervisor, Flavio Miguez de Mello ; editor, CorradoPiasentin. - Rio de Janeiro : CBDB, 2011.

COMPANHIA VOLTA GRANDE DE PAPEL. Arquivo Interno da Empresa. Consultado em 2013.

CONGALTON, R. G., AND GREEN, K. Assessing the Accuracy of Remotely Sensed Data: Principles and Practices. New York: Lewis Publishers, 1999.

CRISTOFOLETTI, A. Geomorfologia. São Paulo: Edgard Blucher, 2ª Edição, 1980.

CUNHA, S.B., GUERRA, A.J.T. (Organizadores) Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

CUNHA, S.P., GUERRA, A.J.T. Degradação Ambiental. In: Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

DALMOLIN, R.S.D. Matéria orgânica e características físicas, químicas, mineralógicas e espectrais de latossolos de diferentes ambientes. Tese de Doutorado. Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2002.

De ARAÚJO, J.C., KNIGHT, D.W. A review of the measurement of sediment yield in different scales. REM: Revista Escola de Minas, Ouro Preto 58, 257–65. 2005.

De VENTE, J., POESEN, J. Predicting soil erosion and sediment yield at the basin scale: scale issues and semi-quantitative models. *Earth-Science Reviews* 71, 95–125. 2005.

De VENTE, J., POESEN, J., BAZZOFFI, P., VAN ROMPAEY, A., VERSTRAETEN, G. Predicting catchment sediment yield in Mediterranean environments: the importance of sediment sources and connectivity in Italian drainage basins. *Earth Surface Processes and Landforms* 31, 1017–34. 2006.

DEDKOV, A.P. The relationship between sediment yield and drainage basin area. In Golosov, V., Belyaev, conservation planning. *Agricultural Handbook No. 537*. US Dept Agric., Washington, DC. 2004.

DENDY, F.E., BOLTON, G.C. Sediment yield runoff-drainage area relationships in the United States. *Journal of Soil and Water Conservation* 31, 264–66. 1976.

DNAEE – Departamento Nacional de Águas e Energia Elétrica. Divisão de concessão de recursos hídricos. *Manual de Serviços de Hidrometria*. São Paulo, 1977.

DOOGE, J.C.I. (1973) *The linear theory of hydrologic systems*. USDA, Tech. Bull. n. 1468, U.S. Gov. Print. Off, Washington, D.C, 327p.

DUAN, Q. D. V., GUPTA, K., SOROOSHIAN, S. Effective and efficient global optimization for conceptual rainfall-runoff models. *Water Resour. Res.* 28(4): 1015–1031. 1992.

EHRENBERG, A.C.A. CELERI, A. CARVALHO, N.O. Estimativa do assoreamento de reservatório por meio de dados hidrossedimentométricos. In: LIMA, J. E. F. W. LOPES, W. T. A. (Orgs.). ABRH, 2011.

EINSELE, G., HINDERER, M. Terrestrial sediment yield and the lifetime of reservoirs, lakes, and larger basins. *Geologische Rundschau* 86, 288–310. 1997.

ELETROBRÁS. Critérios de Projeto Civil de Usinas Hidrelétricas. 2003.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de pesquisas Agropecuárias. Manual de Métodos de Análise do Solo. 2ª Edição. Centro Nacional de Pesquisa do Solo. Rio de Janeiro, 1997.

EMBRAPA. Empresa Brasileira de pesquisas Agropecuárias. Disponível em:
<http://mapoteca.cnps.embrapa.br/> Acessado em 21/02/2013.

EMBRAPA. Levantamento de Reconhecimento de Solos de Santa Catarina: Embrapa CNPS, 2004.

EPAGRI/CIRAM – Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina. Disponível em: <http://ciram.epagri.sc.gov.br>. Acessado em 21/02/2013.

EPAGRI – Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina. Centro de Informações de Recursos Ambientais e de Hidrometeorologia de Santa Catarina - CIRAM. Mapa de solos – Unidade de planejamento regional do planalto norte catarinense (upr4). 2002.

