



ELIETE NAZARÉ EDUARDO

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA
NA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO DAS
MORTES, UPGRH-GD02**

LAVRAS-MG

2016

ELIETE NAZARÉ EDUARDO

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES, UPGRH-GD02**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em Recursos Ambientais e Uso da Terra, para a obtenção do título de Doutor.

Dr. Nilton Curi
Orientador

LAVRAS-MG
2016

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema de Geração de Ficha Catalográfica da Biblioteca Universitária da UFLA, com dados informados pelo(a) próprio(a) autor(a).

Eduardo, Eliete Nazaré.

Modelagem hidrossedimentológica na Bacia Hidrográfica do Rio das Mortes, UPGRH-GD02 / Eliete Nazare Eduardo. – Lavras: UFLA, 2016.

133 p.: il.

Tese(doutorado)–Universidade Federal de Lavras, 2016.

Orientador(a): Nilton Curi.

Bibliografia.

1. Modelagem hidrológica. 2. SWAT. 3. Calibração. 4. Produção de sedimentos. I. Universidade Federal de Lavras. II. Título.

ELIETE NAZARÉ EDUARDO

**MODELAGEM HIDROSEDIMENTOLÓGICA NA BACIA
HIDROGRÁFICA DO RIO DAS MORTES, UGRH-GD02**

Tese apresentada à Universidade Federal de Lavras como parte das exigências do Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, área de concentração em Recursos Ambientais e Uso da Terra, para a obtenção do título de Doutor.

APROVADA em 28 de outubro de 2016.

Dr. Nilton Curi	UFLA
Dr. Carlos Rogério de Mello	UFLA
Dr. Gilberto Coelho	UFLA
Dr. Marcelo Ribeiro Viola	UFLA
Dr. Lloyd Darrell Norton	Purdue University

Dr. Nilton Curi
Orientador

LAVRAS-MG
2016

*À Deus, por sempre guiar meus passos;
Aos meus pais, José Eduardo e Maria Néria Eduardo;
As minhas irmãs, Eliz, Elizabete e Elaine;
Aos meus afilhados Juninho, Pedro Antônio e Marcelo;
Aos meus sobrinhos Mallú, Marcos Paulo e Maria Fernanda.*

DEDICO.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, por minha vida, pela saúde, proteção, suporte e por mais essa realização a que me foi permitida alcançar.

Aos meus pais José Eduardo e Maria Néria Eduardo, pelo amor, carinho e força durante esses anos de caminhada e por estarem ao meu lado em todas as minhas decisões.

As minhas irmãs Eliz, Elizabete e Elaine, e todos os demais familiares pelo incentivo, apoio e carinho;

Um agradecimento especial também ao meu noivo Robson Mauri pelo amor, carinho, companheirismo e motivação.

Ao Prof. Nilton Curi, pela orientação, apoio, amizade, confiança, incentivo, e pelo eterno aprendizado que contribuíram valiosamente para minha formação acadêmica e pessoal.

Ao Prof. Carlos Rogério de Mello e Prof. Marcelo Ribeiro Viola, pelo imenso apoio, orientação, amizade e ensinamentos os quais foram fundamentais na condução deste trabalho.

Ao Prof. Fausto Weimar Acerbi Júnior do DCF/UFLA e seu orientado Inácio Thomaz Bueno, pela valiosa ajuda na composição do mapa de uso do solo neste trabalho.

À Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ), pela sólida formação a qual permitiu continuidade nos meus estudos.

À Universidade Federal de Lavras (UFLA), ao Departamento de Ciência do Solo e ao Programa de Pós-Graduação em Ciência do Solo, pela oportunidade concedida para a realização do doutorado.

Aos demais professores do Departamento de Ciência do Solo pela influência direta na minha formação em Ciência do Solo.

A todos os amigos e colegas do DCS, em especial ao Leandro, Giovana, Jeani, Sérgio, Elidiane, Luiz, Thaís, Máira, Marcelo, Lorena, Zélio, Érica, Samara, Pedro, Fábio Bispo, Fábio Arnaldo, Fábio Gomes, Danielle e aos que já

passaram pela nossa sala de estudos, pela fraterna amizade, ajuda e ensinamentos ao longo desses anos.

Aos colegas que trabalham com o modelo SWAT, Prof. Raghavan Srinivasan, Vinícius Oliveira, José Neto, Matheus Durães, Jéssica Assaid, Lucas Pontes, Danielle Bressiani, José Monteiro, Aldrei Veiga, Thatiana Lelis por toda ajuda, cooperação e esclarecimentos nas dúvidas que sempre surgiam.

A Dirce e Damiany, pelo grande auxílio durante a caminhada do curso.

A todos do Departamento de Ciência do Solo (colegas, professores, servidores), pelo convívio, relações de amizade e parceria.

À Universidade de Purdue, em especial ao professor Dr. Phillip Owens, por me receber, tão bem, disponibilizando excelentes condições de aprendizado e pesquisa no Estados Unidos.

A CAPES pelo indispensável auxílio financeiro (bolsa) durante os anos de curso no Brasil e nos EUA.

Enfim, a todos que direta e indiretamente contribuíram para a realização deste trabalho.

Muito obrigada!

RESUMO

As ações antrópicas são responsáveis por modificações consideráveis no ambiente de bacias hidrográficas, tendo em vista sua influência qualitativa e quantitativa sobre os processos hidrológicos. Neste contexto, a modelagem hidrológica é uma ferramenta útil para predição do comportamento dinâmico da água em uma bacia hidrográfica e, fornece uma estimativa detalhada do balanço hídrico, sendo esta uma informação de grande valia para a gestão dos recursos hídricos. Neste contexto, os objetivos deste trabalho contemplam: (i) abordar diferentes estratégias de calibração e teste do modelo SWAT na simulação hidrológica da bacia hidrográfica do Rio das Mortes - MG, avaliando-se 6 postos fluviométricos, com área de drenagem entre 272 e 6070 km²; (ii) avaliar a aplicabilidade do modelo SWAT, como ferramenta para a gestão dos recursos hídricos, por meio da simulação hidrológica e sedimentológica; (iii) estimar a produção de sedimentos espacialmente distribuídos por sub-bacias hidrográficas e identificar as áreas com maior contribuição de sedimentos na bacia; (iv) avaliar a exportação da carga de sedimentos ao reservatório do Funil de 2002 a 2015. As estatísticas utilizadas para avaliar a qualidade da calibração e validação foram o coeficiente de Nash e Sutcliffe (C_{NS}) e o percentual de viés das vazões simuladas em relação às observadas (P_{BIAS}). Complementarmente às estatísticas utilizadas, a calibração e a validação fizeram uso do algoritmo de otimização “Sequential Uncertainty Fitting versão 2” (SUFI-2) que forneceu uma análise de incerteza através de análise gráfica das bandas de 95% de predição de incerteza (95PPU), acompanhado dos índices P-factor e R-factor. Os resultados obtidos dos índices estatísticos aplicados na análise de desempenho do modelo, qualificam o modelo hidrológico SWAT como adequado na simulação da vazão diária e mensal, bem como, na simulação da produção mensal de sedimentos para a bacia hidrográfica do Rio das Mortes. O modelo hidrológico SWAT é sensível ao tamanho da área de drenagem, apresentando bons resultados quando se associa postos de maior área de drenagem no processo de calibração. As estratégias adotadas atestaram a aplicabilidade do modelo como ferramenta de gestão e planejamento dos recursos hídricos para bacias menores e sem dados. As Unidades de Resposta Hidrológica que apresentam associação entre pastagem, Argissolo, Neossolo, Cambissolo, com relevo ondulado são as principais áreas com maior contribuição de sedimentos. Estes resultados são importantes para identificar áreas prioritárias para as medidas de conservação de solo e água. Foi estimado que a Bacia do Rio das Mortes exportou para o reservatório da Usina Hidrelétrica de Funil em 14 anos, uma carga total de sedimentos igual 6.682.704 m³, valor este que corresponde a 2,6% da capacidade de armazenamento do reservatório.

Palavras-chave: Modelagem hidrológica. SWAT. Calibração. Produção de sedimentos.

Orientadores: Nilton Curi – UFLA e Carlos Rogério de Mello – UFLA.

ABSTRACT

Human actions are responsible for considerable changes in the basin environment, in view of its quantitative and qualitative influence on the hydrological processes. In this context, hydrologic modeling is a useful tool to predict the dynamic behavior of water in a basin and, therefore, provides a detailed estimate of water balance, this information is a great value for management of water resources. The objectives of this work include: (i) approach different calibration strategies and SWAT model testing of hydrologic simulation in the basin of the Rio das Mortes - MG, by evaluating 6 fluviometric stations with drainage area between 272 and 6070 km²; (ii) evaluate the applicability of SWAT model as a tool for the management of water resources through its hydrologic and sedimentological simulation; (iii) estimate the sediment yield spatially distributed by sub-basins and identify the areas with greater contribution of sediments in the basin; (iv) evaluate the sediment load export into the Funil reservoir between (2002) to (2015). The statistics used to evaluate the quality of the calibration and validation were the Nash and Sutcliffe (C_{NS}) and the percent bias (P_{BIAS}). More completely the statistics used, in calibration and validation made used the optimization algorithm "Sequential Uncertainty Fitting version 2" (SUFI-2) which provided an uncertainty analysis through graphical analysis of the bands of 95% uncertainty of prediction (95PPU), accompanied by indexes P-factor and R-factor. The obtained results of statistical indices applied in the model performance analysis, qualified SWAT to be appropriate in the simulation of daily and monthly streamflow and monthly sediment yield in the basin of the Rio das Mortes. The SWAT model was sensitive to the size of the drainage area, showing good results when combining larger drainage area stations in the calibration process. The adopted strategies confirmed the applicability of the model as a management and planning tool of water resources for smaller basins without data. The HRU having pasture, with Argisol, Neosol, Cambisol, and undulated relief were the main areas with greater sediment contributions. These results are important in identifying the high priority areas for soil and water conservation measures. It was estimated that Mortes River Basin delivered to the Funil Hydropower Plant reservoir in 14 years the total of sediment load equaled 6,682,704 m³ (16,706,761 ton), this value corresponded to 2.6% of storage capacity. Finally, the results obtained in this study provide useful information for water resource planning and management in the Mortes River Basin region, enabling the rational use of water in the basin.

Keywords: Hydrologic modeling. SWAT. Calibration. Sediment yield.

Advisors: Nilton Curi – UFLA and Carlos Rogério de Mello – UFLA.

SUMÁRIO

PRIMEIRA PARTE	11
1 INTRODUÇÃO	11
2 REVISÃO DE LITERATURA	14
2.1 Gestão dos recursos hídricos	14
2.2 Modelagem hidrológica	16
2.3 Modelo hidrológico SWAT	17
2.4 Dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas	39
2.4.1 Monitoramento hidrossedimentométrico	41
2.5 Modelagem hidrossedimentológica	43
2.6 Análise de sensibilidade, calibração, validação e análise de incertezas	49
REFERÊNCIAS	57
SEGUNDA PARTE – ARTIGOS	63
ARTIGO 1 - Hydrological simulation as subside for management of surface water resources at the Mortes River Basin	63
ARTIGO 2 - Assessment of the spatial distribution of sediment yield and transportation into a hydropower plant reservoir in Southeast Brazil .	95
ANEXOS	132

PRIMEIRA PARTE

1 INTRODUÇÃO

O desenvolvimento econômico e tecnológico e o crescimento populacional acelerado geram situações de conflito e escassez dos recursos hídricos em todo o planeta. Os problemas atuais da crise no abastecimento de água e a crescente pressão de ocupação e erosão de bacias hidrográficas têm gerado demanda de pesquisas a respeito da dinâmica hidrológica de bacias hidrográficas. Neste sentido, o estado de Minas Gerais se destaca pois apresenta um importante potencial hídrico.

Atualmente, os conflitos pelo uso da água têm impulsionado pesquisas voltadas ao desenvolvimento de modelos matemáticos que possibilitem a quantificação da disponibilidade hídrica. Uma das ferramentas utilizadas para o melhor conhecimento e entendimento dos recursos hídricos são os modelos hidrológicos. Devido à complexidade dos eventos que ocorrem numa bacia hidrográfica, a modelagem se torna de extrema importância para a simulação do ciclo hidrológico, bem como do ciclo sedimentológico que ocorrem na mesma. Dentre os diversos modelos existentes, pode-se destacar o modelo hidrológico SWAT, acrônimo de “Soil and Water Assessment Tool” (ARNOLD et al., 2012), o qual tem sido utilizado, com bons resultados, em vários países, como no Brasil (GASSMAN et al., 2007; BRESSIANI et al., 2015).

A simulação com o uso do modelo SWAT é uma ferramenta poderosa para estudos científicos pois, espera-se que seus resultados sejam suficientemente capazes de prever eventos auxiliando na tomada de decisões, no planejamento e na gestão dos recursos naturais solo e água nas bacias. Para fins de modelagem, o SWAT considera a bacia hidrográfica dividida em sub-bacias e as sub-bacias divididas em Unidades de Resposta Hidrológica (HRU), que são áreas de características homogêneas, ou seja, têm um único tipo de solo e uma classe de declividade (NEITSCH et al.,

2011). Desse modo, o modelo representa a bacia espacialmente distribuída, representando as heterogeneidades existentes no sistema (ROSA, 2016).

O monitoramento das variáveis hidrológicas necessita de grandes investimentos a fim de implementar uma infraestrutura capaz de cobrir todas as regiões de interesse, fator este que justifica a escassez de dados observados em diversas áreas, especialmente em bacias de pequeno porte. Associado a isto, os dados observados estão restritos aos locais onde se encontram os postos de medição, produzindo assim lacunas espaços-temporais na disponibilidade de informações hidrológicas (MELO NETO et al., 2014). Diante disso, fica em evidência a necessidade de estudos do comportamento das vazões, os quais permitem aperfeiçoar as informações fluviométricas existentes, extrapolando-as para os locais que possuem dados insuficientes ou inexistentes, como muitas vezes, é o caso de bacias com pequena área de drenagem, localizadas em regiões de montante.

Outra questão importante quando se avalia gestão de uma bacia hidrográfica é a erosão, a qual apresenta dois problemas principais: O primeiro refere-se a perda das camadas férteis do solo, prejudicando a fertilidade dos terrenos utilizados para agricultura; o segundo refere-se a geração, transporte e deposição dos materiais erodidos nos leitos dos cursos d'água e reservatórios, interferindo nas funções e usos dos mesmos (JEBARI et al., 2012). A produção, o transporte, a deposição de sedimentos é resultado de processos hidrossedimentológicos que ocorrem naturalmente. A utilização de modelos hidrossedimentológicos é particularmente importante pela escassez de dados hidrológicos em períodos contínuos e de extensão temporal suficiente para o desenvolvimento de estudos hidrológicos. Esses modelos, devidamente calibrados e validados com base em séries de dados observados de produção de sedimentos, constituem uma importante fonte de conhecimento da variação ao longo do tempo das vazões e da produção de sedimentos em bacias hidrográficas (ROSA, 2016).

O conhecimento sobre a transferência de sedimentos da bacia vertente até o canal fluvial necessita de investigação constante, visto que o

desequilíbrio dos processos sedimentares em um rio pode ocasionar o aumento da ocorrência de enchentes, reduzir a vida útil dos reservatórios, prejudicar a prática da navegação e elevar os custos de tratamento de água (MINELLA et al., 2011). O conhecimento da dinâmica do processo erosivo na escala de bacias é de fundamental relevância para o gerenciamento dos recursos hídricos. Neste sentido, os modelos hidrossedimentológicos distribuídos auxiliam no entendimento de peculiaridades que individualizam ou particularizam áreas semelhantes dentro daquela maior que é estudada (SANTOS et al., 2014).

Os modelos hidrológicos uma vez alimentados com dados básicos da bacia hidrográfica ou região de interesse, podem fornecer uma série de informações e estimativas sobre as variáveis hidrológicas locais, como: vazão, evapotranspiração, produção, dados diversos sobre qualidade da água e água subterrânea, erosão, transporte e deposição de sedimentos, que são fenômenos de interesse para a sociedade (FERNANDES, 2015). Fernandes et al. (2012) salientam que o modelo matemático possui inúmeras vantagens, como, facilidade de execução, custo reduzido e obtenção rápida dos resultados, possibilitando o estudo de vários cenários diferentes e de forma rápida, muitos deles ainda não explorados em experimentos reais que facilitam a previsão de fenômenos e processos naturais, viabilizando a elaboração, inclusive de estudos de impacto ambiental.

A Bacia do Rio das Mortes está inserida na região Campos das Vertentes do Estado de Minas Gerais caracterizada por vários empreendimentos de mineração, atividades metalúrgicas, industrialização e curtimento de couro. De forma geral, a paisagem da região é dominada por Latossolos, seguidos de Cambissolos (CURI et al., 1994). A área da bacia apresenta extensões significativas já comprometidas pela gestão agrícola inadequada, estradas construídas inadequadamente, e a presença de voçorocas e sulcos, que apresentam grande potencial de produção de sedimentos (CURI

et al., 1994; SAMPAIO et al., 2015). A minimização desses impactos para atender uma demanda crescente por recursos naturais é o grande desafio.

Neste contexto, este trabalho teve como objetivos: (i) abordar diferentes estratégias de calibração e teste do modelo SWAT na simulação hidrológica da bacia hidrográfica do Rio das Mortes - MG, avaliando-se 6 postos fluviométricos, com área de drenagem entre 272 e 6070 km²; (ii) avaliar a aplicabilidade do modelo SWAT, como ferramenta para a gestão dos recursos hídricos, por meio da simulação hidrológica e sedimentológica; (iii) estimar a produção de sedimentos espacialmente distribuídos por sub-bacias hidrográficas e identificar as áreas com maior contribuição de sedimentos na bacia; (iv) avaliar a exportação de carga de sedimentos ao reservatório do Funil desde o seu enchimento em 2002 até 2015.

2 REVISÃO DE LITERATURA

2.1 Gestão dos recursos hídricos

O desenvolvimento das atividades humanas faz com que a cobertura natural do solo seja drasticamente modificada, alterando as características naturais de uma bacia hidrográfica. As ações antrópicas são responsáveis por modificações consideráveis nestas bacias, tendo em vista sua influência quantitativa e qualitativa direta sobre os processos hidrológicos (ANDRADE et al., 2013). O uso inadequado dos solos agrícolas vem causando a perda gradual da sua capacidade produtiva e a contaminação dos recursos hídricos por sedimentos e poluentes de origem difusa, decorrentes do processo erosivo aos quais esses solos estão sujeitos (LELIS et al., 2010).

A bacia hidrográfica é uma área de captação natural da água de precipitação que faz convergir o escoamento para um único ponto de saída. Compõe-se de um conjunto de superfícies vertentes e de uma rede de drenagem formada por cursos de água que confluem até resultar em um leito único no seu exutório (TUCCI, 2005). De acordo com o Política Nacional de Recursos Hídricos (PNRH), instituída pela Lei n°9.433/97, a bacia

hidrográfica também é a unidade de gestão dos recursos hídricos, sendo assim é necessário seu conhecimento geomorfológico para que assim se possa propor ações de gestão e gerenciamento para a mesma.

Entender os processos direta ou indiretamente relacionados ao comportamento hídrico de uma bacia hidrográfica constitui uma importante etapa no gerenciamento ambiental desta bacia. Um destes processos considera o ciclo hidrossedimentológico e envolve as fases de remoção, transporte e deposição de material particulado. Os deslocamentos dos sedimentos carregados pelo escoamento superficial e outros processos provocam a perda ou redistribuição pela bacia de consideráveis massas de solo, a ponto de alterar o ciclo hidrológico e afetar o uso, conservação e gestão da bacia hidrográfica (BORDAS; SEMMELMANN, 1993), portanto os processos hidrológicos coletivamente, determinam a qualidade das águas, sendo elas superficiais e subterrâneas. A caracterização desses processos e a compreensão de suas interações no sistema água-solo-planta-atmosfera é crucial para o melhor gerenciamento e exploração sustentável da água (MELO NETO et al., 2014).

A dinâmica da água e dos sedimentos em uma bacia hidrográfica é hoje um aspecto fundamental para programas de planejamento e gestão dos recursos hídricos, pois de acordo com seu comportamento pode-se avaliar se a bacia está em equilíbrio ou em processo de degradação (PINTO et al., 2013).

É importante ressaltar que é muito dispendioso e impraticável o monitoramento da erosão, bem como da produção de sedimentos em toda a bacia hidrográfica, daí a necessidade de prever a erosão com o uso da modelagem.

Em suma, a modelagem hidrológica é uma ferramenta útil para predição do comportamento dinâmico da água em uma bacia hidrográfica e, por conseguinte, fornece uma estimativa detalhada do balanço hídrico, sendo esta uma informação de grande valia para a gestão dos recursos hídricos (MELO NETO et al., 2014).

2.2 Modelagem hidrológica

Os modelos são ferramentas utilizadas para representar processos e elaborar prognósticos para gestão dos sistemas. Os modelos não são objetivos em si só, mas permitem analisar cenários, estudos de alternativas, prever a ocorrência de fenômenos, entre outros. Os modelos principalmente utilizados são os modelos matemáticos que expressam matematicamente as funções dos processos (TUCCI, 2005).

Essas ferramentas têm por finalidade expressar o comportamento do objeto de estudo tomando por base a dinâmica dos processos que o regem de acordo com diferentes entradas (CIBIN et al., 2013), com destaque para os modelos hidrológicos. Um grande avanço na modelagem hidrológica foi a integração entre modelos hidrológicos e o Sistema de Informação Geográfica (SIG), o que possibilitou a visualização espacial da distribuição dos resultados dos processos hidrológicos, ou seja, a produção de mapas temáticos referente a um determinado processo hidrológico (SANTOS et al., 2014). Moriasi et al. (2007) destacam que a utilização de computadores na modelagem hidrológica quali-quantitativas da água, permite uma redução significativa nos custos e tempo de projeto.

Neste sentido, a modelagem hidrológica, na escala de bacias hidrográficas, tem se constituído numa importante ferramenta para a avaliação dos processos hidrológicos, permitindo prever o assoreamento de rios e reservatórios, a deterioração dos solos, o processo de recarga subterrânea, a qualidade da água para abastecimento e geração de energia, assim como, o aumento na ocorrência de feições erosivas.

Bieger et al. (2012) destacam que as possibilidades para realizar experimentos de campo são muitas vezes limitadas e onerosas, neste sentido os modelos hidrológicos são ferramentas importante para avaliar as mudanças no uso do solo e cenários de gestão ambiental. Para Lelis et al. (2010) além de uma forma econômica no levantamento das informações e na elaboração de cenários, os modelos ambientais podem contribuir para a localização de áreas

críticas dentro da bacia, fornecendo indicativos para operações emergenciais de contenção, em função da ação dos processos erosivos.

Existem atualmente diversos modelos para predição da erosão hídrica e do transporte de sedimentos de forma integrada, entre os quais destacam-se: Water Erosion Prediction Project - WEPP (NEARING et al., 1989); Areal Non-point Source Watershed Environment Response Simulation - ANSWERS (BEASLEY et al., 1980); Kentucky Erosion Model - KYERMO (HIRSCHI; BARFIELD, 1988); European Soil Erosion Model -EUROSEM (CHISCI; MORGAN, 1988); Chemicals Runoff and Erosion from Agricultural Management Systems - CREAMS (FOSTER et al., 1981); e Soil and Water Assessment Tool - SWAT (ARNOLD et al., 2012).

2.3 Modelo hidrológico SWAT

Dentre os inúmeros modelos que vem sendo utilizados para o planejamento e manejo de bacias hidrográficas, sejam elas rurais ou urbanas, destaca-se o modelo “Soil and Water Assessment Tool” (SWAT) (ARNOLD et al., 2012). O modelo foi desenvolvido pelo Agricultural Research Service (USDA-ARS) e pela Texas A&M University. É uma ferramenta de domínio público criada para predizer o impacto das práticas de manejo de solo sobre os recursos hídricos em bacia hidrográfica. O SWAT incorpora grande parte dos avanços contidos nos modelos anteriores, sendo resultado da síntese de outros dois modelos desenvolvidos no mesmo departamento, o “Simulator of Water Resources in Rural Basins” (SWRRB) e o “Routing Output to Outlet” (ROTO), além da incorporação de fatores diversos de outros modelos (NEITSCH et al., 2011).

Ainda deve-se acrescentar que o SWAT é um modelo hidrológico integrado ao SIG ArcView®, que facilita a representação da bacia em layers como modelos digitais de elevação, tipo de solo, uso e ocupação do solo.

O SWAT opera com intervalo de tempo diário e foi projetado para prever o impacto causado pelo uso do solo no balanço hídrico em relação à alteração da vazão, produção de sedimentos e poluição difusa nas bacias hidrográficas. No modelo, a bacia hidrográfica é dividida em sub-bacias, que são posteriormente divididas em “Hydrologic Response Units” – HRU (Unidades de Resposta Hidrológica) que consistem em áreas homogêneas em relação ao uso do solo, tipo de solo e topografia (NEITSCH et al., 2011).

Subdividir a bacia em condições únicas possibilita ao modelo reproduzir as diferenças na evapotranspiração, escoamento, produção de sedimentos e outras condições hidrológicas para diferentes usos e solos. O escoamento e produção de sedimentos, por exemplo, são calculados para cada HRU e propagado para obter o escoamento e produção de sedimento total para a sub-bacia. Essas subdivisões conseguem aumentar a precisão das previsões fornecendo uma melhor descrição física do balanço de água (ARNOLD et al., 2012).

Como todo modelo matemático, o SWAT utiliza equações para a modelagem desejada. Para o ciclo hidrológico a equação utilizada é a de balanço de água, como é descrito por Neitsch et al. (2011) na equação 01.

$$SW_t = SW_0 + \sum_{i=1}^t (R_{day} - Q_{surf} - E_a - w_{seep} - Q_{gw}) \quad (1)$$

Onde SW_t é a quantidade final de água no solo (mm H₂O), SW_0 é a quantidade inicial de água no solo no dia i (mm H₂O), t é o tempo (dias), R_{day} é a precipitação diária, Q_{surf} é o escoamento superficial total diário (mm), E_a é a evapotranspiração diária (mm), w_{seep} é a percolação (mm H₂O), Q_{gw} é o fluxo de retorno, ou ascensão capilar diária (mm H₂O).

Deve ser observado que, por sua vez, a equação de balanço de água tem como base físico-matemática a equação de conservação da quantidade de

massa, que neste caso é representada pela quantidade de água presente no sistema.

Escoamento superficial

A subdivisão da bacia hidrográfica permite ao modelo refletir diferenças da evapotranspiração para diversas culturas e classes de solo. O escoamento é previsto separadamente para cada HRU e encaminhado para obter o escoamento total da bacia. Isto aumenta a precisão e oferece uma descrição mais detalhada do balanço hídrico na bacia (ARNOLD, et al., 1998).

O escoamento superficial ocorre quando a taxa de aplicação de água no solo excede a taxa de infiltração. Quando a água inicialmente incide em um solo seco, a taxa de incidência e as taxas de infiltração podem ser semelhantes. No entanto, a taxa de infiltração diminuirá à medida que o solo se torna mais úmido. Quando a taxa de aplicação supera a taxa de infiltração as depressões do solo começam a encher. Se a taxa de aplicação continua superior, uma vez que todas as depressões do solo tenham se preenchido, dá-se o início do escoamento superficial. O SWAT calcula o escoamento superficial utilizando duas rotinas: a metodologia de curva-número - SCS-CN (Soil Conservation Service – Curve Number) ou através do método de infiltração de Green & Ampt, sendo que a metodologia padrão do modelo é o da Curva-Número (NEITSCH et al., 2011) dada pela equação 2:

$$Q_{surfD} = \frac{(R_{day} - I_a)^2}{(R_{day} - I_a + S)} \quad (2)$$

Onde Q_{surfD} = escoamento superficial direto diário (mm); R_{day} = precipitação diária (mm); I_a = abstração inicial, que inclui o armazenamento superficial, interceptação e a infiltração antes do escoamento, (mm); S = parâmetro de retenção (mm).

A abstração inicial (I_a) é, geralmente, aproximadamente $0,2S$, e, substituindo na equação 2 tem-se:

$$Q_{surfD} = \frac{(R_{day} - 0.2S)^2}{(R_{day} + 0.8S)} \quad (3)$$

O parâmetro de retenção (S) varia espacialmente devido as classes de solo, cobertura, manejo, declividade e temporalmente devido as mudanças no conteúdo de água no solo (NEITSCH et al., 2011). O parâmetro de retenção é descrito pela equação 4:

$$S = 25.4 \left(\frac{1000}{CN} - 10 \right) \quad (4)$$

A escala de CN não é linear e varia de 1 a 100. Os extremos correspondem respectivamente a uma cobertura permeável até uma cobertura impermeável.

Desse modo, para os valores de CN, são consideradas 3 condições de umidade, conforme o Soil Conservation Service (SCS):

CN1: curva número para a condição 1, situação em que os solos estão abaixo da capacidade de campo;

CN2: curva número para a condição 2, situação em que os solos encontram-se próximos a capacidade de campo;

CN3: curva número para a condição 3, situação em que os solos estão acima da capacidade de campo.

Para computar os valores corrigidos de CN1 e CN3, estes foram relacionados com CN2 por meio das equações 5 e 6:

$$CN_1 = CN_2 - \frac{20 * (100 - CN_2)}{(100 - CN_2 + \exp[2.533 - 0.0636 * (100 - CN_2)])} \quad (5)$$

$$CN_1 = CN_3 * \exp[0.0636 * (100 - CN_2)] \quad (6)$$

O Natural Resource Conservation Service (NRCS, 2006) classifica os solos em 4 grupos hidrológicos (A, B, C e D) baseados nas suas características de infiltração. Foi definido também o grupo hidrológico como um grupo de solos que tem similaridade em termos de potencial de geração de escoamento superficial sobre a similaridade de condições de tormenta e cobertura do solo.

Os grupos hidrológicos e suas respectivas características segundo NRCS (1996) podem ser:

Grupo A: possui baixo potencial de escoamento, alta taxa de infiltração quando completamente úmido e perfil profundo, geralmente arenoso, com pouco silte e argila.

Grupo B: moderada taxa de infiltração quando completamente úmido e profundidade moderada. Moderada percolação.

Grupo C: baixa taxa de infiltração quando completamente úmido, camada de impedimento e considerável porcentagem de argila, com baixa percolação.

Grupo D: elevado potencial de escoamento superficial, baixa taxa de infiltração e camada impermeável, possuindo textura argilosa e baixo potencial de percolação.

Com o escoamento superficial direto calculado pelo método da Curva Número, o volume de escoamento liberado para o canal principal é calculado pela equação 7:

$$Q_{surf} = (Q'_{surf} + Q_{stor, i-1}) * \left(1 - \exp\left(\frac{-surlag}{t_{conc}}\right) \right) \quad (7)$$

Onde Q_{surf} = volume de escoamento superficial descarregado no canal principal em um dado dia (mm); Q'_{surf} = volume de escoamento superficial

gerado em uma dada sub-bacia em um dado dia (mm); $Q_{stor,i-1}$ = volume de escoamento superficial armazenado em um dia anterior (mm); $surlag$ = coeficiente de atraso do escoamento superficial; t_{conc} = tempo de concentração para uma dada sub-bacia (horas).

A expressão $\left(1 - \exp\left(\frac{-surlag}{t_{conc}}\right)\right)$ na equação 7 representa a fração

do total de água disponível que será permitida entrar no curso de água em um dia qualquer.

Vazão de pico

Vazão de pico é considerada como o máximo do escoamento superficial, para um determinado evento de precipitação, sendo um indicador do potencial erosivo usado no cálculo da produção de sedimento para aquele fenômeno (Neitsch, 2011). A vazão de pico é calculada pelo modelo SWAT através do método racional. Este método é amplamente utilizado nos projetos hidráulicos, previsão de enchentes, chuva de projeto e controle da vazão.

Esse método toma como base a suposição de que se uma chuva com intensidade de precipitação (i) começa no tempo ($t=0$) e continua indefinidamente, a taxa de escoamento irá aumentar até o tempo de concentração (t_{conc}), quando toda sub-bacia estará contribuindo para o fluxo na saída. O método racional é dado pela equação 8:

$$q_{peak} = \frac{C * i * A}{3,6} \quad (8)$$

Onde q_{peak} = vazão de pico ($m^3 \cdot s^{-1}$); C = coeficiente de escoamento superficial; i = intensidade de precipitação ($mm \cdot h^{-1}$); A = área da sub-bacia (km^2); 3,6 = fator de correção de unidades.

Tempo de concentração

O tempo de concentração (t_{conc}) é o tempo desde o início de evento de chuva até que toda a bacia esteja contribuindo para o fluxo no exutório. Em outras palavras o t_{conc} é o tempo gasto para uma gota de chuva fluir desde o ponto mais remoto da bacia até o exutório. O t_{conc} é calculado somando o tempo que a água flui na superfície a partir do ponto mais distante na sub-bacia até atingir um canal, mais o tempo de percurso no canal até atingir a saída da sub-bacia, representado na equação 9:

$$t_{conc} = t_{ov} + t_{ch} \quad (9)$$

Onde t_{conc} = tempo de concentração na sub-bacia (h); t_{ov} = tempo de escoamento na superfície (h); t_{ch} = tempo de escoamento no canal (h).

O tempo de escoamento na superfície é calculado pela equação 10:

$$t_{ov} = \frac{L_{spl}^{0.6} * n^{0.6}}{18 * spl^{0.3}} \quad (10)$$

Onde t_{ov} = tempo de escoamento na superfície (h); L_{spl} = comprimento de rampa (m); n = coeficiente de rugosidade de Manning para o canal; spl = declividade média na sub-bacia ($m.m^{-1}$).

Para o cálculo do tempo de escoamento no canal, o modelo SWAT utiliza a equação 11:

$$t_{ch} = \frac{0.62 * L * n^{0.75}}{A^{0.125} * slp_{ch}^{0.375}} \quad (11)$$

Onde t_{ch} = tempo de escoamento no canal (h); L = comprimento do canal na sub-bacia, desde a nascente até o exutório da subbacia (km); n = coeficiente de rugosidade de Manning para o canal; A = área da sub-bacia (km²); slp_{ch} = declividade média do canal (m.m⁻¹).

Coeficiente de escoamento superficial

No cálculo do coeficiente de escoamento da equação da vazão de pico (Equação 8), o modelo SWAT adota a equação 12:

$$C = \frac{Q_{surf}}{R_{day}} \quad (12)$$

Onde C = coeficiente de escoamento superficial; Q_{surf} = volume de escoamento superficial descarregado no canal principal em um dado dia (mm); R_{day} = precipitação em um dado dia (mm).

A intensidade de precipitação é a taxa de precipitação média durante o tempo de concentração. Com base nesta definição o SWAT calcula a intensidade de precipitação pela equação 13:

$$i = \frac{R_{tc}}{t_{conc}} \quad (13)$$

Sendo que i = intensidade de precipitação (mm.h⁻¹); R_{tc} = taxa de precipitação durante o tempo de concentração (mm); t_{conc} = tempo de concentração na sub-bacia (h).

A lâmina de precipitação durante o tempo de concentração é calculada pelo SWAT com base na equação 14:

$$R_{ct} = \alpha_{tc} * R_{day} \quad (14)$$

Onde R_{tc} = lâmina de precipitação durante o tempo de concentração (mm); tc = fração da precipitação que ocorre durante o tempo de concentração. R_{day} = precipitação em um dado dia (mm).

O SWAT estima a fração da chuva que ocorre durante o tempo de concentração (α_{tc}), como uma função da fração da chuva intensa de 30 minutos conforme descrito na equação 15:

$$\alpha_{tc} = 1 - \exp \left[2 * t_{conc} * \ln (1 - \alpha_{0.5}) \right] \quad (15)$$

Onde t_{conc} = tempo de concentração da sub-bacia (h); $\alpha_{0.5}$ = fração da chuva intensa de 30 minutos.

A chuva intensa de 30 min é calculada a partir da distribuição triangular, usando dados de precipitação diária e a maior chuva intensa de 30 min ocorrida em um dado mês. A chuva intensa de 30 min é calculada somente para os dias em que o escoamento superficial direto tenha sido gerado. A distribuição triangular usa as equações 16, 17, 18 e 19 para gerar a fração da chuva intensa de 30 min:

$$\text{Se } rnd_1 \leq \left(\frac{\alpha_{0.5mon} - \alpha_{0.5L}}{\alpha_{0.5U} - \alpha_{0.5L}} \right) \quad \text{então,} \quad (16)$$

$$\alpha_{0.5} = \alpha_{0.5L} + \left[rnd_1 * (\alpha_{0.5U} - \alpha_{0.5L}) * (\alpha_{0.5mon} - \alpha_{0.5L}) \right]^{0.5} \quad (17)$$

$$\text{Se } rnd_1 > \left(\frac{\alpha_{0.5mon} - \alpha_{0.5L}}{\alpha_{0.5U} - \alpha_{0.5L}} \right) \quad \text{então,} \quad (18)$$

$$\alpha_{0.5} = \alpha_{0.5U} - (\alpha_{0.5U} - \alpha_{0.5mon}) * \left[\frac{\alpha_{0.5U}(1 - rnd_1) - \alpha_{0.5L}(1 - rnd_1)}{\alpha_{0.5U} - \alpha_{0.5mon}} \right]^{0.5} \quad (19)$$

Sendo que: $\alpha_{0,5mon}$ = fração de chuva de 30 min máxima média para o mês; rnd_I = número aleatório gerado pelo modelo a cada dia; $\alpha_{0,5L}$ = limite inferior da distribuição triangular; $\alpha_{0,5U}$ = limite superior da distribuição triangular, calculado pela equação 20;

$$\alpha_{0,5U} = 1 - \exp\left(\frac{-125}{R_{day} + 5}\right) \quad (20)$$

Onde: R_{day} = precipitação em um dado dia (mm).

A fração da chuva de 30 min máxima média para o mês, $\alpha_{0,5mon}$, é calculada pela equação 21:

$$\alpha_{0,5mon} = adj_{0,5\alpha} \left[1 - \exp\left(\frac{R_{0,5sm(mon)}}{\mu_{mon} * \ln\left(\frac{0.5}{yrs * days_{wet}}\right)}\right) \right] \quad (21)$$

Sendo $adj_{0,5\alpha}$ = fator de ajuste; $R_{0,5sm(mon)}$ = chuva máxima de 30 min para um dado mês; μ_{mon} = chuva diária média para o mês (mm); yrs = número de anos de dados de chuva utilizados para obter valores de chuvas intensas de 30 min máximas reais; $days_{wet}$ = número de dias de chuva no mês.

$$R_{0,5sm(mon)} = \frac{R_{0,5x(mon-1)} + R_{0,5x(mon)} + R_{0,5x(mon+1)}}{3} \quad (22)$$

Sendo $R_{0,5x}$ = chuva máxima de 30 min para o mês especificado.

Percolação

A percolação é calculada no SWAT em função do armazenamento combinado com um modelo de fluxo em fendas no solo para simular o escoamento através das camadas de solo. Uma vez que a água percolou abaixo da zona radicular, este volume é armazenado como água subterrânea ou surge como escoamento de retorno à jusante do ponto considerado. A equação utilizada para calcular a quantidade de água que penetra na próxima camada é dada por:

$$SW_{perc,ly} = SW_{ly,excess} * \left(1 - \exp \left[\frac{-\Delta t}{TT_{perc}} \right] \right) \quad (23)$$

Onde $SW_{perc,ly}$ = quantidade de água que percola para a próxima camada de solo (mm); $SW_{ly,excess}$ = volume de água drenável na camada de solo (mm); Δt = duração do passo de tempo (h); TT_{perc} = tempo de propagação através da camada de solo (h).

O volume de água disponível para percolação na camada de solo ($SW_{ly,excess}$), é calculado com base nas equações 24 e 25:

$$SW_{ly,excess} = SW_{ly} - FC_{ly} \quad \text{se} \quad SW_{ly} > FC_{ly} \quad (24)$$

$$SW_{ly,excess} = 0 \quad \text{se} \quad SW_{ly} < FC_{ly} \quad (25)$$

Sendo que SW_{ly} = conteúdo de água na camada de solo (mm); FC_{ly} = conteúdo de água na camada de solo na capacidade de campo (mm).

O tempo de propagação da percolação em cada camada de solo (TT_{perc}) é calculado através da equação 26:

$$TT_{perc} = \frac{SAT_{ly} - FC_{ly}}{K_{sat}} \quad (26)$$

Onde SAT_{ly} = volume de água na camada de solo quando completamente saturado (mm); K_{sat} = condutividade hidráulica do solo saturado ($mm.h^{-1}$).

Escoamento lateral ou subsuperficial

O escoamento lateral pode ser significativo em áreas de solos com alta condutividade hidráulica nas camadas superficiais (0 a 2 m) e uma camada impermeável ou semipermeável rasa após esta. Neste caso, a precipitação irá perolar verticalmente até encontrar a camada impermeável. O volume de água que fica retido acima desta camada impermeável forma a zona saturada, sendo esta a fonte de água para o escoamento lateral também chamado de escoamento subsuperficial (Neitsch et al., 2011).

De acordo com Neitsch et al. (2011), o modelo SWAT incorpora um modelo de onda cinemática para o escoamento lateral desenvolvido por Sloan et al. (1983) e resumidos por Sloan e Moore (1984). Este modelo é baseado no balanço de massa líquido onde o seguimento em declive (encostas) é utilizado como volume de controle, calculando dessa forma o escoamento lateral em cada camada de solo.

A equação utilizada pelo modelo SWAT no cálculo do escoamento lateral é dada por:

$$Q_{lat} = 0.024 * \left(\frac{2 * SW_{ly,excess} * K_{sat} * slp}{\phi_d * L_{hill}} \right) \quad (27)$$

Onde Q_{lat} = quantidade de água que escoo subsuperficialmente (mm); $SW_{ly, excess}$ = volume de água drenada na camada de solo (mm); K_{sat} = condutividade hidráulica do solo saturado (mm.h-1); slp = declividade média da sub-bacia ($m.m^{-1}$); ϕf = porosidade drenável na camada de solo ($mm.mm^{-1}$); L_{hill} = comprimento do declive (m).

Em grandes bacias hidrográficas, com tempo de concentração nas subbacias maior que 1 dia, apenas uma parte do escoamento lateral vai chegar a rede de drenagem no mesmo dia em que é gerado. Dessa forma o SWAT incorpora um recurso de armazenamento de escoamento lateral, que faz com que uma parte chegue a rede de drenagem no mesmo dia e outra chegue a rede de drenagem posteriormente. Este recurso é chamado de “lag” do escoamento lateral (*Lateral Flow Lag*).

Escoamento base ou subterrâneo

Em termos de escoamento subterrâneo, o modelo simula dois tipos de aquíferos em cada sub-bacia: freático (não confinado) e confinado. O aquífero freático ou não confinado contribui para o escoamento no canal ou trecho das sub-bacias, sendo a contribuição da água subterrânea para a vazão total simulada nas seções de controle, feita criando-se um armazenamento no aquífero não confinado (ARNOLD et al., 1998). No caso do aquífero confinado, admite-se que o mesmo contribui para o escoamento de água para fora da bacia hidrográfica simulada (ARNOLD; ALLEN; BERNHARDT, 1993).

O escoamento de base ou subterrâneo somente entra no trecho do canal se a quantidade de água armazenada no aquífero exceder um valor limiar especificado pelo usuário. A água armazenada do estado estacionário do escoamento subterrâneo até a recarga é dada pela equação 28 (HOOGHOUDT, 1940 citado por NEITSCH et al., 2011):

$$Q_{gw} = \frac{8000 * K_{sat}}{L_{gw}^2} * h_{wtbl} \quad (28)$$

Onde Q_{gw} = escoamento subterrâneo do canal principal (mm); K_{sat} = condutividade hidráulica do solo saturado (mm.h^{-1}); L_{gw} = distância do divisor subterrâneo da bacia até o canal principal (m); h_{wtbl} = altura do lençol freático (m).

Quando ocorre a recarga do aquífero, o escoamento subterrâneo pode ser calculado conforme as equações 29 e 30:

Se $aq_{sh} > aq_{shthr,q}$

$$Q_{qw,i} = Q_{qw,i-1} * \exp[-\alpha_{gw} * \Delta t] + W_{rchrg,sh} * (1 - \exp[-\alpha_{gw} * \Delta t]) \quad (29)$$

Se $aq_{sh} \leq aq_{shthr,q}$

$$Q_{qw,i} = 0 \quad (30)$$

Sendo $Q_{gw,i}$ = escoamento subterrâneo no canal principal no dia i (mm); $Q_{gw,i-1}$ = escoamento subterrâneo no canal principal no dia $i-1$ (mm); K_{sat} = condutividade hidráulica saturada (mm h^{-1}); α_{gw} = constante de recessão de escoamento de base; Δt = passo de tempo; $W_{rchrg,sh}$ = quantidade de água de recarga entrando no aquífero freático no dia i (mm); aq_{sh} = quantidade de água inicial armazenada no aquífero freático no dia i (mm); $aq_{shthr,q}$ = nível limiar de água no aquífero freático para que ocorra contribuição da água subterrânea para o canal principal (mm).