EPAGRI/IBGE – Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina./Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Mapoteca Topográfica Digital de Santa Catarina. Disponível em: <http://ciram.epagri.sc.gov.br/mapoteca>. Acessado em 21/02/2013.

FAN, F.M. COLLISCHONN, W. SORRIBAS, M.V. PONTES, P.R.M. Sobre o início da rede de drenagem definida a partir dos modelos digitais de elevação. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. Volume 18. 2013.

FANG, H., CHEN, H., CAI, Q., LI, Q. Scale effect on sediment yield from sloping surfaces to basins in hilly loess region on the Loess Plateau in China. Environmental Geology, DOI: 10.1007/s00254-006-0513-9. 2006.

FAUSTINO, J. Planificación y gestión de manejo de cuencas. Turrialba: CATIE, 1996. 90p.

FERNADES, F.F., AMARAL, C.P. Movimentos de Massa: Uma Abordagem Geológico-Geomorfológica. In: Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

FERREIRA, D.C. Estudo do Assoreamento em Albufeiras. Dissertação de Mestrado. Universidade de Aveiro – Departamento de Eng. Civil, 2010.

FRANÇA A.B., POTTER P.E. Estratigrafia, ambiente deposicional e análise de reservatório do Grupo Itararé (Permocarbonífero), Bacia do Paraná (Parte 1). *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 2:147-191. 1988.

GARCÍA RUIZ, J.M., LANA RENAULT, N., BEGUERÍA, S., VALERO GARCÉS, B.L., LASANTA, T., ARNÁEZ, J., LÓPEZ MORENO, J.I., REGÜÉS, D. AND MARTI BONO, C. Temporal and spatial interactions of slope and catchment processes in the central Spanish Pyrenees. In Golosov, V., Belyaev, V. and Walling, D.E., editors, *Sediment transfer through the fluvial system*, Moscow: IAHS publication 288, 21–28. 2004.

GARCIA, G.E. Implementação de modelo numérico para avaliação do transporte de sedimentos no reservatório de Itaipu – PR. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Ambiental. Universidade Federal do Paraná, 2008.

GARDE, R.J., RANGA RAGU, K.G. *Mechanics of Sediment Transportation and Alluvial Stream Problems*. John Wiley & Sons. New York, 1985.

GASSMAN, P.W., REYES, M.R., GREEN, C.H., ARNOLD, J.G. The Soil and Water Assessment Tool: historical development, applications, and future research directions. *American Society of Agricultural and Biological Engineers*. Vol. 50(4): 1211-1250, 2007.

GEE, G.W. BAUDER, J.W. Particle-size analysis. In: KLUTE, A., ed. Methods of soil analysis. Part 1. Physical and mineralogical methods. 2.ed. Madison, American Society of Agronomy, Soil Science Society of America, 1986.

GENTINE, P., Troy, T. J., LINTNER, B. R., FINDELL, K. L. Scaling in Surface Hydrology: Progress and Challenges. Universities Council on Water Resources: Journal of Contemporary Water Research & Education. March 2012.

GEOBANK (2007). CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Disponível em:

<http://geobank.sa.cprm.gov.br/>. Acessado em 21/02/2013.

GILIO, J.N. Interceptação da chuva em pequena bacia experimental coberta por Floresta Ombrófila Mista. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina, 2013.

GLYSSON, G. D. (1987) *Sediment-transport curves*. USGS Open-File Report 87-218. Reston, Virgínia.

GÖGÜS, M., YENER, A.G. Estimation of sediment yield rates of reservoirs in Turkey, Dix-neuvième Congrès des Grands Barrages. Florence: Commission Internationale De Grands Barrages, 1265–76. 1997.

GOLOSOV, V., BELYAEV, V. D., WALLING, D.E., (Ed.), Sediment transfer through the fluvial system, Moscow: IAHS publication 288, 197–204. 2004.

GREEN, W.H., AMPT, G.A. Studies on Soil Physics, 1. The flow of air and water through soils. Journal of Agricultural Sciences. 1911.