Quando não ocorre recarga do aquífero, o escoamento subterrâneo pode ser calculado conforme as equações 31 e 32:

$$Q_{gw} = Q_{gw,0} * \exp[-\alpha_{gw} * t] \quad \text{se} \quad aq_{sh} > aq_{shthr,q} \quad (31)$$

$$Q_{gw,i} = 0 \quad \text{se} \quad aq_{sh} \leq aq_{shthr,q} \quad (32)$$

Sendo Q_{gw} = escoamento subterrâneo no canal principal no tempo t (mm); $Q_{gw,o}$ = escoamento subterrâneo no canal principal no início da recessão (mm); α_{gw} = constante de recessão de escoamento de base; t = tempo passado desde o início da recessão; a_{qsh} = quantidade de água inicial armazenada no aquífero freático no dia i (mm); $a_{qshthr,q}$ = nível limiar de água no aquífero freático para que ocorra contribuição da água subterrânea para o canal principal (mm).

A água pode mover-se do aquífero freático para zona não saturada adjacente. Em períodos quando essa camada do aquífero está seca, a água da franja capilar que separa as zonas saturadas e não saturadas vai evaporar e mover para cima de forma difusa. Como a água é removida da franja capilar por evaporação, ela é substituída pela água do aquífero subjacente. A água também pode ser retirada do aquífero por plantas com raízes profundas, as chamadas freatófitas, as quais são capazes de captar água diretamente do aquífero saturado (NEITSCH et al., 2011).

O movimento de água para as camadas adjacentes não saturadas é modelado pelo SWAT como uma função da demanda de água para a evapotranspiração. Para evitar confusão com a evaporação de água do solo e a transpiração, este processo é chamado de *revap* pelo SWAT. Este processo é significativo em bacias onde a zona saturada não está muito abaixo da superfície ou em locais onde plantas com raízes profundas se desenvolvem. Como o tipo da cobertura vegetal irá afetar a importância do *revap* no balanço de água, os parâmetros que governam essa variável geralmente variam com o uso do solo.

A quantidade máxima de água que será removida do aquífero via *revap* em um dado dia é calculado pela equação 33:

$$W_{revap, mx} = \beta_{rev} * E_0 \quad (33)$$

Onde $w_{revap, mx}$ = quantidade máxima de água movendo para a zona do solo em resposta à deficiência de água (mm H₂O); β_{rev} = coeficiente *revap*; E_0 = evapotranspiração potencial no dia (mm H₂O).

A quantidade atual de *revap* que poderá ocorrer em um dado dia pode ser escrita como:

$$w_{revap} = 0 \quad \text{se} \quad aq_{sh} \leq aq_{shthr, q} \quad (34)$$

$$w_{revap} = w_{revap, mx} - aq_{shthr, rvp} \quad \text{se} \quad aq_{shthr, rvp} < aq_{sh} < (aq_{shthr, rvp} + w_{revap, mx}) \quad (35)$$

$$w_{revap} = w_{revap, mx} \quad \text{se} \quad aq_{sh} \geq (aq_{shthr, rvp} + w_{revap, mx}) \quad (36)$$

Onde w_{revap} é a quantidade de água movendo-se para a zona do solo em resposta ao déficit hídrico (mm); aq_{sh} = quantidade de água armazenada no aquífero raso no início do dia i (mm).

No *SWAT*, uma parcela do total diário da recarga pode ser destinada para o aquífero profundo. A quantidade máxima de água que será percolada do aquífero raso para o aquífero profundo é expressa pela Equação 37.

$$w_{deep, mx} = \beta_{deep} * w_{rchrg} \quad (37)$$

Em que $w_{deep, mx}$ é a quantidade máxima de água movendo-se para o aquífero profundo em um dia i (mm); β_{deep} é o coeficiente de percolação do aquífero profundo; w_{rchrg} é a quantidade de recarga entrando no aquífero no dia i (mm).

A quantidade atual de água que percola para o aquífero profundo em um dado dia i pode ser calculada pelas Equações 38, 39 e 40.

$$w_{deep} = 0 \quad \text{se} \quad aq_{sh} \leq aq_{shthr} \quad (38)$$

$$W_{deep} = W_{deep, mx} - aq_{shthr, rvp} \quad \text{se } aq_{shthr} < aq_{sh} < (aq_{shthr} + w_{revap, mx}) \quad (39)$$

$$W_{deep} = W_{deep, mx} \quad \text{se } aq_{sh} \geq (aq_{shthr} + w_{revap, mx}) \quad (40)$$

Em que W_{deep} é a quantidade atual de água movendo-se para o aquífero profundo no dia i (mm).

Evapotranspiração

O modelo SWAT oferece três opções para a estimativa da evapotranspiração potencial: Penman & Monteith, Hargreaves & Samani e Priestley & Taylor. O método mais utilizado no modelo SWAT é o de Penman & Monteith, que requer dados de radiação solar, temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento. É possível ainda inserir a série de evapotranspiração de referência na interface ArcSWAT.

Neste trabalho foi utilizado o método de Penman-Monteith por ser considerado o método-padrão de estimativa da evapotranspiração potencial. A Equação 41 expressa a formulação do método de Penman-Monteith.

$$E_0 = \frac{0.408 * \Delta (R_n - G) + \gamma * \frac{900}{T + 273} * v_2 * (e_s - e_a)}{\Delta + \gamma * (1 + 0.34 * v_2)} \quad (41)$$

Onde E_0 = Evapotranspiração potencial (mm dia⁻¹); Δ = declividade da curva da pressão de saturação de vapor com a temperatura (kPa.°C⁻¹); R_n = saldo de radiação, ou radiação líquida (MJ m⁻² dia⁻¹); G = densidade de fluxo de calor do solo (MJ m⁻² dia⁻¹); γ = constante psicrométrica (kPa °C⁻¹); v_2 = velocidade do vento na altura da estação (2 metros de altura) (m.s⁻¹); e_s = pressão de saturação do vapor d'água (kPa); e_a = pressão atual de vapor d'água (kPa); T = temperatura média do ar (°C).

A declividade da curva da pressão de saturação de vapor com a temperatura é estimada pela equação 42:

$$\Delta = \frac{4098 * e_s}{(T + 237.3)^2} \quad (42)$$

A pressão de saturação do vapor d'água (e_s) é estimada com base na equação 43:

$$e_s = 0.6108 * e^{\left(\frac{17.27 T}{T + 237.3}\right)} \quad (43)$$

A pressão atual de vapor d'água (e_a) é calculada pela equação 44:

$$e_a = e_s \frac{UR}{100} \quad (44)$$

Onde UR é a umidade relativa do ar (%), média diária.

O saldo de radiação ou radiação líquida (R_n) é estimado pela equação 45:

$$R_n = OC + OL \quad (45)$$

Onde OC é o balanço de ondas curtas e OL o balanço de ondas longas.

O balanço de ondas curtas (OC) é calculado pela equação 46:

$$OC = R_s * (1 - \alpha) \quad (46)$$

Em que R_s é a radiação solar ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$) e α é o albedo do solo.

O balanço de ondas longas (OL) é estimado com base na equação 47:

$$OL = - \left[0.56 - 0.09 * (e_a)^{0.5} \right] 20.17 \times 10^{-10} * T^4 \left[0.1 + 0.9 * \frac{n}{N} \right] \quad (47)$$

Onde T é a temperatura média do ar (K), n é a insolação (horas), e_a é a pressão de vapor d'água (mmHg), N é o fotoperíodo (horas):

$$N = \frac{2H}{15} \quad (48)$$

Onde H é o ângulo horário do nascer ou pôr do solo (graus), estimado pela equação 49:

$$H = \arccos * (-\tan \varphi * \tan \delta) \quad (49)$$

Em que φ é a latitude local (graus) e δ é a declinação solar (°C). A declinação solar é estimada com base na equação 50:

$$\delta = 23.45 * \text{sen} \left(\frac{360}{365} * (284 + D_j) \right) \quad (50)$$

Onde D_j corresponde ao dia juliano.

A insolação é estimada por:

$$n = \left(\frac{R_s}{Q_0} - a \right) \frac{N}{b} \quad (51)$$

Sendo Q_0 a radiação solar extraterrestre ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), R_s é a radiação solar ($\text{MJ.m}^{-2}.\text{dia}^{-1}$), N é o fotoperíodo (horas), $b = 0,52$ e a é estimado com base na latitude local pela equação 52:

$$a = 0.29 * \cos(\varphi) \quad (52)$$

A radiação solar extraterrestre é estimada pela equação 53:

$$Q_0 = \frac{0.0864}{\pi} * S * Dr (H * \text{sen}(\varphi) * \text{sen}(\delta) + \cos(\varphi) * \cos(\delta) * \text{sen}(H)) \quad (53)$$

Onde S é a constante solar (1367 W.m^2), Dr é a distância relativa terrasol, H é o ângulo horário do nascer ou pôr do solo (radianos). A distância relativa terra-sol é estimada pela equação 54:

$$Dr = 1.0001 + 0.0342 * \cos(x) + 0.0012 * \text{sen}(x) + 0.0007 * \cos(2x) \quad (54)$$

Sendo x calculado pela equação 55:

$$x = \frac{2\pi (D_j - 1)}{365} \quad (55)$$

A constante psicromática ou coeficiente psicrométrico (γ) é estimado pela equação 56:

$$\gamma = 0.0016286 * \frac{P_{atm}}{\lambda} \quad (56)$$

Sendo P_{atm} a pressão atmosférica (kPa) e λ o calor latente de vaporização ($\text{MJ.kg}^{-1}.\text{°C}^{-1}$).

Determinada a evapotranspiração potencial, o modelo calcula a evapotranspiração total primeiramente considerando a evaporação de toda a precipitação interceptada pela cobertura vegetal e depois, a quantidade máxima de transpiração e a quantidade máxima de evaporação do solo.

A evaporação é determinada a partir da evapotranspiração de referencial separada em duas condições. Se a evapotranspiração potencial (E_o)

é menor que a quantidade de água livre retida nas copas (R_{int}), então, utiliza-se a equação 57. Se a evapotranspiração potencial (E_o) é maior que a quantidade de água livre mantida nas copas (R_{int}) é utilizada a equação 58.

$$E_a = E_{can} = E_o \Rightarrow R_{int(f)} = R_{int(i)} - E_{can} \quad (57)$$

$$E_a = R_{int(f)} \Rightarrow R_{int(i)} = 0 \quad (58)$$

Onde: E_a = quantidade de evapotranspiração real que ocorre numa bacia hidrográfica (mm dia⁻¹); E_{can} = quantidade de evaporação de água livre nas copas (mm dia⁻¹); E_o = evapotranspiração potencial (mm dia⁻¹); $R_{int(i)}$ = quantidade inicial de água livre mantida nas copas (mm dia⁻¹); $R_{int(f)}$ = quantidade final de água livre mantida nas copas (mm dia⁻¹).

No modelo SWAT a quantidade de água evaporada do solo é estimada por funções exponenciais conforme a profundidade do solo e da quantidade de água. Dessa forma o SWAT divide a demanda evaporativa para as diferentes camadas de solo. A distribuição da profundidade utilizada para determinar a quantidade máxima de água que pode evaporar é calculada pela equação 59:

$$E_{soil,z} = E''_s * \frac{z}{z + \exp(2.374 - 0.00713 * z)} \quad (59)$$

Onde: $E_{soil,z}$ = demanda de evaporação na profundidade z (mm); E''_s = evaporação máxima da água no solo (mm dia⁻¹); z = profundidade da camada do solo a partir da superfície (mm).

Segundo Neitsch et al. (2011) os coeficientes desta equação foram selecionados de forma que 50% da demanda evaporativa é extraída dos 10mm

iniciais da camada de solo e que 95% da demanda evaporativa é extraída dos 100mm iniciais da camada de solo. Sendo assim a quantidade de demanda evaporativa para uma camada de solo é determinada pela diferença entre as demandas evaporativas calculadas nas camadas superiores e inferiores do perfil do solo.

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} \quad (60)$$

Onde $E_{soil,ly}$ = demanda evaporativa para a camada ly (mm H₂O); $E_{soil,zl}$ = demanda evaporativa na camada inferior do solo (mm H₂O); $E_{soil,zu}$ = demanda evaporativa na camada superior do solo (mm H₂O).

O modelo SWAT não permite uma camada diferente para compensar a incapacidade de uma outra camada atender sua demanda evaporativa. A demanda evaporativa não sendo atingida por uma camada pode resultar em redução real na evapotranspiração dentro de uma HRU.

Dessa forma um coeficiente de compensação denominado *esco* foi incorporado na equação 61 para permitir que o usuário modifique a distribuição em profundidade usada para atender a demanda evaporativa do solo, conforme a equação 61:

$$E_{soil,ly} = E_{soil,zl} - E_{soil,zu} * esco \quad (61)$$

Onde: *esco* = coeficiente de compensação da demanda evaporativa do solo.

Zhang e Wang (2014) comentam que uma das principais vantagens de usar o modelo SWAT é que ele permite aos pesquisadores considerar simultaneamente, processos hidrológicos ambientais, biológicos, bem como técnicas de manejo do solo com base em bancos de dados disponíveis, sendo assim, considerado muito flexível e fácil de usar. De acordo com Bonumá et

al. (2015) os resultados do SWAT fornecem pistas para identificar o local e magnitude dos processos erosivos. Os autores ressaltam que a obtenção de dados de boa qualidade (de elevação digital, do solo, uso e manejo do solo, e dados meteorológicos) são essenciais para resultados adequados no processo de modelagem.

2.4 Dinâmica de sedimentos em bacias hidrográficas

No Brasil, apesar de crescentes problemas associados à erosão hídrica e presença de sedimentos e poluentes nos rios, os estudos de identificação das fontes são poucos (BRITO, 2015). No que tange à problemática em relação a sedimentos, a realização de estudos hidrossedimentológicos apresenta-se como uma tarefa cada vez mais importante no gerenciamento de bacias hidrográficas, já que situações adversas decorrentes das transformações no ambiente podem acelerar a produção e o transporte dos mesmos e diminuir a vida útil dos corpos d'água (BRITO, 2015).

São diversas as fontes que contribuem para as cargas de sedimento que atravessam uma seção de curso d'água. Dentre eles incluem-se: material erodido do leito, aporte de sedimento devido ao escoamento superficial sobre os terrenos da bacia, incluindo-se as estradas, voçorocas e sulcos e pela ação de precipitações (BRITO, 2015). De acordo com Tucci (2000), os deslocamentos dos sedimentos carregados pelo escoamento superficial e outros processos acabam provocando a perda ou redistribuição pela bacia de consideráveis massas de solo, a ponto de alterar o ciclo hidrológico e afetar o uso, conservação e a gestão da bacia.

A produção de sedimentos em uma bacia hidrográfica reflete as seguintes variáveis: tipo de solo; formação geológica; topografia; cobertura e uso do solo; escoamento; hidrologia; rede de drenagem; características dos sedimentos (WILLIAMS, 1975). O comportamento de uma bacia em relação à sedimentação é muito variável, desde as partes mais altas até as planícies. De forma geral, por apresentarem maior velocidade do escoamento superficial, nas porções mais altas de uma bacia hidrográfica há maior erosão

e transporte de sedimentos. A erosão vai diminuindo da parte alta da bacia para a média, à medida que as declividades decrescem, tendo assim menor velocidade do escoamento superficial, bem como, as chuvas se tornam menos intensas fora das regiões montanhosas (CARVALHO, 2008).

O conhecimento sobre a transferência de sedimentos da bacia vertente até o canal fluvial necessita de investigação constante, visto que o desequilíbrio dos processos sedimentares em um rio pode ocasionar o aumento da ocorrência de enchentes, reduzir a vida útil dos reservatórios, prejudicar a prática da navegação e elevar os custos de tratamento de água (MINELLA et al., 2011). O conhecimento da dinâmica do processo erosivo na escala de bacias é de fundamental relevância para o gerenciamento dos recursos hídricos. Neste sentido, os modelos hidrossedimentológicos distribuídos auxiliam no entendimento de peculiaridades que individualizam ou particularizam áreas semelhantes dentro daquela maior que é estudada (SANTOS et al., 2014).

A análise temporal e espacial da produção de sedimentos também é útil para a modelagem da erosão e da produção de sedimentos em bacias. Tal análise é essencial para as práticas de gestão da água, especificamente identificação de áreas críticas de erosão e fonte de produção de sedimentos. Vários métodos de previsão de erosão e produção de sedimentos têm sido utilizados, nenhum dos quais se pode presumir que seja aplicável a todas as condições possíveis, porque todos os métodos têm vantagens e limitações (DURU, 2015).

A erosão a montante gera uma deposição excessiva ao reservatório resultando em assoreamento das tomadas d'água, o que diminui sua capacidade de armazenamento de água e, conseqüentemente, acaba por ter sua vida útil reduzida (ZANIN, 2015; BATISTA, 2016). Represas presentes na bacia atuam como uma “armadilha” para sedimentos, pois causam a redução das velocidades das correntes dos cursos d'água, formado pela barragem, que tem suas seções transversais aumentadas, criando assim condições favoráveis à deposição de sedimentos tanto de partículas maiores, como seixos e areia,

como também partículas de tamanho menor, como silte e argila. Além disso, pode ser esperado um maior risco de eutrofização no reservatório por causa do aumento da descarga de nutrientes e poluentes, que estão adsorvidos aos sedimentos e, devido à redução das velocidades do fluxo d'água, prolongam o tempo de residência no reservatório (BIEGER et al., 2012).

Neste contexto, é importante desenvolver estudos que visem o uso sustentável do solo e da água, a fim de mitigar os efeitos negativos dos processos erosivos.

2.4.1 Monitoramento hidrossedimentométrico

O monitoramento consiste na aquisição de dados ambientais em um determinado intervalo de tempo, a partir do qual podem ser obtidas séries temporais que permitam conhecer o comportamento dos parâmetros hidrológicos e da descarga de sedimentos em uma bacia hidrográfica. Para os processos hidrossedimentológicos, os parâmetros que se buscam monitorar são a precipitação, a vazão do rio e a concentração de sedimentos em suspensão, sendo o intervalo de tempo entre os dados medidos relacionado com o tamanho e as características físicas que influenciam a determinação do tempo de concentração da bacia (DURÃES, 2013).

A determinação da descarga sólida, ou seja, a quantidade de sedimentos que passam em uma seção transversal por unidade de tempo é o principal objetivo da amostragem de sedimento. A quantificação da vazão sólida presente em um rio é o passo inicial para prevenir e controlar os problemas causados pela deposição de sedimentos (CHELLA et al., 2005).

A descarga sólida total pode ser dividida em descarga sólida de leito e descarga sólida em suspensão (SANTOS et al., 2001).

A quantificação do aporte de sedimentos em um fluxo d'água pode ser feita de forma direta ou indireta.

De forma indireta, os equipamentos utilizados para tais coletas podem ser divididos em três categorias, que são:

a) amostradores instantâneos: coletam um volume de água/sedimento pelo fechamento instantâneo por meio de dispositivos nas extremidades do recipiente, como, por exemplo, garrafa de van Dorn;

b) amostradores por integração: acumulam no recipiente a mistura água/sedimento em certo tempo pela retirada do fluxo ambiente através de um pequeno bico ou bocal. Podem ser pontuais ou integradores na vertical, como, por exemplo, os amostradores da série AMS-1, AMS-2 e AMS-3;

c) amostradores por bombeamento: retiram a mistura água/sedimento através de um orifício pela ação de bombeamento. Podem ser pontuais ou integradores na vertical, como o amostrador ISCO.

De maneira direta, o advento de novas tecnologias tem possibilitado substituir os métodos tradicionais de medição. Com instrumentos e métodos alternativos que produzem dados contínuos e de menor custo, como, por exemplo, a estimativa da concentração de sólidos em suspensão (CSS) com o uso do turbidímetro, apresenta como principal vantagem a aquisição contínua de dados e o baixo custo operacional, conforme reportam Minella et al. (2009).

Um dos procedimentos disponíveis na literatura e que podem ser utilizados dentro de um nível de incerteza admissível para a determinação da quantidade de sedimentos em um curso d' água é o emprego de curvas chave de sedimentos, que correlacionam a vazão líquida à vazão sólida. Quando se dispõe de dados de vazão em períodos contínuos de tempo, a curva chave pode ser utilizada para estimar a concentração de sedimentos nos cursos d' água e, assim, também obter uma série contínua de sedimentos necessários para a avaliação da qualidade de determinados modelos hidrossedimentológicos em prever a produção de sedimentos. Porém, a grande dificuldade de trabalhar com curvas-chaves de sedimentos está relacionada à qualidade dos dados utilizados para a geração da curva (ROSA, 2016).

Durães (2013) comentam que para um melhor uso da curva-chave a coleta de amostras devem ser realizadas em períodos chuvosos e secos,

buscando nos períodos chuvosos uma maior frequência nas coletas, já que há diferenças sazonais e de evento para evento. Em relação à precipitação, esta variável pode ser registrada por pluviógrafos.

O uso de curva chave de sedimento é necessário quando os dados diários de vazão são disponíveis e os de sedimentos não o são. A existência da curva permite, assim, um cálculo aproximado de dados diários de sedimento e da descarga sólida média anual. A extrapolação dos dados para anos não observados é pouco aceitável, mas usual (CARVALHO, 2008).

As alterações na produção de água e sedimentos em uma bacia hidrográfica, em função das ações antrópicas, nem sempre podem ser quantificadas devido à falta de monitoramento e à deficiência de medições de vazão líquida e sólida. Assim, é importante ter em mente que o sucesso da modelagem e da simulação depende da qualidade do monitoramento e que não há nenhum bom modelo sem o uso de dados obtidos em campo do fenômeno monitorado (LELIS, 2011).

2.5 Modelagem hidrossedimentológica

No SWAT, a produção de sedimentos gerados pelo escoamento superficial é estimada para cada HRU através da Equação Universal de Perda de Solo Modificada - MUSLE (WILLIAMS, 1975), levando-se em consideração o comportamento do escoamento nas vertentes e no canal (Equação 62). Para simulação do volume e da velocidade da água no canal, o modelo SWAT utiliza a equação de Manning e o tempo de propagação é computado pela divisão do comprimento do canal pela velocidade (NEITSCH et al., 2011).

$$Sed = 11.8 * (Q_{surf} * q_{peak} * area_{hru})^{0.56} * K_{USLE} * C_{USLE} * P_{USLE} * LS_{USLE} * CFRG \quad (62)$$

Onde Sed é a produção de sedimento (ton), Q_{surf} é a volume de escoamento superficial (mm), q_{peak} é a taxa de escoamento de pico (m^3/s), $area_{hru}$ é a área de drenagem da HRU (ha), K_{USLE} é a fator de erodibilidade do solo da USLE, C_{USLE} é o fator de uso e manejo do solo da USLE, P_{USLE} é a fator de práticas conservacionistas da USLE, LS_{USLE} é a fator topográfico da USLE, $CFRG$ é o fator de fragmento grosseiro.

Para o cálculo do fato de cobertura e manejo do solo o SWAT utiliza a equação proposta por Wischmeier e Smith (1978), conforme equação 63:

$$C_{USLE} = \exp \left(\left[\ln(0.8) - \ln \left(C_{USLE, mn} \right) \right] \exp \left[-0.00115 * rsd_{surf} \right] + \ln \left[C_{USLE, mn} \right] \right) * 66 \quad (63)$$

Onde C_{USLE} = fator de cobertura e manejo do solo; $C_{USLE, mn}$ = valor mínimo para o fator de cobertura e manejo do solo; rsd_{surf} = quantidade de resíduo na superfície do solo ($kg \cdot ha^{-1}$).

O fator de práticas conservacionistas (P_{USLE}), representa o efeito de práticas conservacionistas como plantio em nível, terraceamento e plantio em faixas na erosão do solo, expressando a relação entre a perda de solo com determinada prática conservacionista e a correspondente perda quando a cultura está implantada no sentido do declive (morro abaixo). Wischmeier e Smith (1978) apresentaram tabelas relacionando a declividade, comprimento de rampa, largura de terraços com o P_{USLE} . O SWAT adota essa metodologia para adotar um valor. Um exemplo das tabelas utilizadas no modelo SWAT para estimativa do fato de práticas conservacionistas pode ser visualizado nas Tabelas 1 e 2.

Tabela 1: Fator de práticas conservacionistas PUSLE em função da declividade.

Declividade (%)	P _{USLE}	Comprimento máximo (m)
1 a 2	0.6	122
3 a 5	0.5	91
6 a 8	0.5	61
9 a 12	0.6	37
13 a 16	0.7	24
17 a 20	0.8	18
21 a 25	0.8	15

Fonte: Adaptado de Neitsch et al. (2011).

Tabela 2: Fator de práticas conservacionistas PUSLE em função da largura da faixa de plantio e declividade.

Declividade (%)	P _{USLE}			Largura da faixa (m)	Comprimento Máximo (m)
	A	B	C		
1 a 2	0.30	0.45	0.60	40	244
3 a 5	0.25	0.38	0.50	30	183
6 a 8	0.25	0.38	0.50	30	122
9 a 12	0.30	0.45	0.60	24	73
13 a 16	0.35	0.52	0.70	24	49
17 a 20	0.40	0.60	0.80	18	37
21 a 25	0.45	0.60	0.90	15	30

OBS: A, B C são práticas de manejo da cultura, detalhes em Wischmeier & Smith (1978). Fonte: Adaptado de Neitsch et al. (2011).

O modelo SWAT estima o fator topográfico (LS_{USLE}) pela equação 64:

$$LS_{USLE} = \left(\frac{L_{hill}}{22.1} \right)^m * \left(65.41 * \text{sen}^2(\alpha_{hill}) + 4.56 * \text{sen} \alpha_{hill} + 0.065 \right) \quad (64)$$

Onde LS_{USLE} = fator topográfico; L_{hill} = comprimento do declive (m); m = fator exponencial; α_{hill} = ângulo da encosta.

O termo exponencial (m) é calculado pela equação 65:

$$m = 0.6 * (1 - \exp[-35.835 * slp]) \quad (65)$$

E a declividade média na sub-bacia é calculada pela equação 66:

$$slp = \tan \alpha_{hill} \quad (66)$$

Fator de Fragmentação Esparsa (CFRG) é calculado através da seguinte equação 67:

$$CFRG = \exp(-0.053 * rock) \quad (67)$$

Onde: rock = representa a fração da área de afloramento rochoso (%).

Além do escoamento superficial direto o SWAT considera que o escoamento lateral e o subterrâneo contribuem para a carga de sedimentos na calha principal da bacia. A quantidade de sedimentos fornecido pelo escoamento lateral e pelo escoamento base é calculada pela equação 68:

$$sed_{lat} = \frac{(Q_{lat} + Q_{gw}) * area_{hru} * conc_{sed}}{100} \quad (68)$$

Onde sed_{lat} = quantidade de sedimentos carregados pelo escoamento lateral e base (ton); $conc_{sed}$ = concentração de sedimentos no escoamento lateral e base em um dado dia ($mg.L^{-1}$).

A concentração de sedimentos é obtida a partir da produção de sedimentos, o que corresponde ao fluxo de volume dentro do canal, num determinado dia. O transporte de sedimentos no canal é controlado pela

utilização simultânea de dois processos: deposição e erosão produzida no canal pela força do escoamento. Para a deposição no canal ou erosão no canal ocorrer vai depende das cargas de sedimentos das áreas a montante e da capacidade de transporte na rede de canais. Se a carga de sedimentos em um segmento de canal é maior do que a sua capacidade de transporte de sedimentos, a deposição será o processo dominante. Caso contrário, a erosão do canal ocorre ao longo do segmento de canal (NEITSCH et al., 2011).

A quantidade máxima de sedimentos que pode ser transportada em um segmento é função da velocidade de pico do canal, dada pela Equação 69.

$$v_{ch,pk} = \frac{q_{ch,pk}}{A_{ch}} \quad (69)$$

Onde $q_{ch,pk}$: vazão de pico (m^3/s); A_{ch} : área da sessão do canal (m^2).

Desta forma, a quantidade máxima de sedimentos que pode ser transportada na sessão é aquela apresentada na Equação 70.

$$conc_{sed,ch,mx} = c_{sp} v_{ch,pk}^{spexp} \quad (70)$$

Onde c_{sp} : coeficiente definido pelo usuário; $v_{ch,pk}$: velocidade de pico do canal (m^2/s); $spexp$: expoente definido pelo usuário.

Se a concentração máxima de sedimentos calculada pela formulação acima for maior que a concentração de sedimentos no início do processo, a degradação é um processo dominante, sendo esta expressa em toneladas, como pode-se observar na Equação 71.

$$sed_{dg} = (conc_{sed,ch,mx} - conc_{sed,ch,i}) V_{ch} k_{ch} c_{ch} \quad (71)$$

Onde $conc_{sed, ch, mx}$: Concentração de sedimento máxima calculada; $conc_{sed, ch, i}$: Concentração de sedimento no início; V_{ch} : volume (m^3); k_{ch} : fator de erodibilidade; c_{ch} : fator de cobertura.

Depois de calculado o sedimento depositado e degradado é possível determinar o sedimento suspenso no final do processo, pela forma apresentada na Equação 72.

$$sed_{ch} = sed_{ch, i} - sed_{dep} + sed_{deg} \quad (72)$$

Onde sed_{ch} : sedimento suspenso; $sed_{ch, i}$: sedimento suspenso no início do processo; sed_{dep} : sedimento depositado; sed_{deg} : sedimento degradado.

Por fim, a quantidade de sedimento que sai do trecho do canal é estimada com uso da seguinte equação 73:

$$sed_{out} = sed_{ch} * \frac{V_{out}}{V_{ch}} \quad (73)$$

Onde sed_{out} : concentração de sedimentos que sai do trecho (t); V_{out} : volume de água que sai no intervalo de tempo (m^3); e V_{ch} : volume de água no trecho (m^3).

Uma vez que o SWAT simula a produção de sedimentos para cada sub-bacia, ele também apresenta a resposta desta modelagem segregada. Essa capacidade de resposta do modelo possibilita tomada de decisões diferenciadas dentro de uma mesma bacia hidrográfica, através da identificação de áreas onde os processos erosivos ou de contaminação ambiental sejam mais ativos (UZEIKA et al., 2012). Essa resposta do modelo favorece a tomada de decisões com medidas locais e mais eficientes, pois atingem a fonte do problema, bem como, facilita o planejamento e gestão ambiental uma vez que permite a previsão da produção e transporte de

sedimentos quantitativamente no tempo e no espaço (ANDRIOLO et al., 2008).

Assim, além de tornar possível a quantificação de sedimentos em uma bacia hidrográfica, o modelo deve fornecer um resultado razoável com a realidade daquela bacia (BRITO, 2015). Dessa forma, para Moriasi et al. (2012) são necessárias a calibração e validação dos modelos hidrológicos antes da sua utilização em pesquisas e/ou aplicação em situações reais. Ressaltando-se que para a calibração e validação destes modelos é fundamental o monitoramento das fontes de sedimentos e da vazão na área em estudo.

Rosa (2016) comentam que o grande desafio para a modelagem hidrossedimentológica em bacias hidrográficas está contido na complexa interação entre as variáveis interferentes no ciclo hidrossedimentológico, necessitando de grandes quantidades de dados para representar todos os seus processos.

2.6 Análise de sensibilidade, calibração, validação e análise de incertezas

Em versões anteriores do SWAT a análise de sensibilidade e a calibração eram realizadas apenas no ArcSWAT, já as versões mais recentes contam com um programa acessório para realizar essas análises, o qual se chama SWAT-CUP (ABBASPOUR et al., 2004; Abbaspour et al., 2007). O uso do SWAT-CUP tem se intensificado pelo conjunto de processamentos que ele é capaz de realizar (ARNOLD et al., 2012). Zhang et al. (2009) comentam que a utilização de algoritmos de otimização para calibração, semi-automática e automática dos parâmetros, em modelos hidrológicos está se tornando cada vez mais comum. A utilização do SWAT-CUP para calibração dos parâmetros torna mais rápido e prático o ajuste entre os dados estimados pelo SWAT e os dados observados (FUKUNAGA, 2012).

O SWAT-CUP é um programa autônomo desenvolvido para avaliação do SWAT, é um software gratuito que integra cinco diferentes algoritmos de otimização: GLUE “Generalized Likelihood Uncertainty Estimation”, ParaSol “Parameter Solution”, SUFI-2 “Sequential Uncertainty Fitting”, MCMC “Markov chain Monte Carlo” e, PSO “Particle Swarm Optimization” (Zhang et al. 2015). Esses algoritmos realizam as análises de sensibilidade, calibração, validação e análise de incertezas (ABBASPOUR et al., 2004; Abbaspour et al., 2007). Entre eles, o algoritmo SUFI-2 destaca-se pela sua capacidade de contabilizar todas as fontes de incerteza sobre as faixas de parâmetros, tais como a incerteza nas variáveis de condução (por exemplo, pluviosidade), modelo conceitual, parâmetros e dados medidos. (Mello et al., 2016).

De acordo com Arnold et al. (2012), o primeiro passo para a calibração e validação dos processos modelados pelo SWAT é a determinação dos parâmetros mais sensíveis para a bacia em questão. A quantidade excessiva de parâmetros é um problema conhecido em modelos hidrológicos, especialmente em modelos distribuídos e semi-distribuídos (BRIGHENTI et al., 2016), dessa forma é importante a utilização de métodos para reduzir o número de parâmetros no processo de calibração, o que pode ser feito pela análise de sensibilidade (VAN GRIENSVEN et al., 2006). O usuário pode determinar quais variáveis devem ser ajustadas de acordo com sua experiência ou através de uma análise de sensibilidade automática. Através da análise de sensibilidade pode-se identificar os parâmetros mais sensíveis e quais os que devem receber mais atenção no processo de calibração, o que resulta na obtenção de simulações mais eficientes (ROSSI et al., 2008).

O segundo passo é o processo de calibração em si. A calibração é um esforço para melhorar os parâmetros e adequá-los às condições simuladas, reduzindo assim as incertezas do modelo. A calibração de um modelo hidrológico consiste na determinação dos parâmetros do modelo que melhor representem o comportamento hidrológico do sistema (COLLISHONN, 2001), ou seja, a calibração consiste da etapa de se ajustar os valores dos seus

parâmetros à bacia em estudo, tendo-se como base, valores das variáveis em questão, especialmente a vazão e carga de sedimentos, observados. Além disso, é necessário determinar valores iniciais para os parâmetros, os quais servem como ponto de partida para a calibração (BRIGHENTI et al., 2016), devendo ser respeitada a faixa de variação física inerente a cada parâmetro (COLLISHONN, 2001).

De maneira geral, o processo de calibração pode ser realizado de forma manual, por tentativa e erro; ou por forma semiautomática e automática, que utilizam métodos matemáticos de otimização, algoritmos e funções objetivo, para calcular as diferenças entre os valores observados e simulados (COLLISHONN, 2001).

Finalizado a calibração do modelo, deve-se, de acordo com Arnold et al. (2012), iniciar o processo de validação do modelo calibrado. A validação é o reprocessamento da simulação realizada na calibração usando um período de dados diferentes como dados de entrada sem mudar nenhum parâmetro anteriormente ajustado.

Indicadores estatísticos são a forma mais comum para a avaliação da capacidade preditiva de um modelo hidrológico, os quais possibilitam a análise da qualidade de uma simulação através da medida de aderência entre dados observados e simulados. De acordo com Arnold et al. (2012) e Moriasi et al. (2007) as estatísticas mais comumente utilizadas para avaliar a qualidade da calibração e validação de modelos hidrológicos são coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) (NASH; SUTCLIFFE, 1970) e o percentual de viés das vazões simuladas em relação às observadas (P_{BIAS}) (GUPTA et al., 1999).

Moriasi et al. (2007) realizaram uma revisão detalhada sobre as técnicas de avaliação estatística utilizadas em pesquisa de aplicabilidade do modelo SWAT. De acordo com esse estudo, dentre as técnicas com melhor desempenho destacaram-se o C_{NS} e o P_{BIAS} . Os autores destacam duas razões principais pelas quais o C_{NS} é recomendável para a avaliação do desempenho do modelo: é recomendado para o uso pela American Society of Civil

Engineers (ASCE, 1993); é comumente utilizado em todo o mundo, o que fornece extensas informações sobre seus valores. Para o P_{BIAS} , os autores também destacam algumas vantagens: durante anos secos e úmidos, o valor do P_{BIAS} , tende a variar entre os diferentes períodos de auto-calibração, o método é muito utilizado quando se pretende avaliar a eficiência da calibração e validação de modelos hidrológicos; tem uso comum na avaliação de erros no balanço hídrico e; capacidade de identificar o baixo desempenho do modelo.

Na calibração "estocástico", reconhecemos os erros e incertezas em nosso trabalho de modelagem e tentamos capturar, até certo ponto, nossa ignorância e falta de compreensão dos processos em sistemas naturais (ABBASPOUR, 2015). Há uma relação íntima entre calibração e incerteza (ABBASPOUR et al., 2015). Uma análise com o modelo calibrado deve incluir a incerteza no resultado, propagando as incertezas dos parâmetros (ABBASPOUR, 2015).

A filosofia da modelagem atual requer que modelos sejam descritos transparentemente e, que a calibração, a validação, a análise sensibilidade e de incertezas sejam realizadas rotineiramente como parte do trabalho de modelagem. Como a calibração é "condicional " (isto é, condicionada sobre a estrutura do modelo, os dados de entrada do modelo, suposições do analista, algoritmo de calibração, dados de calibração, etc.) e não é determinado unicamente, a análise de incerteza é essencial para avaliar a performance de um modelo calibrado (ABBASPOUR et al., 2015).

Dessa forma, complementarmente às estatísticas comumente utilizadas em modelos hidrológicos, como C_{NS} e P_{BIAS} , também é importante avaliar as incertezas envolvidas no processo de simulação. Para isso faz-se uso de algoritmos de otimização, como por exemplo o SUFI-2.

As principais fontes de incertezas descritas são incerteza nos dados de entrada, incerteza nos parâmetros do modelo (variabilidade espacial no clima, uso do solo), incerteza nos dados de saída (CAO et al., 2006; ABBASPOUR, 2015). Em SUFI-2, a incerteza dos parâmetros, expresso em faixas, é

responsável por todas as possíveis fontes de incertezas. A propagação das incertezas nos parâmetros leva a incertezas nas variáveis de saída do modelo, as quais são expressas como as distribuições de probabilidade de 5%. Estes são calculados ao nível de 2,5% e 97,5% da distribuição cumulativa de uma variável de saída gerado pela propagação das incertezas dos parâmetros utilizando amostragem aleatória Latin Hypercube (LH). Isto é referido como a incerteza de predição de 95%, ou 95PPU. Estas 95PPUs são as saídas do modelo em uma abordagem de calibração estocástica. É importante perceber que não temos um único sinal que representa a saída do modelo, mas sim um envelope de boas soluções expressas pelo 95PPU, gerado por determinadas faixas de parâmetro (ABBASPOUR, 2015).

Para quantificar a eficiência da calibração e a análise de incerteza, expressa em 95PPU, e observação expressa como um único sinal (com algum erro associado a ele) são utilizados dois índices: P-factor e R-factor. O P-factor é a percentagem de dados observados delimitados pela banda 95PPU, e varia de 0 a 1. O valor 1 indica 100% de escalonamento dos dados medidos dentro do modelo de predição de incerteza (ou seja, uma simulação perfeita do modelo tendo em conta a incerteza). R-factor, por outro lado, é a largura média da banda dividida pelo desvio padrão dos dados medidos, ou seja, é a espessura média do intervalo 95PPU (ABBASPOUR et al., 2004; ABBASPOUR et al., 2007; ROUHOLAHNEJAD et al., 2012).

No SUFI2, tenta-se obter valores razoáveis desses dois fatores, P-factor e R-factor. Enquanto o ideal seria capturar a maioria dos dados observados no envelope 95PPU, teria que, ao mesmo tempo ter um pequeno envelope. Não existem números rígidos que estes dois fatores deveriam ter, semelhante ao fato de não existir números rígidos para R^2 ou coeficiente de Nash-Sutcliffe (C_{NS}). Por isso, muitas vezes um equilíbrio entre os dois valores deve ser atingido. Quando os valores aceitáveis de R-factor e P-factor são alcançados, as incertezas dos parâmetros são os intervalos gerados. Para P-factor, sugere-se um valor > 0.7 , e para o R-factor < 1.5 . Para sedimentos,

um P-factor com valor menor e um R-factor com valor maior é aceitável (ABBASPOUR, 2015; ABBASPOUR et al., 2015).

Em resumo, o algoritmo SUFI-2 realiza o mapeamento de todas as incertezas (parâmetro, modelo conceitual, dados de entrada, etc) e os parâmetros que norteiam as simulações dos processos hidrológicos e hidrossedimentológicos, variam conforme o procedimento que busca capturar o máximo de dados observados para no interior da banda de incerteza de predição (95PPU) (ROCHA, 2013). A banda (faixa) que representa as incertezas do modelo (95PPU) é o resultado do intervalo utilizado nos parâmetros, dessa quanto mais se reduz os intervalos dos parâmetros ao longo do processo de calibração, mais estreita será essa faixa.

O conceito por trás da análise de incerteza do algoritmo SUFI-2 está representado graficamente na Figura 1. A figura ilustra que um valor de único parâmetro (mostrado pelo ponto) leva a uma única resposta no modelo (Fig. 1a), enquanto que se a propagação de incerteza ocorrer em um parâmetro (mostrado por uma linha) conduz a banda de 95PPU ilustrada pela região sombreada na Fig. 1b. À medida que aumenta a incerteza dos parâmetros (Fig. 1c), a incerteza de saída também aumenta. Se os parâmetros chegarem no máximo dos seus limites físicos a banda 95PPU não irá suportar a resposta observada, então, nessa situação, o modelo deve ser reavaliado (Fig. 1d) (ABBASPOUR, 2015; ROCHA, 2013).

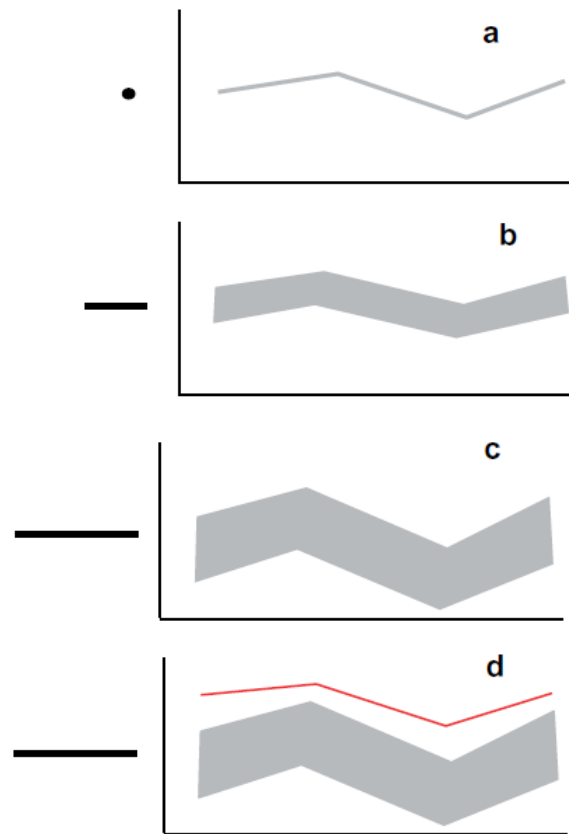


Figura 1: Ilustração da relação entre a incerteza do parâmetro e previsão de incerteza. Fonte: Obtido de Abbaspour (2015).

Ao final da calibração no SWAT-CUP, o software apresenta uma análise onde são plotados os dados observados com a banda 95PPU e o output considerado pelo algoritmo de otimização com o melhor ajuste, chamado de “best simulation”. Além disso, é fornecido um sumário estatístico que resume as relações R-factor, P-factor, C_{NS} e P_{BIAS} entre outros estimados pelo modelo.

REFERÊNCIAS

ABBASPOUR, K. C. **SWAT-CUP: SWAT Calibration and Uncertainty Programs - A User Manual**. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, EAWAG. 2015. 100 p.

ABBASPOUR, K. C.; JOHNSON, C. A.; GENUCHTEN, M. T. V. Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. **Vadose Zone Journal**, McLean, v.3, n.4, p.1340-1352, 2004.

ABBASPOUR, K. C. et al. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. **Journal of Hydrology**, London, v.333, p.413-430, 2007.