GREEN, C. H.; van GRIENSVEN, A. Autocalibration in hydrologic modeling: Using SWAT2005 in small-scale watersheds. Environmental Modeling and Software, v. 23, Issue 4, p. 422-434. 2008.

GRUTKA, L. Estudo das relações entre descargas sólidas e líquidas obtida por meio de diferentes métodos de medição. Dissertação de

Mestrado. Programa de pós-Graduação em Engenharia Agrícola. Universidade Federal de Santa Maria, 2013.

GUPTA, H. V., SOROOSHIAN, S., YAPO, P. O. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *J. Hydrologic Eng.* 4(2): 135-143. 1999.

H. JOHN HEINZ III CENTER FOR SCIENCE, ECONOMICS AND THE ENVIRONMENT. Dam Removal Science and Decision Making. Washington, D.C. 2002

HAREGEWEYN, N., POESEN, J., NYSSSEN, J., VERSTRAETEN, G., DE VENTE, J., GOVERS, G., DECKERS, S. AND MOEYERSONS, J. Specific sediment yield in Tigray-Northern Ethiopia: assessment and semi-quantitative modelling. *Geomorphology* 69, 2005.

HARGREAVES, G. H., SAMANI, Z. A. Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, v.1, p.96-99, 1985.

HEINEMANN, H.G. A New Sediment Trap Efficiency Curve for Small Reservoirs. *Water ResourcesBoletin*, v.17, n17, 1981.

HUDSON-HEDWARDS, K. Fluvial Environments. In: PERRY, C. TAYLOR, K. (Edited) *Environmental Sedimentology*. Ed. Blackwel Publishing, USA, 2007.

HUTCHINSON, M.F. A new procedure for gridding elevation and stream line data with automatic removal of spurious pits. *Journal of Hydrology* n° 106: 211-232. 1989.

HUTCHINSON, M.F. Calculation of hydrologically sound digital elevation models. Paper presented at Third International Symposium on Spatial Data Handling at Sydney, Australia. 1988

INFANTI JR. N., FORNASARI FILHO, N. Processos de Dinâmica Superficial. In: OLIVEIRA, A.M.S. BRITO, S.N.A. (Editores) *Geologia*

de Engenharia. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.

INPE - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Disponível em:

<http://www.dgi.inpe.br>. Acessado em 21/02/2013.

IZAURRALDE, R. C., WILLIAMS, J. R., MCGILL, W. B., ROSENBERG, N. J., QUIROGAJAKAS, M. C. Simulating soil C dynamics with EPIC: Model description and testing against long-term data. *Ecol. Model.* 192(3-4): 362-384. 2006.

JACOMINE, P.K.T. A NOVA CLASSIFICAÇÃO DE SOLOS BRASILEIRA. Anais da Academia Pernambucana de Ciência Agronômica. Recife, vols. 5 e 6, 2009.

JIONGXIN, X., YUNXIA, Y. Scale effects on specific sediment yield in the Yellow River basin and geomorphological explanations. *Journal of Hydrology* 307, 219–32. 2005.

JORGE, F.N., UEHARA, K. Águas de Superfície. In: OLIVEIRA, A.M.S. BRITO, S.N.A. (Editores) Geologia de Engenharia. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.

JULIAN, J.P., TORRES, R. Hydraulic Erosion of Cohesive river banks. *Geomorphology*, 76:193-206.

KEMANIAN, A. R., S. JULICH, V. S. MANORANJAN, AND J. G. ARNOLD. Integrating soil carbon cycling with that of nitrogen and phosphorus in the watershed model SWAT: Theory and model testing. *Ecol. Modelling* 222(12): 1913-1921. 2011.

KLEIN, R. M. Mapa Fitogeográfico do Estado de Santa Catarina. Flora Ilustrada Catarinense. V Parte. 1978.

KLEMES, V. Conceptualisation and scale in hydrology, *Journal of Hydrology*, 65, 1-23. 1983.

KIM, H., PARAJULI, P.B. Impacts of reservoir outflow estimation methods in SWAT Model Calibration. *Transactions of the ASABE*, 57, 4, 1020-1042. 2014.

KINNELL, P.I.A. Event soil loss, runoff and the Universal Soil Loss Equation family of models: A review. *Journal of Hydrology*. 2010.

KINNELL, P.I.A., RISSE, L.M., USLE-M: empirical modelling rainfall erosion through runoff and sediment concentration. *Soil Science Society of America Journal* 62, 1998.

KNISEL, W. G. CREAMS, A FIELD-SCALE MODEL FOR CHEMICALS, RUNOFF, AND EROSION FROM AGRICULTURAL MANAGEMENT SYSTEMS. USDA Conservation Research Report No. 26. Washington, D.C.: USDA. 1980.

KOBIYAMA, M., LOPES, N. H. Y., SILVA, R.V. Hidrologia Urbana - Apostila para Curso de Capacitação em Saneamento Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina. Centro Tecnológico. Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental, 2007.

KRISHNASWAMY, J., RICHTER, D.D., HALPIN, P.N. AND HOFMOCKEL, M.S. Spatial pattern of suspended sediment yields in a humid tropical watershed in Costa Rica. *Hydrological Processes* 15, 2237–57. 2001.

LANE, L.J., HERNANDEZ, M. AND NICHOLS, M. Processes controlling sediment yield from watersheds as function of spatial scale. *Environmental Modelling and Software* 12, 355–69. 1997.

LEMONS, C.F.; FIORI, A.P.; OKA-FIORI, C.; TOMAZONI, J.C. Assoreamento da represa de alagados pela contribuição de sedimentos da bacia hidrográfica do alto curso do Rio Pitangui/PR. São Paulo, UNESP, Geociências, v. 33, n. 4, p.549-557, 2014.

LEONARD, R. A., W. G. KNISEL, D. A. STILL. GLEAMS: Groundwater loading effects of agricultural management systems. *Trans. ASAE* 30(5), 1987.

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. 2.ed. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 2000. p.33-43.

LINO, J.F.L. Análise da dinâmica hidrossedimentológica da bacia hidrográfica do Rio Preto (SC) com o modelo SWAT. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina. Florianópolis: 2009.

LOPES, G.R. TÁVORA, B.E. SANTOS, R.M. KOIDE, S. Reflexões sobre a elaboração e a aplicação de curva-chave de sedimentos em pequenas bacias. In: LIMA, J.E.F.W. LOPES, W.T.A. (Orgs.) Engenharia de Sedimentos: Na busca de soluções para problemas de erosão e assoreamento. ABRH: 2011.

LU, H., MORAN, C.J. SIVAPALAN, M. A theoretical exploration of catchment-scale sediment delivery. Water Resources Research 41, W09415. 2005.

LUBITZ, E., PINHEIRO, A., KAUFMANN, V. Simulação do Transporte de Sedimentos, Nitrogênio e Fósforo na Bacia do Ribeirão Concórdia, SC. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. Volume 18 n.2 Abr/Jun 2013,39-54. 2013.

MALUTTA, S. Estudo Hidrossedimentológico da Bacia Hidrográfica do Rio Negrinho – SC com o modelo SWAT. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal de Santa Catarina. Centro Tecnológico. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. 2012.

MARQUES FILHO, P.L., GERALDO, A. Barragens e Reservatórios. In: OLIVEIRA, A.M.S. BRITO, S.N.A. (Editores) Geologia de Engenharia. São Paulo: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1998.

MAZOYER, M., ROUDART, L. História das agriculturas no mundo: do neolítico à crise contemporânea. [tradução de Cláudia F. FalluhBalduino Ferreira]. São Paulo: Editora UNESP; Brasília, DF: NEAD, 2010.

McCULLOCH. J.S.G., ROBINSON, M. History of Forest Hidrology Journal of Hidrology, 1993.