ADRIOLO, M. V. et al. Calibração do modelo SWAT para a produção e transporte de sedimentos. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO SOBRE PEQUENAS E MÉDIAS CENTRAIS HIDRELÉTRICAS, 6., 2008, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: CBDB, 2008.

ANDRADE, M. A.; MELLO, C. R.; BESKOW, S. Simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica representativa dos Latossolos na região Alto Rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, Campina Grande, v.17, n.1, p.69-76, jan. 2013.

ARNOLD, J. G. et al. Large area hydrologic modeling and assessment part I: model development. **Journal of the American Water Resources Association**, Illinois, v. 34, n. 3, p. 73-89, Feb. 1998.

ARNOLD, J.G. et al. SWAT: model use, calibration, and validation. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.55, n.4, p.1491-1508. 2012.

ARNOLD, J. G.; ALLEN, P. M.; BERNHARDT, G. A comprehensive surfacegroundwater flow model. **Journal of Hydrology**, Amsterdam, v. 142, n. 1, p. 47-69, Jan. 1993.

ASCE. Criteria for evaluation of watershed models. **Journal of Irrigation and Drainage Engineering**, Delaware, v.119, n.3, p.429-442. 1993.

BATISTA, P.V.G. **Modelagem da erosão hídrica e métodos de interpolação de batimetria fluvial na bacia do alto Rio Grande (MG)**. 2016. 107p. Dissertação (Mestrado em Ciência do Solo) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2016.

BEASLEY, D. B.; HUGGINS, L. F.; MONKEY, E. J. ANSWERS: A model for watershed planning, **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.23, p.938–944. 1980.

BIEGER, K., HÖRMANN, G.; FOHRER, N. Simulation of streamflow and sediment with the SWAT model in a data scarce catchment in the Three Gorges Region, China. **Journal of Environmental Quality**, Madison, v.43, p.37-45. 2012.

BORDAS, M. P.; SEMMELMANN, F. R. **Elementos de engenharia de sedimentos**. In: TUCCI, C. E. M. (Org). Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: EDUSP. p.915-943, 1993.

BRESSIANI, D. A. et al. A review of SWAT (Soil and Water Assessment Tool) applications in Brazil: challenges and prospects. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, Beijing, v.8, n.3, p.9-35, 2015.

BRIGHENTI, T.M.; BONUMA, N.B.; CHAFFE, P.L.B. Calibração hierárquica do modelo SWAT em uma bacia hidrográfica Catarinense. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v.21, n.1, p.53-64, 2016.

BRITO, E. **Estimativa da produção de sedimentos da bacia do rio Santa Maria da Vitória – Espírito Santo através do modelo matemático Soil And Water Assessment Tool (SWAT)**. 2015. 98p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – Universidade Federal do Espírito Santo, Espírito Santo, 2015.

CAO, W. et al. Multi-variable and multi-site calibration and validation of SWAT in a large mountainous catchment with high spatial variability. **Hydrological Processes**, Chichester, v. 20, p.1057–1073, 2006.

CARVALHO, N. O. **Hidrossedimentologia prática**. 2. ed. Rio de Janeiro: CPRM, 2008.

CIBIN, R. et al. Application of distributed hydrological models for predictions in ungauged basins: a method to quantify predictive uncertainty. **Hydrological Processes**, v.27, p.1-13, 2013.

CHELLA, M. R.; FERNANDES C. V. S.; FERMIANO G. A.; FILL H. D.; Avaliação do transporte de sedimentos no Rio Barigui. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v.10, n.03, p.105-111, 2005.

CHISCI, G.; MORGAN, R.P.C. 1988. **Modelling soil erosion by water: why and how**. In Morgan, R.P.C. and Rickson, R.J. (eds), Erosion assessment and modelling, pp. 121-146, Commission of the European Communities Report No. EUR 10860 EN.

COLLISHONN, W. **Simulação hidrológica de grandes bacias**. 2001. 194 p. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2001.

CURI, N.; CHAGAS, C.S.; GIAROLA, N.F.B. 1994. **Distinção de ambientes agrícolas e relação solo-pastagens nos Campos da Mantiqueira (MG)**. In: CARVALHO, M.M.; EVANGELISTA, A.R.; CURI, N., eds. Desenvolvimento de pastagens na zona fisiográfica Campos das Vertentes - MG. Lavras: ESAL/Embrapa, 21-43.

DURÃES, M.F. **Desenvolvimento do índice de perturbação hidrossedimentológica: aplicação nas bacias hidrográficas dos rios Paraopeba e Sapucaí, MG**. 2013. 225p. Tese (Tese em Recursos Hídricos em Sistemas Agrícolas) – Universidade Federal de Lavras, Lavras, 2013.

DURU, U. **Modeling sediment yield and deposition using the swat model: a case study of Cubuk I and Cubuk II reservoirs, Turkey**. 2015. 176p. Dissertation. Colorado State University. 2015.

FERNANDES, J.G. **Estimativa de vazão e produção de sedimentos na bacia hidrográfica do Rio São Francisco, utilizando o modelo SWAT**. 2015. 225p. Tese (Tese em Geografia) – Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 2015.

FERNANDES, J. G.; GALVINCIO, J. D.; FREIRE, M. B. G. S. O Modelo SWAT e suas Possibilidades de Aplicações em APL Agrícolas. **Revista Brasileira de Geografia Física**, n. 01, p. 115-126, 2012.

FOSTER, G. R. et al. Estimating erosion and sediment yield on field-sized areas. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.24, p.1253-1263, 1981.
FUKUNAGA, D. C. **Estimação de vazão em bacias hidrográficas do sul do Espírito Santo**. 2012. 108 f. Dissertação (Mestrado em Ciências Florestais) - Universidade Federal do Espírito Santo, Jerônimo Monteiro, 2012.

GASSMAN P.W. et al. The soil and water assessment tool: Historical development, applications, and future research directions. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.50, n.4, p.1211-1250, 2007.

JEBARI, S.; BERNDTSSON, R.; OLSSON, J.; BAHRI, A. Soil erosion estimation based on rainfall disaggregation. **Journal of Hydrology**, v.436, p.102-110, 2012.

LELIS, T. A. **Modelagem do escoamento superficial e perda de solo na bacia do Ribeirão São Bartolomeu, Zona da Mata de Minas Gerais, utilizando o simulador SWAT**. 2011. 178p. Tese (Tese em Engenharia Civil) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2011.

LELIS, T. A.; CALIJURI, M. L. Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica na região sudeste do Brasil, utilizando o SWAT. **Revista Ambiente & Água**, Taubaté, v.5, n.2, p.158-174, 2010.

MELO NETO, J.O. et al. Simulação Hidrológica Escalar com o Modelo SWAT. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, Porto Alegre, v.19, n.1, p.177-188, Jan./Mar. 2014.

MINELLA, J. P. G. et al. Turbidimetria e a estimativa da concentração de sedimentos em suspensão. In: IDE, C. N.; VAL, L. A. A. do; RIBEIRO, M. L. (Ed.). **Produção de sedimentos e seus impactos ambientais, sociais e econômicos**. Campo Grande: Oeste, 2009. p. 95-112.

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

MORIASI, D.N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.50, n.3, p.885-900. 2007.

MORIASI, D. N.; WILSON, B. N.; DOUGLAS-MANKIN, K. R.; ARNOLD, J. G. e GOWDA, P. H. Hydrologic and Water Quality Models: Use, Calibration and Validations. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.55. n.4, p.1241-1247, 2012.

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

NATURAL RESOURCES CONSERVATION SERVICE SOIL SURVEY STAFF. **National soil survey handbook**. Washington, 1996. 22 p.

NEARING, M. A. et al. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project technology. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.32, p.1587-1593. 1989.

NEITSCH, S.L. et al. **Soil and water assessment tool: theoretical documentation - version 2009**. SERVICE., G-S. A. W. R. L. - A. R. Texas - USA. 2011. 647p.

PAIM, J.B.; MENEZES, J.T. Estimativa do balanço sedimentar da bacia do rio Tijucas (SC - Brasil) a partir da aplicação do modelo hidrológico SWAT. **Revista Geográfica Acadêmica**, Roraima, v.3, n.2, p.5-14, 2009.

PINTO, D. B. F. et al. Application of the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) for sediment transport simulation at headwater watershed in Minas Gerais state, Brazil. **Transactions of the ASABE**, St. Joseph, v.56, n.2, p.697-709, 2013.

ROSA, D.R.Q. **Modelagem hidrossedimentológica na bacia hidrográfica do Rio Pomba utilizando o SWAT**. 2016. 178p. Tese (Tese em Engenharia Agrícola) – Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2016.

ROSSI, C. G. et al. Hydrologic calibration and validation of the Soil and Water Assessment Tool for the Leon River watershed. **Journal of Soil and Water Conservation**, Ankeny, v.63, n.6, p.533-541, nov./dec. 2008.

ROUHOLAHNEJAD, E. et al. A parallelization framework for calibration of hydrological models.

Environmental Modelling & Software, v. 31, p. 28-36, may, 2012.

SAMPAIO, L.F. et al. Review of Soil Degradation in the Region of Nazareno, Minas Gerais: Brazil. **Engineering Geology for Society and Territory**, Switzerland: Springer International, v.5, p.433-437. 2015.

SANTOS, I.; FILL, H. D.; SUGAI M. R.; BUBA, H.; KISHI, R. T.; MARONE, E.; LAUTERT, L. F. **Hidrometria aplicada**. Curitiba: CEHPAR, 2001.

SANTOS, J.Y.G.; SILVA, R.M.; SANTOS, C.A.G. Aplicação do modelo SWAT para a estimativa da produção de sedimentos na bacia do Rio Tapacurá, Pernambuco. XI Encontro Nacional de Engenharia de Sedimentos. **Conference Paper**, dez. 2014.

SLOAN, P. G. et al. **Modeling surface and subsurface storm flow on steeply sloping forested watersheds**. Lexington: University of Kentucky, 1983. 122 p. (Report, 142).

TUCCI, C. E. M. Hidrologia: ciência e aplicação. 2. ed. Porto Alegre: Editora Universidade. 2000.

TUCCI, C. E. M. **Modelos hidrológicos**. 2. ed. Porto Alegre: ABRH, 2005. 678 p.

UZEIKA, T. et al. Use of the swat model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, Viçosa, v.36, n.2, p.558-566, mar./abr. 2012.

VAN GRIENSVEN, A. et al. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. **Journal of Hydrology**, London, v. 304, n. 1, p. 10-23, 2006.

WILLIAMS, J.R. Sediment routing for agricultural watersheds. **Water Resources Bulletin**, v.11, n.5, p.965-974. 1975.

ZANIN, P.R. **Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica com reservatórios**. 2015. 211p. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) - Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, 2015.

ZHANG, J. et al. The comparative study of multi-site uncertainty evaluation method based on swat model. **Hydrological Processes**, v.29, n.13, p.2994-3009, 2015.

ZHANG, S.H.; LIU, Y.; WANG, T.W. How land use change contributes to reducing soil erosion in the Jialing River Basin, China. **Agricultural Water Management**, Elsevier, v.133, p.65-73, 2014.

ZHANG, X.; SRINIVASAN, R; ZHAO, K.; LIEW, V. M. Evaluation of global optimization algorithms for parameter calibration of a computationally intensive hydrologic model. **Hydrological Processes**, v.23, n.3, p.430-441, 2009.

SEGUNDA PARTE – ARTIGOS**ARTIGO 1 - Hydrological simulation as subside for management of surface water resources at the Mortes River Basin****Simulação hidrológica como subsídio para a gestão dos recursos hídricos superficiais na Bacia do Rio das Mortes**

Artigo elaborado de acordo com as normas da Revista Ciência e Agrotecnologia (versão publicada)

Eliete Nazaré Eduardo¹, Carlos Rogério de Mello², Marcelo Ribeiro Viola²,
Phillip Ray Owens³, Nilton Curi¹

¹Universidade Federal de Lavras/UFLA, Departamento de Ciência do Solo/DCS, Lavras, MG, Brazil

²Universidade Federal de Lavras/UFLA, Departamento de Engenharia/DEG, Lavras, MG, Brazil

³Purdue University, Department of Agronomy, West Lafayette, Indiana, United States of America

ABSTRACT

Hydrological models are tools which describe processes and allow predicting the results of making management decisions, and are an important water resource management tool, especially for small-sized watersheds. This work had as an objective to test different calibration strategies and apply the SWAT model for hydrological simulation of the Mortes River Basin, MG. We

evaluated 6 fluviometric stations, with drainage areas between 272 and 6070 km² for purposes of water resource management. The evaluation of model performance was conducted by using Nash-Sutcliffe coefficients (CNS) and percent bias (PBIAS). The results obtained from the statistic indices applied in the analysis of model performance qualified the SWAT hydrological model to be adequate for streamflow simulation in the Mortes River Basin. The adopted strategies attest to the applicability of this model as a management tool for water resources planning for other small-sized watersheds lacking detailed data, in order to plan for rational water use.

Index terms: Environmental management; SWAT; drainage area; calibration.

RESUMO

Os modelos hidrológicos são ferramentas que descrevem processos e permitem antecipar as ocorrências e tomar decisões, dessa forma, apresentam-se como uma importante ferramenta de gestão dos recursos hídricos, principalmente no contexto de bacias hidrográficas de pequeno porte. Assim, objetivou-se com este trabalho abordar diferentes estratégias de calibração e teste do modelo SWAT na simulação hidrológica da bacia hidrográfica do Rio das Mortes, MG. Foram avaliados 6 postos fluviométricos, com área de drenagem entre 272 e 6.070 km², para fins de gestão dos recursos hídricos. A avaliação do desempenho do modelo foi realizada usando os coeficientes de Nash-Sutcliffe (C_{NS}) e percentual de viés (P_{BIAS}). Os resultados obtidos dos índices estatísticos aplicados na análise de desempenho do modelo, qualificam o modelo hidrológico SWAT como adequado na simulação da vazão para a bacia hidrográfica do Rio das Mortes. As estratégias adotadas atestaram a aplicabilidade do modelo como ferramenta de gestão e planejamento dos recursos hídricos para bacias menores e sem dados, possibilitando o uso racional da água na bacia.

Termos para indexação: Gestão ambiental; SWAT; área de drenagem; calibração.

INTRODUCTION

The economic and technological development and accelerated population growth have generated a series of conflicts over natural resources, with water use being the most common of these. The recent problems of water supply and the increasing pressure of occupation and degradation of river basins have generated research demands regarding changes in the hydrological dynamics of basins.

Understanding water dynamics in a basin is of fundamental importance for water resource planning and management programs. According to its behavior, it can be assessed if the basin is either in balance or in the degradation process (Pinto et al., 2013).

Knowledge of the interrelationships associated with natural phenomena involving the hydrologic cycle has enabled the development of mathematical models that describe the water dynamics in natural ecosystems. Recently, the detailing of the physical characteristics by the linkage with geoprocessing and remote sensing techniques has led to improved modeling of hydrologic systems. In this context, hydrological models of conceptual and distributed bases present themselves as an important tool for water resource management, with the possibility of applying them for streamflow forecasting, assessment of climate change scenarios, soil use and studies on water availability (Viola et al., 2012), among others.

Among the numerous models that have been used for basin planning and management, the SWAT model, (acronym for “Soil and Water Assessment Tool”) stands out as a commonly used model (Arnold et al., 1998). The model was developed by the Agricultural Research Service (USDA-ARS) and by Texas A&M University. It is a public domain tool designed to predict the impact of soil management practices, sediment and agrochemicals upon basins (Neitsch et al., 2011).

SWAT is one of the hydrological models most widely used in the world (Piniewski; Okruszko, 2011), being accepted internationally as a robust

and versatile model of basins (Bressiani et al, 2015a). In Brazil, some studies were conducted by applying SWAT as a tool for hydrological studies, highlighting: Paim and Menezes (2009), in the state of Santa Catarina; Andrade, Mello and Beskow (2013), Durães, Mello and Naghettini (2011), Lelis and Calijuri (2010), Lelis et al. (2012), Melo Neto et al. (2014), Pinto et al. (2013), and Rodrigues et al. (2015), all in the state of Minas Gerais; Lessa et al. (2013), Galharte, Villela and Crestana (2014), in the state of São Paulo; Aragão et al. (2013), in the state of Sergipe; Fukunaga et al. (2015), and Pereira et al. (2014) in the state of Espírito Santo; Bonumá et al. (2015) in the state of Rio Grande do Sul; and Bressiani et al. (2015b) in the state of Ceará. These studies have shown satisfactory results for SWAT use as a tool in hydrologic simulations, aiming at the multiple daily demands of water resource management.

The ability of a hydrological model to simulate the hydrological cycle in a basin is evaluated through both calibration and validation processes (White; Chaubey, 2005). These processes are critical since the models present a number of uncertainties involved in a phenomenon as complex as the hydrologic cycle.

The calibration of a hydrological model for a basin has been commonly developed by applying data from a single fluviometric station. This is inevitable in a region where there is only one station, or even in small-sized basins. However, as the hydrologic variables (such as streamflow) have elevated temporal and spatial variabilities, the development of the modeling with data from only one station may not be able to adequately characterize the phenomenon in time and space in a basin (Noor et al., 2014). Thus, some studies have been conducted comparing the calibration of a single station with that of a set of stations (Piniewski; Okruszko, 2011; Noor et al, 2014).

Due to the shortage of information of the hydrometric network for water resource management studies in the state of Minas Gerais, the need for studies of the behavior of streamflow is warranted. These studies may allow improving existing fluviometric information, by extrapolating results to sites

which possess data either insufficient or inexistent, as is often the case of basins with small-sized drainage areas located in upstream regions. Viola et al. (2009) pointed out that hydrological models can be useful for better management of water resources, especially in the context of small-sized basin. According to Soares et al. (2010), the determination of the water availability in small basins, generally, devoid of streamflow measurements, constitutes a major problem in the application of the water resource management instruments.

In this case, there is a demand for studies on calibration strategies of hydrological models that can provide information for planning and management of water resources, especially for smaller basins and without data.

The Mortes River Basin is characterized by various mining projects, metallurgical activities and industrialization. The Mortes River represents one of the most important tributaries of the Grande River; its source is in the Mantiqueira range, near the city of Barbacena and the river mouth ends at the Funil Dam - Funil Hydroelectric Power Plant reservoir (FHPP). The relief presents itself is rolling and with significant extents already compromised by agricultural use, by mining activities and the presence of gullies and rills (Curi; Chagas; Giarola, 1994) which present great sediment production potential.

This study was conducted to address different calibration strategies for the SWAT model in the hydrologic simulation of the Mortes River Basin, MG, by evaluating 6 fluviometric stations with drainage areas between 272 and 6070 km² for water resource management purposes.

MATERIAL AND METHODS

Study area

The Mortes River Basin (MRB) is located in the southeastern region of the State of Minas Gerais, Brazil (Figure 1). The MRB presents a 6070 km²

drainage area, it lies upstream to the Funil Hydroelectric Power Plant reservoir (FHPP).

The basin under study possesses the climate types Cwb and Cwa, according to the Köppen classification, characterized by mild and humid summers and cold and dry winters, with annual average temperature of 18 °C and annual average rainfall of around 1500 mm.

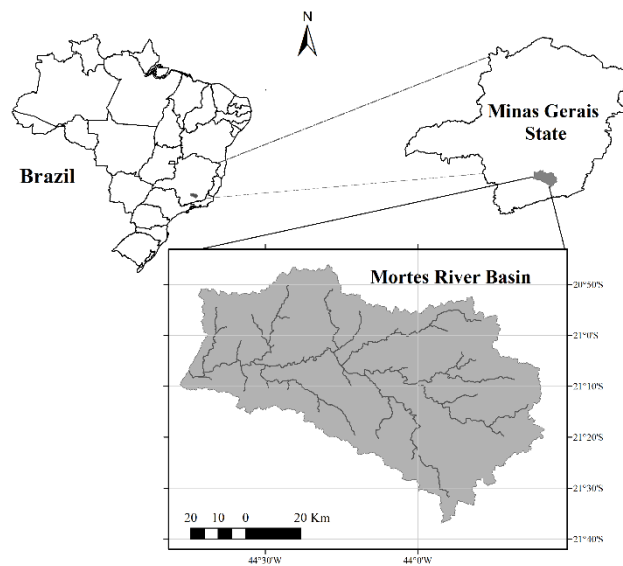


Figure 1: Geographical localization of the Mortes River Basin.

The SWAT model

The model “Soil and Water Assessment Tool” (SWAT) (Arnold et al., 1998) has been applied in many studies worldwide, especially in research related to water balance, soil management, transport of sediments, nutrients and pesticides, water quality, climate change and land use. SWAT is a semi-distributed model, continuous in time, and capable of simulation over long periods of time (Neitsch et al., 2011; Gassman et al., 2007). In simulation, the basin is divided into sub-basins, which are then subdivided into hydrologic

response units (HRU). Each HRU represents a homogeneous combination of characteristics of land use, soil type and slope classes (Neitsch et al., 2011). In this study, the version of SWAT2012 was utilized, through the ArcGIS 10.2 software interface, named ArcSWAT2012.

For application of the model, a hydrometeorological database with daily-time step was developed. It was acquired from the Hydrological Information System of the National Water Agency (ANA), rainfall and pluviometric historical series (HIDROWEB, 2014), in addition to the records of the INMET station meteorological elements (BDMEP, 2014) presented in (Figure 2a and Table 1).

Table 1: Basic information of the utilized stations.

Code	Name	Type of station	Observation period
83689	Barbacena	Weather	1993-2005
2044050	São Tiago	Pluviometric	1993-2005
2143005	Campolide	Pluviometric	1993-2005
2143006	Barroso	Pluviometric	1993-2005
2143008	Ibertioga	Pluviometric	1993-2005
2143009	Usina Barbacena	Pluviometric	1993-2005
2144000	Bom Sucesso	Pluviometric	1993-2005
2144002	Porto Tiradentes	Pluviometric	1993-2005
2144009	Porto do Elvas	Pluviometric	1993-2005
2144020	Usina de São João Del Rei (SJDR)	Pluviometric	1993-2005
2144023	Ibituruna	Pluviometric	1993-2005
2144024	Vila do Rio das Mortes	Pluviometric	1993-2005
61135000	Ibituruna	Fluviometric	1993-2005
61115000	Usina SJDR	Fluviometric	1993-2000
61105000	Porto do Elvas	Fluviometric	1993-2000
61122000	Vila do Rio das Mortes	Fluviometric	1993-2000
61090000	Barroso	Fluviometric	1993-2000
61085000	Campolide	Fluviometric	1993-2000

For hydrologic modeling of the basin, SWAT requires a set of information such as: a digital terrain model (DEM), map of land use and soil cover and a soil class map. In addition, it is also necessary to feed the model with meteorological data such as rainfall, solar radiation, wind speed, relative humidity and maximum and minimum temperatures (Figure 2).