MEDIONDO, E.M., TUCCI, E.M.C. Escalas Hidrológicas I: Conceitos. In: Revista Brasileira de Recursos Hídricos, ABRH, v. 2, n. 1, p. 59-122, 1997

MEDIONDO, E.M., TUCCI, E.M.C., GOLDEN, J.A. Noções Basicas de Escalas dos Processos Hidrológicos. In: PAIVA, J.B.D. PAIVA, E.M.C.D. (Org.)Hidrologia aplicada a gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: ABRH, 2003.

MEIN, R.G., LARSON, C.L. Modeling Infiltration during a steady rain. Water Resources Research. 1973.

MENDES, A. B. SILVA, C. M. COLOMBELLI, M. PEREIRA, R. JUNG, A. A. Estimativa da vida util de grandes empreendimentos hidrelétricos: o caso da usina de Itaipu. In: LIMA, J. E. F. W. LOPES, W. T. A. (Orgs.). ABRH, 2011.

MERRITT, W.S., LETCHER, R.A. and JAKEMAN, A.J. 2003: A review of erosion and sediment transport models. Environmental Modelling and Software 18, 761–99.

MILLER, S.O., DALE, F.R., KOCHER, R.C., MILLER, J.R. Fluvial Responses to land-use changes and climatic variations within the Drury Creek watershed, southern Illinois. Amsterdam: Elsevier Science Publishers, Geomorfology, 1993.

MILLIMAN, J.D., MEADE, R.H. World wide delivery of river sediment to the oceans. The Journal of Geology 91, 1–21. 1983.

MILLIMAN, J.D., SYVITSKI, J.P.M. Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the ocean: the importance of small mountainous rivers. *The Journal of Geology* 100, 525–44. 1992.

MISHRA, A.; FROEBRICH, J. & GASSMAN, P.W. Evaluation of the SWAT model for assessing sediment control structures in a small watershed in India. *T. ASABE*, 50:469-478, 2007.

MONTEITH, J. L. Evaporation and the environment. In: *The state and movement of water in living organisms*, XIXth Simposio Soc. For Exp. Biol., Swansea, Cambridge University Press. 1965. p.205-234.

MORIASI, D.N., ARNOLD, J.G., VAN LIEW, M. W., BINGNER, R.L., HARMEL, R. D., VEITH, T.L. MODEL EVALUATION GUIDELINES FOR SYSTEMATIC QUANTIFICATION OF ACCURACY IN WATERSHED SIMULATIONS. *American Society of Agricultural and Biological Engineers* ISSN 0001–2351. Vol. 50(3): 2007.

MORRIS, G. L. FAN, J. *Reservoir Sedimentation Handbook: Design and management of dams, reservoirs, and watersheds for sustainable use.* McGraw-Hill: 1997

MURCK, B.W., SKINNER, B.J., PORTER, S.C. *Environmental Geology.* Nova York, 1996.

NAGUETTINI, M., PINTO, E.J.A. *Hidrologia Estatística.* CPRM: Belo Horizonte, 2007.

NASH, J. E., SUTCLIFFE, J. V. River flow forecasting through conceptual models: Part 1. A discussion of principles. *J. Hydrology* 10(3): 282-290. 1970.

NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE. *National Engineering Handbook.* United States Department of Agriculture, 2007.

NEITSCH, S.L., ARNOLD, J.G., KINIRY, J.R., WILLIAMS GRASSLAND, J.R., SOIL AND WATER RESEARCH

LABORATORY. Soil and Water Assessment Tool theoretical Documentation Version 2009. Agricultural Research Service Blackland Research Center – Texas Agrilife Research. Texas A&M University System, 2011.

NETO, J.O.M. SILVA, A.M. MELLO, C. R. MELLO JUNIOR, A.V. Simulação Hidrológica Escalar com o Modelo SWAT. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. Vol. 19. 2014.

NETO, R.M. Considerações Sobre a Paisagem Enquanto Recurso Metodológico para a Geografia Física. Universidade Federal de Uberlândia. Programa de Pós-graduação em Geografia: Revista Caminhos de Geografia, 2008.

NETTO, A., FERNANDEZ, M.F., ARAUJO, R., ITO, A.E. Manual de Hidráulica. 8ª Edição. São Paulo: Ed. Blucher, 1998.

OLIVEIRA, A. A. B. A Abordagem Sistêmica no Planejamento e Gestão de Bacias Hidrográficas. In: X SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA FÍSICA APLICADA. Rio de Janeiro, 2003. Revista Geouery, v. especial. Rio de Janeiro, p. 734-748, 2003.

OSTERKAMP, W.R., TOY, T.J. Geomorphic considerations for erosion prediction. Environmental Geology. n° 29, 152–57. 1997.

PAIVA, J.B.D. Métodos de Cálculo de Transporte de Sedimentos. In: PAIVA, J.B.D. PAIVA, E.M.C.D. (Org.) Hidrologia aplicada a gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: ABRH, 2003.

PALMIERI, F., LARACH, J.O.I. Pedologia e Geomorfologia. In: Geomorfologia e Meio Ambiente. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2010.

PARSONS, A.J., WAINWRIGHT, J., BRAZIER, R.E. AND POWELL, D.M. Is sediment delivery a fallacy? Earth Surface Processes and Land forms 31, 1325–28. 2006.

PICHLER, F. Boçorocas. Boletim Sociedade Brasileira Geologia, 1953.

PINTO, D.B.F. SILVA, A.M. BESKOW, S. MELLO, C.R. COELHO, G. Application of the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) for sediment transport simulation at a headwater watershed in Minas Gerais State, Brazil. American Society of Agricultural and Biological Engineers. Vol56(2). Transactions of the ASABE. 2013.

PORTO, R.M. Hidráulica Básica. 2ª Edição. São Carlos: EESC-USP, 2003.

PRES, F., SIEVER, R., GROTZINGER, J., JORDAN, T.H. Para entender a Terra. Tradução Eduardo Menegat. Porto Alegre: Bookman, 656p. 2006.

PRIESTLEY, C. H. B., TAYLOR, R. J. On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Mon. Weather Rev., v.100, p.81-92, 1972.

RADOANE, M., RADOANE, N. Dams, sediment sources and reservoir silting in Romania. Geomorphology 71, 112–25. 2005.

REITZ, K. DIAS, S.F. Análise comparativa da aplicação de métodos de calibragem de curvas-chave de estações instáveis na análise de consistência de dados fluviométricos da estação Barreirinha, no Rio Auti-Paraná, na bacia hidrográfica do Amazonas. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. ABRH, 2014.

RENARD, K.G., FOSTER, G.R., WEESIES, G.A., MCCOOL, D.K., YODER, D.C., Predicting soil erosion by water: A guide to conservation planning with the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE). U.S. Department of Agriculture Agricultural Handbook. No. 703. US Department of Agriculture, Washington, DC. 1997.

RENWICK, W.H., SMITH, S.V., BARTLEY, J.D. AND BUDDEMEIER, R.W. The role of impoundments in the sediment budget of the conterminous United States. Geomorphology 71, 99–111. 2005.

RESTREPO, J.D., KJERFVE, B., HERMELIN, M. AND RESTREPO, J.C. Factors controlling sediment yield in a major South American drainage basin: the Magdalena River, Colombia. *Journal of Hydrology* 316, 213–32. 2006.

RONDON, M.M., GENZ, F., SILVA S. F., KIPERSTOK, A. Alterações hidrológicas no alto rio paraguaçu devido a barragem de Apertado. XX Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos. Bento Gonçalves-RS, 2013.

SANTANA, D.P. Manejo Integrado de Bacias Hidrográficas. Sete Lagoas: Embrapa Milho e Sorgo, 2003. 63p. (Embrapa Milho e Sorgo. Documentos, 30).

SANTOS CORREIA, M.A.A.C. Escoamento de Correntes de Turbidez sob Múltiplos Obstáculos. Dissertação de Mestrado. Universidade Nova de Lisboa, Faculdade de Ciências e Tecnologia, 2012.