Vector topographic maps of the Systematic Mapping at the scale of 1:50,000 provided by the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE) were used for the DEM. Such maps were interpolated to generate the DEM allowing generating a regular grid with a spatial resolution of 30 vs. 30 m, this was the resolution used in the study. To obtain the DEM, these interpolation procedures were performed from tools available in ArcGIS 10.2 software interface. The altitude in the basin ranges from 842 to 1,387 m (Figure 2b).

The soil map was obtained from the soil survey available in UFV-CETEC-UFLA-FEAM (2010), in the scale of 1: 650,000. In the basin, the classes of Latosol soil occur in 45.1% of the area, Cambisol in 38.2% of the area; Argisol in 15.4% of the area; rocky outcrop in 0.7% of the area and Neosol in 0.6% of the area (Figure 2c).

For the soil use and cover mapping, images from the OLI sensor (Operational Land Imager) aboard the Landsat 8 satellite from 2013, with a spatial resolution of 30 meters and temporal passing every 16 days (Figure 2d) were utilized. The adopted classification method was object-oriented classification which aimed to split the image into homogeneous regions through its spectral and spatial attributes, followed by classification of these objects split into established land cover classes.

For modeling, the runoff curve number method (SCS-CN) for representation of the direct surface runoff process and the Penman-Monteith method for evapotranspiration were selected (Neitsch et al., 2011).

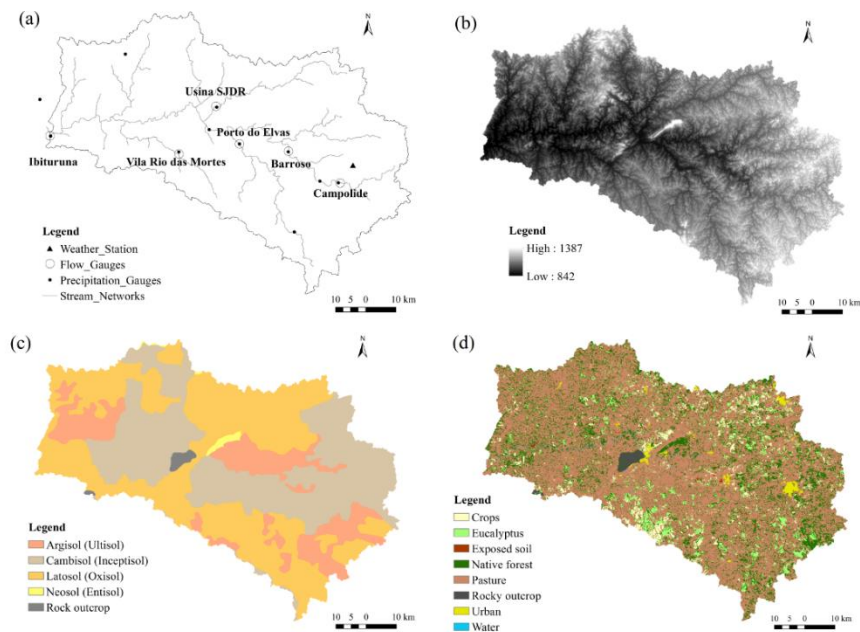


Figure 2: Hydroclimatologic monitoring stations (a), digital elevation model (b), soils map (c) and land use and soil cover map (d) of the MRB for the application of the SWAT model.

Sensitivity, calibration, validation analyses and uncertainty analysis

The sensitivity, calibration and validation analyses and uncertainty analysis were carried out in SWAT-CUP version 5.1.6 software (Abbaspour, 2015) using the algorithm “Sequential Uncertainty Fitting Procedure” Ver. 2 (SUFI-2) (Abbaspour; Johnson; van Genuchten, 2004; Abbaspour et al., 2007). The sensitivity analysis of the SWAT model is conducted by means of the combination of the method of the Latin Hypercube sampling (LH) and of the One- Factor-At-a-Time structure (OAT) (van Griensven et al., 2006). The sensitivity analysis determines which are the parameters most important to a particular basin, which directs the set of parameters to be utilized in the subsequent calibration process. For this purpose, 16 parameters (Table 2) considered by the literature to be the most sensitive for streamflow simulation

were used (Abbaspour et al., 2007; Andrade; Mello; Beskow, 2013; Durães; Mello; Naghettini, 2011; Lelis et al., 2012; Melo Neto et al., 2014).

Table 2: Influent parameters in the streamflow simulating process by the SWAT and their initial values and final calibrated value.

Parameter	Description	Process	Initial value	Calibrated value
ESCO	Soil water evaporation compensation coefficient	Evapotranspiration	0.80	0.739
CN2	Initial curve-number for moisture conditions II	Surface runoff	55 to 92	-0.06%*
ALPHA_BF	Base flow recession coefficient (days)	Groundwater	0.048	0.004
GW_DELAY	Time interval for aquifer recharge (days)	Groundwater	31	68.15
GWQMN	Water limit in the shallow aquifer for occurrence of base flow (mmH ₂ O)	Groundwater	1000	1279
CANMX	Maximum amount of water intercepted by vegetation (mmH ₂ O)	Evapotranspiration	0	13.23
CH_K2	Effective hydraulic conductivity in the main channel (mm.h ⁻¹)	Transmission water losses	0	1.166
CH_N2	Manning's "n" value for the main channel	Surface runoff	0.014	0.299
EPCO	Water absorption coefficient by plants	Groundwater	1	0.103
GW_REVAP	Water rise coefficient to the saturated zone	Groundwater	0.02	0.048
REVAPMN	Soil water limit for occurrence of capillary rise to the saturated zone (mmH ₂ O)	Groundwater	750	1368
SOL_AWC	Available water capacity of the soil (mmH ₂ O.mmsoil ⁻¹)	Soil water	0.142 to 0.175	+0.005%*
SOL_K	Soil saturated hydraulic conductivity	Soil water	5.18 to 67.32	+0.024%*
SURLAG	Surface runoff delay coefficient (days)	Surface runoff	2	2.26
CH_N1	Manning's "n" value for the secondary channel	Surface runoff	0.014	0.264
CH_K1	Effective hydraulic conductivity in the tributary channel (mm.h ⁻¹)	Transmission water losses	0	3.06

*parameters altered based on their initial values varying percentages depending on the class, land use and soil layer referred.

The calibration procedure used all six fluviometric stations: Vila do Rio das Mortes (272 km²), Campolide (569 km²), Usina (SJDR) (643 km²), Porto do Elvas (828 km²), Barroso (1040 km²) and Ibituruna (6070 km²).

With the purpose of evaluating the SWAT performance as to the number of stations applied in calibration and respective drainage area (Da), different strategies for calibration and testing of the model were carried out:

1) Calibration (1993 to 2000) and validation (2001 to 2005) utilizing exclusively the fluviometric data from the Ibituruna station, which was near the outlet of the studied basin. Under this situation, the other five stations were utilized to test the capacity of the model to preview the runoff in upstream sub-basins, in the period of 1993 to 2000. The years of 1993 and 1994 were used as periods for warming up of the model since the early conditions for the model are unknown such as conditions of early moisture of the soil in the basin. Warming up period is utilized for, when beginning the simulation, so that the variables would be free of the influences of early starting conditions (Zhang et al., 2007).

In addition, our strategy, we compared the observed and simulated daily data to average streamflow, and the values of minimum and maximum streamflows for the calibration and validation period for the MRB.

2) Calibration considering all the available fluviometric stations.

3) Calibration considering each fluviometric station individually. It was aimed in this situation to compare the quality of the individual fit of each station, with the joint calibration expressed in item (2).

4) It was evaluated the quality of the calibration resulting the combination of different fluviometric stations according to their drainage area, in the period of 1993 to 2000. They were:

4.1) Calibration using two stations with largest area (Da = 6070 and 1040 km²): under this situation the other four stations were utilized to test the predictive capacity of the model in representing areas within smaller drainage areas;

4.2) Calibration based upon the station of largest drainage area ($Da = 6070 \text{ km}^2$) and smallest area ($Da = 272 \text{ km}^2$) and in this situation, a performance test of the model was conducted in the four monitored sections not employed in the calibration process;

5) Calibration considering only the data of the fluviometric station of smallest drainage area ($Da = 272 \text{ km}^2$). In this approach, the other five stations were utilized to test the predictive capacity of the model in representing areas with a larger drainage area.

The tests were conducted as follows: in each hydrologic simulation was considered a fluviometric station or the combination of stations in the calibration step. Once calibrated, the parameter values were applied to hydrologic simulation in other fluviometric stations. For each strategy calibration five iterations with 600 simulations each were performed. After each iteration, the sensitivity of the 16 parameters was determined, having as a criterion parameters presenting the value $p < 0.05$ were selected and had their ranges reduced for the next iteration. Such a procedure finds support in the fact that such parameters present greater sensitivity since values close to 0 indicate a high significance (Abbaspour, 2015).

For practical application of the strategies adopted, permanence curves were developed for the sub-sections of the sub-basins, having as a basis the best strategy tested.

To assess the quality of the model adjustment to the observed data, the Nash-Sutcliffe coefficient (C_{NS} - Equation 1) (Nash; Sutcliffe, 1970) and the percent bias of the simulated streamflow in relation to that observed (P_{BIAS} - Equation 2) were utilized (Gupta; Sorooshian; Yapo, 1999).

$$C_{NS} = 1 - \frac{\sum_{i=1}^n (Q_{OBSi} - Q_{SIMi})^2}{\sum_{i=1}^n (Q_{OBSi} - \bar{Q}_{OBS})^2} \quad (1)$$

$$P_{BIAS} = \left(\frac{\sum_{i=1}^n (Q_{OBSi} - Q_{SIMi})}{\sum_{i=1}^n (Q_{OBSi})} \right) \cdot 100 \quad (2)$$

Where, Q_{OBSi} and Q_{SIMi} corresponds to the observed and simulated streamflow, respectively, on day i ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), and \bar{Q}_{OBS} corresponds to the average observed streamflow, in ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$), and n corresponds to the number of events.

According to Zhang et al. (2007), the value of the Nash-Sutcliffe coefficient indicates the adjustment of simulated data to those observed on the straight 1: 1 line and can range from $-\infty$ to 1. To evaluate the C_{NS} performance, the criterion proposed by Moriasi et al. (2007) was adopted, which presents the following rating for this coefficient using a daily simulation step: $C_{NS} > 0.65$, the model is considered very good; $0.54 < C_{NS} < 0.65$, the model is considered good and between 0.50 and 0.54, satisfactory.

The P_{BIAS} measures the average trend of the simulated data to be either larger or smaller than their equivalents observed (Moriasi et al., 2007). The classification by Van Liew et al. (2007) was adopted to evaluate the accuracy of the model in application of SWAT using daily intervals. According to this criterion: $|P_{BIAS}| < 10\%$, very good; $10\% < |P_{BIAS}| < 15\%$, good; $15\% < |P_{BIAS}| < 25\%$, satisfactory and $|P_{BIAS}| > 25\%$, the model is inadequate.

In the SUFI-2 algorithm, the uncertainties of the input parameters are represented as uniform distributions, while the output uncertainties of the model are expressed as probability distributions of 95%. These are calculated at the 2.5% and 97.5% levels of the cumulative distribution of output variables obtained by the propagation of the uncertainties of the parameters using Latin Hypercube sampling (LH). This is referred to as the 95% prediction uncertainty, or 95PPU. These 95PPUs are the model outputs in a stochastic

calibration approach. It is important to realize that there is not a single signal representing model output, but rather an envelope with possible solutions expressed by 95PPU, generated by certain parameter ranges. The SUFI-2 starts by assuming a large parameter uncertainty, so that the measured data initially falls within the 95PPU. In sequence, decrease this uncertainty in steps until two rules are satisfied: (1) the 95% prediction uncertainty (95PPU) supports more than 90% of the measured data, and (2) the average distance between the upper part (at 97.5% level) and the lower part (at 2.5% level) is lesser than the standard deviation of the measured data (Abbaspour; Johnson; van Genuchten, 2004; Abbaspour et al., 2007).

To quantify the fit of the simulation, expressed at 95PPU and observation expressed as a single signal (with any errors associated with it), two statistics were used: P-factor and R-factor (Abbaspour; Johnson; van Genuchten, 2004; Abbaspour et al., 2007). The P-factor is the percentage of measured data involved by the result of the modeling, in other words, it is the 95PPU and varies from 0 to 1. The value 1 indicates 100% bracketing of the measured data within model prediction uncertainty (or being, a perfect model simulation considering the uncertainty). The R-factor, on the other hand, is the ratio of the average width of the 95PPU band by the standard deviation of the measured data, that is, the average thickness of the 95PPU band. For variable streamflow, values of P-factor > 0.7 and of R-factor of around 1 are recommended, considering thus the calibration as being adequate (Abbaspour, 2015, Abbaspour et al., 2007).

RESULTS AND DISCUSSION

Strategy 1: Behavior of the model at the Mortes River Basin

A tool used in the evaluation of the accuracy of hydrological models consists in analyzing visually the simulated hydrogram in relation to that observed. Figure 3 presents both the simulated and observed hydrograms and

the daily hietograms for the Mortes River Basin at Ibituruna (6070 km²) during calibration and validation periods, respectively. In general, the simulated streamflow adjusted well to the observed ones, i.e., the model managed to capture the frequent oscillations inherent to long-term continuous simulation.

In performing a visual analysis of the hydrograms, one realizes, in some situations, difficulty of simulating maximum streamflow. According to Pereira et al. (2014), streamflow peaks are naturally difficult to model, which is related to spatial and temporal representation problems of the most intense rains. Viola et al. (2009) add that the simulation step is another factor limiting to the simulation of the maximum streamflow events, since the sub-basins present reduced concentration time in relation to the main basin. This difficulty was also observed by other authors, with the SWAT model, such as Andrade, Mello and Beskow (2013), Durães, Mello and Naghettini (2011), Melo Neto et al. (2014), Pereira et al. (2014), and Pinto et al. (2013).

Another point that can be observed in the hydrographs is a relative difficulty for the model to represent the recession after events with peak streamflow. According to Melo Neto et al. (2014) this is because there is a delay of the model to represent the recession curve decay, simulating a greater volume in these periods compared to the observed series.

In Figure 3 are also presented the results of the precision statistics applied to evaluate the performance of the SWAT model in the hydrological simulation of the Mortes River Basin calibrated and validated exclusively with Ibituruna station streamflow data. By analyzing the values, we observed good results in all the evaluated parameters. For the results of the uncertainty analysis, good results were obtained for both factors, i.e. values of P-factor > 0.7 and values of R-factor close to 1. That set of values allows classifying calibration on the basis of that strategy as adequate (Abbaspour et al., 2007).

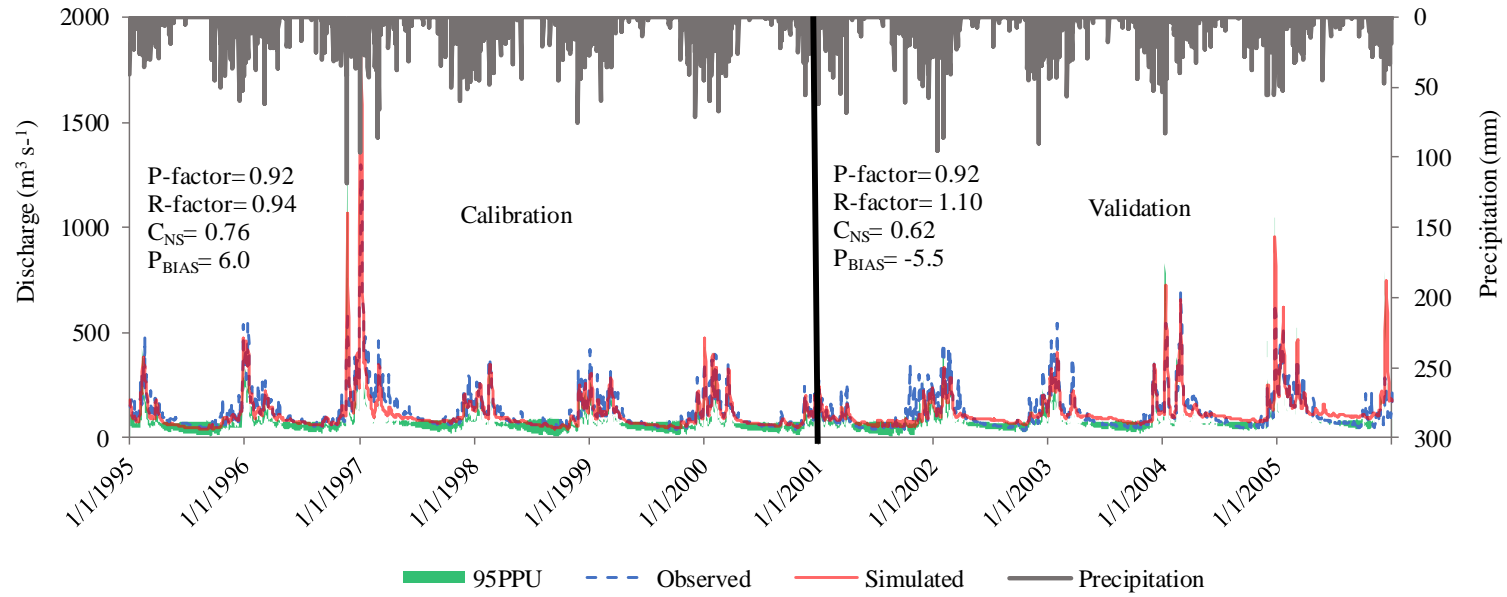


Figure 3: Daily observed and best simulated hydrographs and respective hyetographs, results of the precision statistics resulting from SWAT calibration and validation, and 95% prediction uncertainty (95PPU).

The values of the C_{NS} coefficient for the calibration step was 0.76, which is classified as very good and for the validation step, it was 0.62, which is classified as good, according to the classification by Moriasi et al. (2007) (Figure 3). It is usual for the statistical indices of the validation period to be inferior to the indices for the calibration period, since the values of the parameters are specifically optimized for the calibration period (Fukunaga et al., 2015; Lelis et al., 2012; Pinto et al., 2013). The validation period can present different conditions which cause the calibrated parameters to be different from the ideal (Fukunaga et al., 2015).

According to Durães, Mello and Naghettini (2011) the validation period of the simulation process is critical, allowing the definitive characterization of the applicability of the model. That happens due to the fact that in this phase the model is applied to a new database, considering the parameters obtained during the calibration period. Bonumá et al. (2015) points out that good validation results support the model's utility in predicting other situations such as alternative scenarios of soil use and management, future climates and generation of simulated historical series.

Thus, since the C_{NS} coefficient is the precision statistics most applied and important to hydrologic simulation, it can be concluded that the model will produce good results for this basin, proving an important tool for planning and management of surface water resources.

Analyzing the performance of the model based on the results of P_{BIAS} (Figure 3), the values found indicated an average underestimation of 6.0% of the streamflow in the calibration process and overestimation of 5.5% in the validation phase and these values being considered as very good according to the classification of Van Liew et al. (2007).

Durães, Mello and Naghettini (2011) evaluated the performance of the SWAT model in the hydrologic simulation of the Paraopeba River basin, MG, with 10,200 km² drainage area and obtained de C_{NS} values equal to 0.79, both in calibration and validation, the model being defined as appropriate and good. Melo Neto et al. (2014) evaluated the performance of the SWAT model in

estimating the streamflow in two basins with different spatial scales (32 km² and 4.7 km²) in the Upper Grande River region, south of Minas Gerais. The authors found C_{NS} values between 0.58 and 0.71 in the calibration phase and of 0.46 in the validation phase for mesoscale. By contrast, in the microscale, the model obtained inadequate performance with values of the statistical coefficients below the limits recommended in the literature.

Pereira et al. (2014) evaluated the performance of the SWAT model in the hydrologic simulation of a basin located in Domingos Martins town, ES, with 943 km² drainage area. The authors found C_{NS} values of 0.65 and 0.70 for the calibration and validation periods, respectively, which provides the basis for the model to be classified as satisfactory. Fukunaga et al., 2015 evaluated the SWAT capacity to model daily streamflow in the Itapemirim River basin, ES, with a 2237 km² drainage area. The authors found C_{NS} values of 0.75 and 0.67 for the calibration and validation periods, respectively, and concluded that SWAT hydrologic model provided satisfactory results to the streamflow simulation of in the studied basin.

In order to test the performance of the SWAT model calibrated with data of the Ibituruna fluviometric station, the simulation of the behavior of the upstream streamflow, data of the Usina (SJDR), Porto do Elvas, Vila do Rio das Mortes, Barroso and Campolide stations were used.

In Table 3 are presented the results of accuracy statistics obtained by the calibration based on strategy 1, i.e., simulation for upstream sub-basins with smaller drainage areas. The values obtained for the C_{NS} coefficient ranged from 0.28 (Porto Elvas station) to 0.50 (Barroso station), the latter being the only station with value of the C_{NS} coefficient classified as satisfactory.

As the C_{NS} coefficient is an important statistical index in the evaluation of hydrologic modeling, even though most of the stations have not presented C_{NS} values considered satisfactory, these values can provide a starting point to the future studies addressing upstream tests of the studied test section.

Table 3: Values of precision statistics obtained in the SWAT model performance test in the stations Usina (SJDR), Porto do Elvas, Vila do Rio das Mortes, Barroso, Campolide, using the parameters calibrated for the Ibituruna station.

Da*	Stations	C _{NS}	P _{BIAS}
272	Vila do Rio das Mortes	0.38	15.4
569	Campolide	0.45	42.7
643	Usina (SJDR)	0.35	-13.1
828	Porto do Elvas	0.28	-1.5
1040	Barroso	0.50	-1.3

*Drainage area in km²; C_{NS} - Nash-Sutcliffe coefficient; P_{BIAS} - percent bias

The differences observed between calculated and observed streamflow, i.e., the percent bias (P_{BIAS}) ranged from 42.7% (Campolide station) to -1.3% (Barroso station), indicating high underestimation of the model for the Campolide station and slight overestimation of the model at the Barroso and Porto dos Elvas stations (Table 3). According to the classification proposed by Van Liew et al. (2007), the model showed very good performance P_{BIAS} (< 10%) at the Barroso, Porto do Elvas stations; good (10 < P_{BIAS} < 15%) at Usina (SJDR); satisfactory 15% < |P_{BIAS}| < 25% in Vila do Rio das Mortes and non-satisfactory (P_{BIAS} ≥ 25%) at Campolide. These results, together with a satisfactory performance obtained with the statistical coefficient, allowed concluding that the model had an adequate performance upstream using the calibration data at the Barroso station.