SARTORI, A., GENOVEZ, A.M., LOMBARDI NETO, F. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 1: Classificação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, volume 10. 2005

SARTORI, A., GENOVEZ, A.M., LOMBARDI NETO, F. Classificação Hidrológica de Solos Brasileiros para a Estimativa da Chuva Excedente com o Método do Serviço de Conservação do Solo dos Estados Unidos Parte 2: Aplicação. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, volume 10. 2005

SCHIEFER, E., SLAYMAKER, H.O. AND KLINKENBERG, B. Physiographically controlled allometry of specific sediment yield in the Canadian cordillera: a lake sediment-based approach. *Geografiska Annaler* 83A, 55–65. 2001.

SCHNEIDER R.L., MÜHLMANN H., TOMMASI E., MEDEIROS R. A., DAEMON R.F., NOGUEIRA A. A. Revisão estratiográfica da Bacia

do Paraná. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, 1:41-65. 1974.

SCHUMM, S.A. Geomorphic thresholds and complex response of drainage systems. In: M. Morisawa (Editor) *Fluvial Geomorphology. Publications in geomorphology*, 4th Annual Meeting. SUNY, Binghamton, 1973.

SDS – Secretária de Estado do Desenvolvimento Econômico Sustentável. Disponível em:

<http://www.sds.sc.gov.br>. Acessado em 21/02/2013.

SECRETARIA DE DESENVOLVIMENTO SUSTENTAVEL (SDS). Restituição aerofotogramétrica do Estado de Santa Catarina. 2010.

SIGNINI, A. SANTOS, L.M. SILVA, W.T.L. MARTIN-NETO, L. BORATO, C.E. MELO, W.J. BOLONHEZI, D. Estudo comparativo de métodos para a determinação da concentração de carbono em solos com altos teores de fe (latossolos). *Revista Química Nova*. Vol. 31, 2008.

SILVA, A. J. P., LOPES, R. C., VASCONCELOS, A. M., BAHIA, R. B. C. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. In: BIZZI, L. A. SCHOBENHAUS, C. R. VIDOTTI, M. e GONÇALVES, J. H. (eds.) *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Brasília, 2003.

SILVA, C., OLIVEIRA, A.M.S., FIGUEIRA, R.C.L., SEMENSATTO, D., LABUTO, G. Estudo do assoreamento do reservatório Tanque Grande, Guarulhos (SP). São Paulo, UNESP, *Geociências*, v. 30, n. 2, p. 253-267, 2011.

SILVA, I.R. Variabilidade sazonal e interanual das precipitações na região sul do Brasil associadas às temperaturas dos oceanos atlântico e pacífico. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Meteorologia. Instituto Nacional de pesquisas Espaciais, 2004.

SILVA, L.C., BORTOLUZZI, C.A. *TEXTOS BASICOS DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DE SANTA CATARINA*. DNPM: Florianópolis, 1997.

SILVA, S.P.V. Estudo numérico-experimental da tomada de água da barragem de Foz Tua. Dissertação de Mestrado. Universidade de Aveiro – Departamento de Eng. Civil, 2012.

SIMÕES, S.J.C., COIADO, E.M. Processos Erosivos. In: PAIVA, J.B.D. PAIVA, E.M.C.D. (Org.) Hidrologia aplicada a gestão de pequenas bacias hidrográficas. Porto Alegre: ABRH, 2003.

SLAYMAKER, O. Towards the identification of scaling relations in drainage basin sediment budgets. *Geomorphology* 80, 8–19. 2006.

SINNIGER, R.O. HAGER, W.H. *Constructions Hydrauliques - Ecoulement Stationnaires*. Presses Polytechniques Romandes, Lausanne, 1989.

SOIL SCIENCE SOCIETY OF AMERICA. Glossary of soil science terms. Madison, 2008.

SRINIVASAN,R., SANTHI,C., HARMEL,R. D., VAN GRIENSVEN, A., VAN LIEW, M. W., KANNAN,N., JHA, M. K. SWAT: Model use, Calibration, and Validation. American Society of Agricultural and Biological Engineers ISSN 2151-0032. Vol. 55(4): 1491-1508. 2012.