Table 4 lists the comparison between observed and simulated daily data to average streamflow, and values of minimum and maximum streamflows for the calibration and validation period for the MRB. We can observe smaller errors for average streamflow, denoting an adequate quality of the hydrological model in the simulation for the MRB. Greater errors were found for the maximum and minimum streamflows, which are expected, keeping in mind that the main aim of this study was the streamflows continuous simulation. Results of the same quality were found by Pereira et al. (2014) and Viola et al. (2009).

Table 4: Comparison between observed (Obs.) and simulated (Sim.) daily data to average streamflow, and minimum and maximum values of streamflows for the MRB.

Period	Q _{ave} *			Q _{max}			Q _{min}		
	Obs.	Sim.	E.	Obs.	Sim.	E.	Obs.	Sim.	E.
Calib	123.6	116.1	6.1	1299	1888	45.3	40.2	39.2	2.5
Valid	120.3	126.9	5.5	692.4	959.1	38.5	35	52.9	51

*Q_{ave} = average streamflow (m³ s⁻¹); Q_{max} = maximum streamflow (m³ s⁻¹); Q_{min} = minimum streamflow (m³ s⁻¹); E = Error (%). Calibration, Validation.

Considering the results, it can be inferred that the parameters calibrated at the basin outlet may be used in future studies to represent the hydrological behavior of sub-basins, in the extent of the basin under study. This information is of importance to the management of water resources, especially in large basins and with a low density of fluviometric stations.

Strategies 2 and 3: Calibration considering all the stations jointly and individually

In Figure 4 are shown the results of the statistical accuracy obtained in the calibration of all the stations jointly, as well as of the individual calibration. Analyzing Figures 4a and b, it is observed, in general, for the results of the uncertainty analysis, a growing behavior of values P-factor and R-factor as a function of the drainage area of the stations, with the P-factor > 0.7. For the R-factor, the best fits were also obtained for the stations with a larger drainage area, that is, when the value of R-factor is close to 1, the calibration is regarded as appropriate (Abbaspour et al., 2007). The different results found reflect the uncertainties involved in modeling natural systems.

According to Abbaspour (2015) one of the greatest sources of error in the input data are the rainfall information, being especially relevant in areas with occurrence of convective or orographic precipitations, with high spatial and percent variability. According to Bouraoui et al. (2004), an inadequate representation of the required rainfall data or lack of rainfall collection stations in the basin makes it impossible to collect data that are spatially representative for this variable. According to Piniewski and Okruszko (2011), for use of the SWAT model on smaller spatial scales, which is an important demand of the water resource management, it is necessary to provide better input data and, in particular, use a monitoring network of the rainfall regime sufficiently detailed to describe the variability of rainfall events.

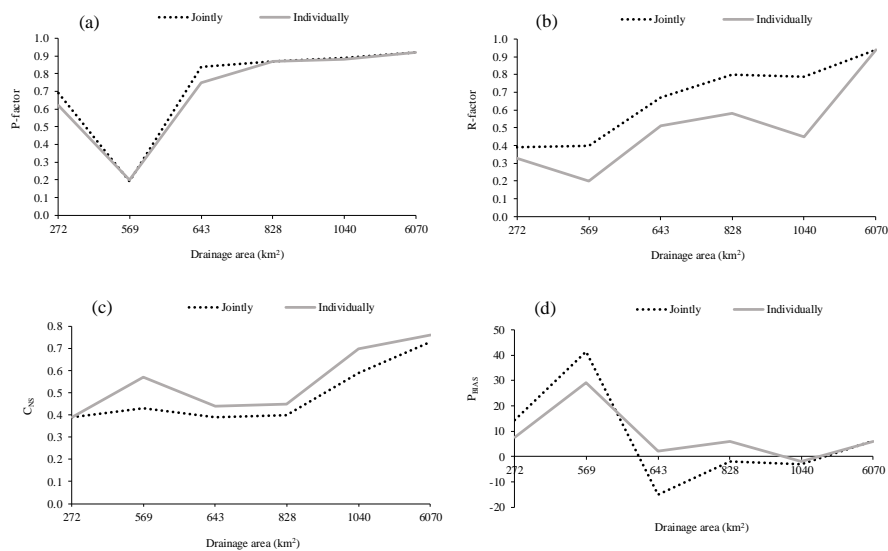


Figure 4: Graphical representation of the values of the precision statistics, P-factor (a), R-factor (b), C_{NS} - Nash- Sutcliffe coefficient (c), and P_{BIAS} - percent bias (d) obtained in the calibration considering all the fluviometric stations jointly and individually.

Figure 4c shows the graphical representation of the values of the C_{NS} coefficient of the calibration of all stations jointly with each individual calibrated station. Analyzing this figure, it can be seen that for both types of calibration, C_{NS} values showed an increasing behavior in function of the

drainage area of the evaluated stations. For calibration of the jointly stations, the C_{NS} values ranged from 0.39 to 0.73. For the Barroso station the C_{NS} values was 0.59 which is classified as good, and for the Ibituruna station, 0.73, which is classified as very good, according to criteria used in this study (Moriasi et al., 2007).

In the calibration based on individual stations, the Barroso station obtained a C_{NS} of 0.70, the Ibituruna station, 0.76, which are classified as very good. For the Campolide station we obtained a value of 0.57, which is classified as good (Figure 4c). Despite the C_{NS} value for the Campolide station having been satisfactory, when the other results of precision statistics are evaluated (P_{BIAS} , P-factor and R-factor), it is found that they are inadequate. Thus, this demonstrates the importance of evaluating the overall results, characterized by several statistical coefficients and uncertainty analysis, and not by an isolated precision statistical value. According to Abbaspour (2015) there is a close relationship between calibration and uncertainty, thus in studies involving stochastic calibration, the evaluation of this set of information is important.

Analyzing the percent bias (P_{BIAS}) for calibration of the stations jointly, it is observed that most of the stations were within the class values considered adequate, except for the Campolide station since it showed a value of 41.3%, a result that is considered inappropriate. For the Porto dos Elvas, Barroso and Ibituruna stations calibrations were classified as very good, that is, values of $|P_{BIAS}| < 10\%$. For the Usina (SJDR) and Vila do Rio das Mortes stations, calibration is classified as good, that is, values in the range of $10\% < |P_{BIAS}| < 15\%$ (Figure 4d). The stations (SJDR) and Mortes Rio Village calibration were classified as good, that is, values in the 10% range $< |P_{BIAS}| < 15\%$ (Figure 4d). For the station calibration individually, the same behavior for most stations was observed, except for the Campolide station which had a value of 29.2%, which was inadequate. For all other stations evaluated, calibration was classified as very good, that is, values of $|P_{BIAS}| < 10\%$ (Figure 4d).

Piniewski and Okruszko (2011) studied the behavior of the drainage area with regard to calibration and validation of 12 sub-basins ranging from 355 to 1,657 km², in a basin located in Northeastern Poland. For both evaluations, the authors concluded that the model was better in large basins and that the model should not be used for areas lesser than 600 km², under the conditions studied by the authors.

Thus, for the basin under study, it can be concluded that the calibration of fluviometric stations in an individual way, when compared with the calibration of the stations jointly resulted into a small gain in the quality of C_{NS} coefficient adjustment for all drainage areas. In summary, for the basin under study, the SWAT model performed better in the calibration of the station in an individual mode than for calibration of the stations jointly.

Noor et al. (2014) evaluated the calibration performance of a station compared with the calibration of several stations inside the same basin in Iran with drainage areas ranging from 805 to 48 km². The authors concluded that the calibration based on a single station and based on several stations generated acceptable de C_{NS} values.

According to Daggupati et al. (2015) use of a single location to calibrate large basins can result in calibrated parameters that represent the mean of the characteristics in the basin as a whole or present a combination of over or underestimated values that result into poor spatial accuracy within the basins. This may be undesirable for simulations of larger basins that are more spatially heterogeneous.

Therefore, when working with large basins it becomes important to use more than one fluviometric station in the calibration process to assess whether the use of one or more stations results in differences in the performance of the simulation.

Strategy 4: SWAT performance associated with the number of stations applied in the calibration and respective drainage areas

Aiming to evaluate the performance of SWAT as to the number of fluviometric stations applied in the calibration and respective basins we conducted combinations of fluviometric sections for calibration and model testing. The sections of Ibituruna, Barroso and Vila Rio das Mortes were considered for the calibration. While the other fluviometric stations in the basin were used to test the model's performance.

The results are shown in Figure 5 where it can be seen that the model is sensitive to the settings analyzed. When comparing the results obtained from the jointly calibration of the two stations with larger drainage areas (Ibituruna $Da = 6070 \text{ km}^2$ and Barroso 1040 km^2) with the combination of the stations including larger and smaller drainage area (Ibituruna $Da = 6070 \text{ km}^2$ and Vila do Rio das Mortes $Da = 272$), it was observed by the C_{NS} coefficient values that there was a gain in the fit quality for the other stations. This was especially noticeable for the Porto do Elvas (828 km^2) and Barroso (1040 km^2), which presented C_{NS} values of 0.45 and 0.69, respectively. That shows that the model presents a good predictive ability for smaller drainage areas, when combining the larger drainage area stations in the calibration process.

Still analyzing Figure 5, it is observed by the results obtained that the SWAT model presents difficulty of simulation smaller drainage areas. According to Piniewski and Okruszko (2011) some of the possible reasons that can explain this performance of the model are that in small upstream basins, the local rainfall response is very fast, while in downstream basins, the largest streamflow results in smoother hydrographs, the smaller the catchment area, more errors in the input data such as rainfall, land use, in other words, the spatial heterogeneity becomes smaller and that super- and under-estimation of streamflow in small upstream basins may do averaging in the downstream basin. Uzeika et al. (2012) also report that the main limitation of

SWAT to represent the variables in daily time scale is related to short and fast rain events, which occur in small basins.

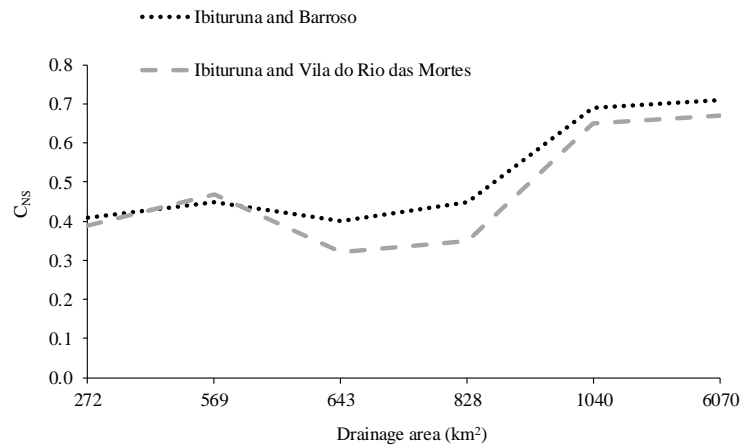


Figure 5: Graphical representation of the values of Nash Coefficient (C_{NS}) obtained in the evaluation of the calibration and test of the SWAT model in function of the drainage area of the stations.

Considering the importance of managing water resources inside a basin, we can highlight the results obtained when combining stations with larger drainage areas. These analyses are important, especially considering the Brazilian conditions, where there is a lack of information of the hydrometric network many times, with insufficient or no data, as in the case of basins with small drainage areas, located in upstream regions. Fukunaga et al. (2015) pointed out that SWAT hydrological model is a useful tool to be applied to simulate streamflow for tropical basins under low availability of environmental data, especially meteorological data.

Strategies 5: Calibration considering the station of smallest drainage area

Aiming to evaluate the predictive capacity of SWAT in representing areas with larger drainage area, we proceeded using the calibration of the Vila

do Rio das Mortes station, which presents the smallest drainage area of the basin ($Da = 272 \text{ km}^2$). The other fluviometric stations present in the basin were utilized to test the performance of the model.

Calibration with the station with the smallest drainage area resulted in good performance of the model, which can be noticed by values of the CNS coefficient obtained, for the Campolide, Barroso and Ibituruna stations, which presented values of CNS coefficient of 0.50, 0.61 and 0.65 respectively, being classified as “satisfactory” for the first station and as “good” for other two. These results show that the model presents good predictive capacity to represent areas with larger drainage areas, therefore, a potential tool for management, even when the calibration basin is smaller, as in this case. The others stations presented the following values of C_{NS} coefficient: Vila do Rio das Mortes 0.39; Usina (SJDR) 0.29; and Porto do Elvas 0.28.

Development of the permanence curves

The curve of permanence provides the frequency with which determined streamflow is exceeded, having as the main functionality a determination of minimum streamflow of reference for a location, for water resource management (Viola et al., 2012).

In order to demonstrate the applicability of the work for water management purposes, permanence curves of streamflow for the sub-basins studied were developed, using strategy 4.1 as a basis which was the one which presented the best performance of the model, when associated with the two stations with the larger drainage area of the basin. A reference value often extracted from this curve is the $Q_{90\%}$, which represents the streamflow surpassed or equaled by 90% of the time. For the curves presented in Figure 6, the simulated values of $Q_{90\%}$ were of 1.68, 2.02, 4.04, 7.47 and 6.90 $\text{m}^3 \text{ s}^{-1}$ for the Vila do Rio das Mortes, Campolide, Usina (SJDR), Porto do Elvas and Barroso sub-basins, respectively. In addition, we presented the values of

Q90% for Ibituruna station, 56.3 and 53.94 $\text{m}^3 \text{s}^{-1}$ respectively for the observed and simulated period.

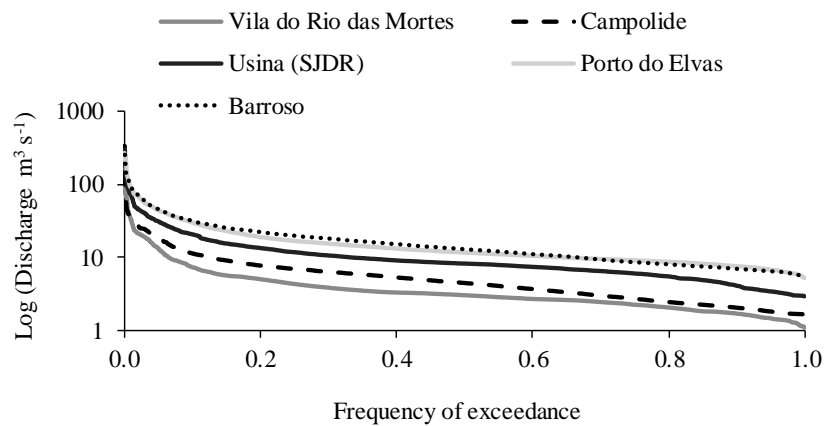


Figure 6: Permanence curves simulated by SWAT for the Mortes River sub-basins.

Andrade, Mello and Beskow (2013) showed that when it comes to the estimate of reference streamflow for a location there is a series of limitations for small basins, since the availability of hydrological data of streamflow is limited or practically inexistent at this scale in Brazil.

For Fukunaga et al. (2015) the SWAT model has the potential to be used as a useful tool for water resource management, especially when applied to two of the most important instruments of Brazilian water resource policy which are the concession of water resource use rights and charging for the use of water resources.

In that way, the results obtained in this work demonstrate the importance of the development of methodologies which seek to give support for water resource management, highlighting its need in small basins without data.

CONCLUSIONS

The results obtained from the statistical indices applied in the model performance analysis found the hydrological SWAT model as appropriate for the simulation of the streamflow in the Mortes River basin. The SWAT model was sensitive to the size of the drainage area, showing good results when combining the larger drainage area stations in the calibration process. The adopted strategies confirmed the applicability of the model as a management and planning tool of water resources for smaller basins without data. The use of the SWAT model in the Mortes River basin can provide a better understanding of hydrological processes and can provide support for planning and decision making related to water resource management, especially for smaller basins without data, enabling the rational use of water in the basin.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank the CAPES Foundation for the Ph.D. sandwich scholarship of the first author at Purdue University. The authors also thank CNPq, FAPEMIG, UFLA and Purdue University for the necessary support.

REFERENCES

ABBASPOUR, K. C. **SWAT-CUP: SWAT Calibration and Uncertainty Programs** - A User Manual. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, EAWAG. 2015. 100 p.

ABBASPOUR, K. C.; JOHNSON, C. A.; GENUCHTEN, M. T. V. Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. **Vadose Zone Journal**, 3(4):1340-1352, 2004.

ABBASPOUR, K. C. et al. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. **Journal of Hydrology**, 333:413-430, 2007.

ANDRADE, M. A.; MELLO, C. R.; BESKOW, S. Simulação hidrológica em uma bacia hidrográfica representativa dos Latossolos na região Alto Rio Grande, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 17(1):69-76, 2013.

ARAGÃO, R. de et al. Análise de sensibilidade dos parâmetros do modelo SWAT e simulação dos processos hidrossedimentológicos em uma bacia no agreste nordestino. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 37:1091-102, 2013.

ARNOLD, J. G. et al. Large area hydrologic modeling and assessment: part I. Model development. **Journal of the American Water Resources Association**, 34(1):73-89, 1998.

BDMEP: **Banco de dados**, 2014. Available in: <<http://www.inmet.gov.br/projetos/rede/pesquisa/>>. Access in: May, 12, 2014.

BONUMÁ, N. B. et al. Modeling surface hydrology, soil erosion, nutrient transport, and future scenarios with the ecohydrological swat model in brazilian watersheds and river basins. In: NASCIMENTO, C.W.A. do. et al. **Tópicos em ciência do solo**. Viçosa, MG, Sociedade Brasileira de Ciência do Solo, 9:241-290, 2015.

BOURAOUI, F. et al. Impact of climate change on the water cycled and nutrient losses in a Finnish catchment. **Climatic Change**, 66(1):109-126, 2004.

BRESSIANI, D. A. et al. A review of SWAT (Soil and Water Assessment Tool) applications in Brazil: challenges and prospects. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, 8(3):9-35, 2015a.

BRESSIANI, D. A. et al. Effects of different spatial and temporal weather data resolutions on the streamflow modeling of a semi-arid basin, Northeast Brazil. **International Journal of Agricultural and Biological Engineering**, 8(3):125-139, 2015b.

CURI, N.; CHAGAS, C. S.; GIAROLA, N. F. B. Distinção de ambientes agrícolas e relação solo-pastagens nos Campos da Mantiqueira (MG). In: CARVALHO, M. M.; EVANGELISTA, A. R.; CURI, N. **Desenvolvimento de pastagens na zona fisiográfica Campos das Vertentes -MG**. Coronel Pacheco, Embrapa Gado de Leite, 1994. 127p.

DAGGUPATI, P. et al. Impact of model development, calibration and validation decisions on hydrological simulations in West Lake Erie Basin. **Hydrological Processes**, 29(26):5307-5320, 2015.

DURÃES, M. F.; MELLO, C. R.; NAGHETTINI, M. Applicability of the SWAT model for hydrologic simulation in Paraopeba River Basin, MG. **Cerne**, 17(4):481-488, 2011.

FUKUNAGA, D. C. et al. Application of the SWAT hydrologic model to a tropical watershed at Brazil. **Catena**, 125:206-213, 2015.

UFV-CETEC-UFLA-FEAM., 2010. Mapa de solos do Estado de Minas Gerais: legenda expandida. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente. Available in: <<http://www.feam.br/noticias/1/949-mapas-de-solos-do-estado-de-minasgerais>> Access in: March, 27, 2014.

GALHARTE, C. A.; VILLELA, J. M.; CRESTANA, S. Estimativa da produção de sedimentos em função da mudança de uso e cobertura do solo. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 18(2):194-201, 2014.

GASSMAN, P. W. et al. The soil and water assessment tool: Historical development, applications, and future research directions. **Transactions of the ASABE**, 50(4):1211-1250, 2007.

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

HIDROWEB: **Banco de dados**, 2014. Available in: <<http://hidroweb.ana.gov.br/>> Access in: March, 12, 2014.

LELIS, T. A.; CALIJURI, M. L. Modelagem hidrossedimentológica de bacia hidrográfica na região sudeste do Brasil, utilizando o SWAT. **Revista Ambiente & Água**, 5(2):158-174, 2010.

LELIS, T. A. et al. Análise de sensibilidade e calibração do modelo SWAT aplicado em bacia hidrográfica da região Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 36(2):623-634, 2012.

LESSA, L.G.F. et al. Modelo hidrológico SWAT na determinação das perdas de solo na bacia hidrográfica do rio Pardo – Botucatu/SP. **Energia na Agricultura**, 28(3):170-178, 2013.

MELO NETO, J. O. et al. Simulação hidrológica escalar com o modelo SWAT. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, 19(1):177-188, 2014.

MORIASI, D. N. et al. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. **Transactions of the ASABE**, 50(3):885-900, 2007.

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

NEITSCH, S.L. et al. **Soil and water assessment tool**: theoretical documentation - version 2009. SERVICE., G-S. A. W. R. L. - A. R. Texas - USA. 2011. 647p.

NOOR, H. et al. Comparison of single-site and multi-site based calibrations of SWAT in Taleghan watershed, Iran. **International Journal of Engineering**, 27(11):1645-1652, 2014.

PAIM, J. B.; MENEZES, J. T. de. Estimativa do balanço sedimentar da bacia do rio Tijucas (SC-Brasil) a partir da aplicação do modelo hidrológico SWAT. **Revista Geográfica Acadêmica**, 3(2):5-14, 2009.

PEREIRA D. R. et al. Hydrological simulation using SWAT model in headwater basin in Southeast Brazil. **Revista Engenharia Agrícola**, 34(4):789-799, 2014.

PINIEWSKI, M.; OKRUSZKO, T. Multi-site calibration and validation of the hydrological component of SWAT in a large lowland catchment. In: SWIATEK, D.; OKRUSZKO, T. (Eds.) **Modelling of hydrological processes in the Narew catchment**. Geoplanet: Earth and Planetary Sciences, 2011. p.15-41.

PINTO, D. B. F. et al. Application of the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) for sediment transport simulation at headwater watershed in Minas Gerais state, Brazil. **Transactions of the ASABE**, 56(2):697-709, 2013.

RODRIGUES, E. L. et al. Impact of changes in land use in the flow of the Pará River Basin, MG. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 19(1):70-76, 2015.

SOARES, P. A. et al. Estimativa da disponibilidade hídrica em pequenas bacias hidrográficas com escassez de dados fluviométricos. **Revista de Estudos Ambientais**, 12(1):29-38, 2010.