STRAHLER A.N. Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Trans Am Geophys Union*, 1957.

SUMMERFIELD, M.A., HULTON, N.J. Natural controls of fluvial denudation rates in major world drainage basins. *Journal of Geophysical Research* 99(B7), 871–83. 1994.

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

TONELLO, K.C. Análise hidroambiental da bacia hidrográfica da cachoeira das Pombas, Guanhães, MG. 2005. 69p. Tese (Doutorado em Ciências Florestal) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2005.

TUCCI, C.E.M., CLARKE, R.T. Impacto das Mudanças da Cobertura Vegetal no Escoamento: Revisão. Revista Brasileira de Recursos Hídricos. Volume 2, n.1, 1997.

TUCCI, C.E.M. Escoamento em Rios e Reservatórios. In: TUCCI, C.E.M. Hidrologia Ciência e Aplicação. 4ª Ed. Porto Alegre: Ed. UFRGS, 2013.

UDA, P.K. Avaliação da evapotranspiração real da bacia do Alto Rio Negro, região sul brasileira, por meio do modelo SEBAL. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Ambiental. Universidade Federal de Santa Catarina, 2012.

USDA SOIL CONSERVATION SERVICE. National Engineering Handbook Section 4 Hydrology, chapter 4-10, 1972.

van GRIENSVEN, A., BAUWENS, W. Multiobjective autocalibration for semidistributed water quality models. *Water Resour. Res.* 39(12): 1348-1356. 2003.

VANONI, V.A. Sedimentation Engineering. ASCE. New York, V. n 54, 1975.

VANONI, V. A. *Sedimentation Engineering*. ASCE, American Society of Civil Engineers. New York, NY. 1977.

VENTE, J., POESEN, J., ARABKHEDRI, M., VERSTRAETEN, G. The sediment delivery problem revisited. *Progress in Physical Geography*. 31: 155-178, 2007.

WALLING, D.E. The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* 65, 209–37. 1983.

WALLING, D.E. Linking land use, erosion and sediment yields in river basins. *Hydrobiologia*. 1999.

WARD, J.V., STANFORD, J.A. Research needs in regulated river ecology. *Regulated Rivers: Research & Management*. John Willey & Sons Ltd. Vol. 8, 1993.

- WEI, W.S. Time Series Analysis: Univariate e multivariate methods. Addison Wesley. 2º Edition. 2006.
- WHEATER, H.S., JAKEMAN, A.J., BEVEN, K.J., Progress and directions in rainfall-runoff modelling. In: Jakeman, A.J., 1993.
- WILLIAMS, J.R., Sediment-yield prediction with universal equation using runoff energy factor. In: Present and Prospective Technology for Predicting Sediment Yield and Sources, Publ. ARS-S-40. US Dept. Agric., Washington, DC, pp. 244–252. 1975.
- WILLIAMS, J.R., HANN, R.W. HYMO, A problem-oriented computer language for building hydrologic models. Water Resour. 1973.
- WILLIAMS, J.R. The EPIC Model. In: Computer Models of Watershed Hydrology. Water Resources Publications. HIGHLANDS RANCH, CO. 1995.
- WISCHMEIER, W.C., SMITH, D.D., Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. Agricultural Handbook No. 537. US Dept Agric., Washington, 1978.
- YANG, C. T., SIMÕES, F. J. M. *Erosion and Sedimentation Manual - Chapter 5: Sedimentation Modeling for Rivers and Reservoirs*: U. S. Department of the Interior - Bureau of Reclamation, pp. 34-59. 2006.
- YANG, J. REICHERT, P. ABBASPOUR, K.C. XIA, J. YANG, H. Comparing uncertainty analysis techniques for a SWAT application to the Chaohe Basin in China. Journal of Hydrology n° 358, 2008.
- YANG, S., ZHAO, Q., BELKIN, I. M. Temporal variation in the sediment load of the Yangtze river and the influences of human activities. Journal of Hidrology 263, pp. 56-71, 2002.