UZEIKA, T. et al. Use of the swat model for hydro-sedimentologic simulation in a small rural watershed. **Revista Brasileira de Ciência do Solo**, 36(2):558-566, 2012.

VAN GRIENSVEN, A. V. et al. A global sensitivity analysis tool for the parameters of multi-variable catchment models. **Journal of Hydrology**, 304(1):10-23, 2006.

VAN LIEW, M. W. et al. Suitability of SWAT for the conservation effects assessment project: a comparison on USDA-ARS watersheds. **Journal of Hydrological Research**, 12(2):173- 189, 2007.

VIOLA, M. R. et al. Hydrologic modeling in the Aiuruoca River basin, Minas Gerais state. **Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental**, 13(5):581-590, 2009.

VIOLA, M. R. et al. Modelagem hidrológica em uma sub-bacia hidrográfica do baixo rio Araguaia, TO. **Journal of Biotechnology and Biodiversity**, 3(3):38-47, 2012.

WHITE, K. L.; CHAUBEY, I. Sensitivity analysis, calibrations, and validation for a multisite and multivariate SWAT model. **Journal of the American Water Resources Association**, 41(5):1077-1089, 2005.

ZHANG, H. G. et al. Potential effects of climate change on runoff in the Yellow River basin of China. **Transactions of the ASABE**, 50(3):911-918, 2007.

ARTIGO 2 - Assessment of the spatial distribution of sediment yield and transportation into a hydropower plant reservoir in Southeast Brazil

Artigo elaborado de acordo com as normas da Hydrological Sciences Journal (versão submetida)

Eliete Nazaré Eduardo¹, Carlos Rogério de Mello², Marcelo Ribeiro Viola²,
Lloyd Darrell Norton³, Phillip Ray Owens⁴, Nilton Curi¹

¹Federal University of Lavras/UFLA, Department of Soil Science, Lavras, MG, Brazil

²Federal University of Lavras/UFLA, Department of engineering, Lavras, MG, Brazil

³Purdue University, USDA-RS National Soil Erosion Research Laboratory, West Lafayette, IN, USA

⁴USDA-ARS, Research Leader, Dale Bumpers Small Farms Research Center, Booneville, Arkansas, United States of America

Abstract Hydrological modeling is a useful tool to predict the dynamic behavior of water in a basin, and is one of the main tools in the management of water resources. We evaluated the ability of Soil and Water Assessment Tool to model continuous monthly streamflow and sediment in the Mortes River Basin (MRB), as well as, to estimate the sediment yield spatially distributed by sub-basins, and also to evaluate the sediment load export to the Funil Hydroelectric Power Plant reservoir (FHPP), in Southeastern Brazil. Nash-Sutcliffe coefficients and percent bias was used for the evaluation of the model performance. This research demonstrates that the SWAT model performed satisfactorily to simulating both monthly sediment and streamflow. The HRU with having pasture, with Argisol, Neosol, Cambisol, and undulated relief are the main areas with greater sediment contributions. These results are an important way to identify the high priority areas for soil and water conservation measures. The MRB region delivered to the FHPP reservoir, in last 14 years, the total of sediment load equal to

6,682,704 m³ (16,706,761 ton), which corresponded to 2.6% of storage capacity. The results obtained in this study provide useful information for water resource planning and management at the MRB region.

Key words SWAT model; soil erosion; environmental management; hydrologic modeling, sediment delivered

1 INTRODUCTION

Erosion is a natural process that cause soil loss and generate sediment yield from basins even without human interference to land cover (Duru 2015). The sediment yield can be boosted or reduced in function of the relief forms, pedologic characteristics, climate and soil cover. According to Chandra *et al.* (2016) the prediction of sediment yield from a river basin is essentially required in planning of soil conservation measures, modelling of reservoir sedimentation and also to identify the critical erosion prone areas in the basin.

The study of erosion, sediment transport and deposition is a complex matter. Inadequate land use practices, improper management systems and lack of appropriate soil conservation measurements have played a major role for causing land degradation problems in the basins, highlighting soil erosion, sediment deposition, storage capacity reduction, drainage and waterlogging, flooding, and pollutant transport (Setegn *et al.* 2009). Thus, it is important to study and comprehend the hydrological processes that influence the behavior of a given basin as this analysis is fundamental to water resources management. In addition, accelerated soil erosion is recognized as a global concern mainly the humid tropics (Pinto *et al.* 2013).

As a consequence, there is a need for a better assessment of the hydrology and soil erosion processes and appropriate tools are needed as support system for planning and implementation of useful measures (Setegn *et al.* 2009). Thus, hydrological simulation models arise as the most useful tool for predicting soil losses, and allowing quantification of the processes of

detachment, transport and deposition of eroded soil. In addition, the use of hydrologic models has been a widely effective tool in order to support decision makers dealing with basins related to several economic and social activities, like energy generation, water availability for irrigation and public water supply, among others. The application of these tools is based on the understanding of the hydrological cycle and their capabilities for prediction (Mello *et al.* 2016).

The Soil and Water Assessment Tool (SWAT; Arnold *et al.* 2012b) is semi-distributed and a time-continuous hydrological model, that was developed to predict daily streamflows and soil and nutrient losses in a basin. According to Gassman *et al.* (2007) various studies have demonstrated the robustness of SWAT to sediment transport prediction at different basins scales (Setegn *et al.* 2009, Pinto *et al.* 2013, Santos *et al.* 2013, Almendinger *et al.* 2014, Duru, 2015, Zuo *et al.*, 2016). SWAT can be used for sediment yield predictions for planning and management of water resources and reservoir sediment controls at the basin scale. The modeling method is applicable to temporal and spatial analysis of sediment yields, of which the results are essential for agriculture and reservoir management strategies (Duru 2015).

Controlling sediment production requires the knowledge of soil erosion and sedimentation processes. Typically, sediment production reflects the influences of climate, basin properties (soil type, topography), land use and cover, and drainage properties (Williams 1975). Part of the soil that is eroded and passes through channel drainage and contributes to sediment production while a part of them are deposited in bed channels. Sediments can carry pollutants into water systems, (Ouyang and Bartholic 1997), like chemical fertilizers and pesticides along with the sediments transported (Yi *et al.* 2011) causing major water quality problems. Lane *et al.* (1997) pointed out that some portion of that sediment directly reaches the basin outlet, however, much of the sediment is trapped in the basin. According to Saghafian *et al.* (2012), evaluation and control of sediment production as one of the main water quality concerns is important in large basins, especially in those affected by

the existence of a dam. In addition, improvements in water quality at a given river, requires quantitative identification of upstream areas which have a high sediment load generation capacity.

To solve the existing soil erosion problems in the basin, there is a need to identify the most erosion sensitive areas within the basin so that effective conservation measures can be taken place (Setegn *et al.* 2009). Thus, for basin management it is important to promote practices which reduce soil erosion by decreasing sediment deposition in the river bed channels, and, consequently, into reservoirs.

Soil erosion is the main problem in the Mortes River Basin (MRB), with high amounts of sediments yield and transportation (Santos *et al.* 1998, Silva and Curi 2001, Beskow *et al.* 2009, Batista 2016). The high rate of water erosion in the basin and the sediment transport in the river system contributes to an increase the sedimentation problems in the reservoirs as well as in downstream areas. MRB drains directly towards to the Funil Hydroelectric Power Plant reservoir (FHPP), one of the most important power facility of Minas Gerais state, in southeastern Brazil. Although this reservoir to be relatively new (it was filled in 2002/2003), it already has presented troubles with sediment load that is generated mainly from MRB, which can affect both the Plant's capacity and increasing the pounding areas in the extended backwater.

Studies presented by Batista (2016) and Soares (2015) about FHPP reservoir have showed that, according to recent bathymetric surveys, the Mortes River delta is the main sedimentation zone in the Funil reservoir, being the primary source of sediments into the reservoir. The authors reported that due to the amount of deposited sediments the navigation is already harmed in this portion of the reservoir. In addition, Soares (2015) points out that based on the results from bathymetric surveys in the reservoir, the annual loss of storage capacity due to sedimentation is estimated as 2.8 million m³.

The basin is located in areas with a predominance of granitic and gneiss crystalline basement rocks, covered by layer thick of regolith, very

susceptible to gully erosion (Morais *et al.* 2004). A significant portion of the basin is already compromised by inadequate agricultural management and by roads improperly constructed, from mining activities with the presence of gullies and rills, which present greater sediment production potential (Curi *et al.* 1994, Sampaio *et al.* 2015). Once the sediments are delivered to watercourses, they are responsible for the siltation of rivers, lakes and reservoirs, therefore, the identification of the places with the greatest specific sediment yield is essential for conservation planning of this important basin (Silva and Curi 2001).

Within this context, the objective of the present study was to evaluate the ability of the SWAT model to predict continuous monthly streamflow and sediment in the MRB for water resource management purposes. We used the SWAT to estimate the sediment yield spatially distributed by sub-basins and identify the areas with greater contributions of sediments in the basin. In addition, we evaluated the sediment load delivered to the FHPP reservoir.

2 MATERIAL AND METHODS

2.1 Study area

The study was conducted in Mortes River Basin (MRB), located in the state of Minas Gerais, southeast Brazil (Fig. 1 (a)), with a drainage area of 6070 km². The MRB lies upstream to the Funil Hydroelectric Power Plant reservoir (FHPP), covering around 40% of the total drainage area to the FHPP reservoir.

The climate types are Cwb and Cwa, according to the Köppen classification, characterized by mild and humid summers and cold and dry winters, with annual average temperature of 18°C and annual average rainfall of around 1500 mm (Mello *et al.* 2012).

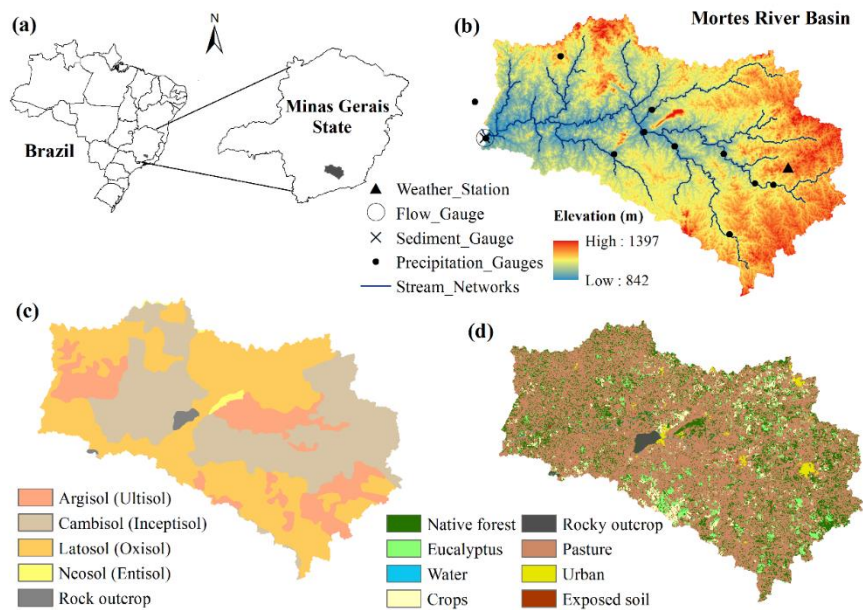


Fig. 1 Map of MRB location (a), hydroclimatology gauging stations and digital elevation model (DEM) (b), soil types (c), and land use and soil cover map (d) of the MRB for the application with the SWAT model.

2.2 SWAT model description and input data

SWAT (Soil and Water Assessment Tool) is a semi-distributed and a time-continuous hydrological model capable of simulation over long periods of time. It was designed to predict the impact of land use and management on hydrology, sediment and agricultural chemical yields in basins. In SWAT, a basin is split into multiple sub-basin, which are then further subdivided into hydrologic response units (HRU) that consist of homogeneous land use, management, topographical, and soil characteristics (Arnold *et al.* 2012b). Streamflow and sediment yield are summed per HRU and then routed to the basin outlet (Neitsch *et al.* 2011).

SWAT calculates the surface erosion caused by rainfall and runoff within each HRU with the Modified Universal Soil Loss Equation (MUSLE) (Williams 1975). In MUSLE, the rainfall energy factor is replaced with a

runoff factor to simulate erosion and sediment yield. Sediment yield prediction is improved because runoff is a function of antecedent moisture condition and rainfall energy (Neitsch *et al.* 2011). The current version of the model routes the maximum amount of sediment in a reach as a function of the peak channel velocity and estimates sediment yield for each HRU using MUSLE (Williams 1975, Neitsch *et al.* 2011).

The MRB model setup was constructed using ArcSWAT interface within the ArcGIS 10.2 platform. The first step in constructing the SWAT simulations was to delineate the sub-basins. As a result, a total of 62 sub-basins were delineated in SWAT, and 882 HRU were generated, according to the basin's land use, soil types, and slope characteristics.

Three map types are needed as SWAT input data, i.e., maps of topography, soil type, and land use and soil cover of the basin as described below.

Vector topographic maps of the Systematic Mapping at the scale of 1:50,000 provided by the Brazilian Institute of Geography and Statistics (IBGE) were used for the DEM. Such maps were interpolated to generate the DEM allowing generating a regular grid with a spatial resolution of 30 vs. 30 m, this was the resolution used in the study. To obtain the DEM, these interpolation procedures were performed from tools available in ArcGIS 10.2 software interface. The altitude in the basin ranges from 842 to 1,387 m (Figure 1b).

The soil types map was obtained from the soil survey available in UFV-CETEC-UFLA-FEAM (2010), in the scale of 1: 650,000. In the basin, the classes of Latosol soil occur in 45.1% of the area, Cambisol in 38.2% of the area; Argisol in 15.4% of the area; rocky outcrop in 0.7% of the area and Neosol in 0.6% of the area (Figure 1c).

For the soil use and cover mapping, images from the OLI sensor (Operational Land Imager) aboard the Landsat 8 satellite from 2013, with a spatial resolution of 30 meters and temporal passing every 16 days (Figure 1d) were utilized. The adopted classification method was object-oriented

classification which aimed to split the image into homogeneous regions through its spectral and spatial attributes, followed by classification of these objects split into established land cover classes.

Other important input parameters of the SWAT model are hydro-climatic data. For application of the model, a hydrometeorological database with monthly time step was developed. It was acquired from the Hydrological Information System of the Brazil National Water Agency (ANA), daily rainfall and pluviometric historical series are available. In addition, the records of the National Institute Brazilian Weather (INMET) station meteorological elements are also available on the cited agency's website are presented in (Fig. 1(a) and Table 1).

Table 1 Basic information of the utilized stations.

Code	Name	Type of station	Observation period
83689	Barbacena	Weather	1990-2005
2044050	São Tiago	Pluviometric	1993-2005
2143005	Campolide	Pluviometric	1993-2005
2143006	Barroso	Pluviometric	1993-2005
2143008	Ibertioga	Pluviometric	1993-2005
2143009	Usina Barbacena	Pluviometric	1993-2005
2144000	Bom Sucesso	Pluviometric	1993-2005
2144002	Porto Tiradentes	Pluviometric	1993-2005
2144009	Porto do Elvas	Pluviometric	1993-2005
2144020	Usina de São João Del Rei (SJDR)	Pluviometric	1993-2005
2144023	Ibituruna	Pluviometric	1993-2005
2144024	Vila do Rio das Mortes	Pluviometric	1993-2005
61135000	Ibituruna	Fluviometric	1993-2005

2.3 Model Sensitivity, uncertainty analysis, calibration and validation

The semi-automatic calibration in SWAT-CUP version 5.1.6 software with the "Sequential Uncertainty Fitting" algorithm (SUFI-2; Abbaspour *et al.* 2004, Abbaspour *et al.* 2007) was used for the sensitivity analysis, calibration and uncertainty analysis of the model.

The first step in the calibration and validation processes in SWAT is the determination of the most sensitive parameters for a given basin (Arnold *et al.* 2012b). For sensitivity analysis, SWAT model uses the combination of the Latin-Hypercube and One-factor-At-a-Time (LH-OAT) method (van Griensven *et al.* 2006). The sensitivity analysis establishes which are the parameters most important for a given basin, allowing rationalization of the calibration step, and also fixing those parameters that are insensitive. The method can be used for sensitivity analysis of streamflow and sediment production.

As recommended by Abbaspour (2015) and Neitsch *et al.* (2011), streamflow was firstly calibrated, and then, the sediment yield and transport. For that, two data sets of monthly average streamflow, from 1993 to 2000, and from 2001 to 2005, were respectively, used for modeling calibration and validation, from the Ibituruna gauging station (Fig. 1). The years of 1993 and 1994 were used for warming up of the model as suggested by Zhang *et al.* (2007) and von Stackelberg *et al.* (2007). We used four iterations with 600 simulations each were performed. After each iteration, the sensitivity parameters were determined, having as a criterion parameters presenting the value $p < 0.05$ were selected and had their ranges reduced for the next iteration. Such a procedure finds support in the fact that such parameters present greater sensitivity since values close to 0 indicate a high significance (Abbaspour, 2015).

For sediment simulation, we used continuous data sets related to the total sediment concentration (SC) provided by FHPP reservoir Administration by means of hydro-sedimentological monitoring reports of the reservoir and its main effluent (Batista 2016). These data were also collected at the Ibituruna gauging station. The total sediment concentration and respective measured discharge (Q), were taken monthly into account from March 2008 to April 2012 (Fig. 2). A discharge-sediment rating curve for MRB was fitted (Beskow *et al.* 2009, Pinto *et al.* 2013, Batista 2016, Durães *et al.* 2016) using following equation (1).

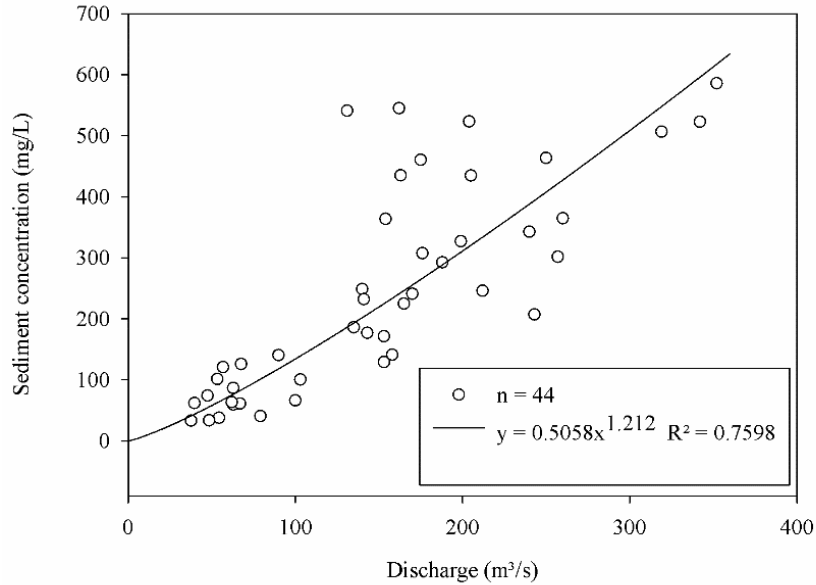


Fig. 2 Discharge curve for the Mortes River at the Ibituruna gauging station. Source: Obtained from Batista (2016).

$$SC = 0.5058 Q^{1.212} \quad (1)$$

Where SC is total sediment concentration (mg L^{-1}), and Q corresponds to discharge ($\text{m}^3 \text{s}^{-1}$).

To generate sediment concentration long-term series, equation 1 was applied to estimate the daily value corresponding to the discharge that come from the observed hydrograph. Daily sediment discharge data were determined from the product of the total sediment concentration and the respective discharge, using a correction factor as a function of the units (0.0864). Afterwards, these data set were used to generate the monthly sediment discharge data, which were used as observational data for the sediment calibration and validation in SWAT-CUP.

2.4 Model evaluation

To evaluate the ability of SWAT to reproduce the continuous MRB monthly streamflows and sediment load, statistical indexes and graphical analysis were used to compare the simulated and observed outlet streamflow and sediment transport. The following statistical indexes were used for the calibration and validation phases: Nash–Sutcliffe coefficient (C_{NS}) (Nash and Sutcliffe 1970), and Percent Bias (P_{BIAS}) (Gupta *et al.* 1999), both recommended by Moriasi *et al.* (2007) to evaluate the performance of SWAT.

According to Moriasi *et al.* (2007), C_{NS} coefficient can be evaluated considering a monthly time step as follows: $C_{NS} > 0.75$, the model is considered as “very good”; $0.65 < C_{NS} < 0.75$, “good”; and between 0.50 and 0.65, “satisfactory”. For the P_{BIAS} , adopted for streamflow: $|P_{BIAS}| < 10\%$, “very good”; $10\% < |P_{BIAS}| < 15\%$, “good”; $15\% < |P_{BIAS}| < 25\%$, “satisfactory”. For sediment yield, $|P_{BIAS}| < 15\%$, “very good”; $15\% < |P_{BIAS}| < 30\%$, “good”; $30\% < |P_{BIAS}| < 55\%$, “satisfactory”. Positive values of P_{BIAS} indicate model underestimation bias, and negative, overestimation bias (Gupta *et al.* 1999).

In the SUFI-2 algorithm, calibration uncertainties on the combined parameter ranges with the objective of capturing most of the measured data within the 95% prediction uncertainty (95 PPU). Output uncertainty is represented within 2.5% and 97.5% interval of cumulative distribution of output variables obtained by the propagation of the uncertainties of the parameters using Latin Hypercube sampling (LH). This is known as the 95% prediction uncertainty (95PPU), which are the model’s outputs in a stochastic calibration (Abbaspour *et al.* 2004, Abbaspour *et al.* 2007).

To assess the goodness of fit and the degree in which the calibrated model accounts for the uncertainties, we used P-factor and R-factor statistics. The P-factor is the fraction of observed data (plus its error) within the 95 PPU interval and varies from 0 to 1. The R-factor is the average width of the 95PPU interval divided by the standard deviation of the observed variable.

Theoretically, the value of the P-factor ranges between zero and 100%, whereas that the R-factor ranges between zero and infinity. For streamflow, values of P-factor > 0.7 and of R-factor < 1.5 are recommended for an adequate calibration (Abbaspour *et al.* 2004, Abbaspour *et al.* 2007, Abbaspour 2015).

Yet, for the sediment evaluation, we used spatial and temporal comparison of sediment yield maps and the sediment yield for each sub-basin, aiming to identify the areas with a greater contribution to the sediment generation in the basin. This was done through output file generated at the ArcSWAT interface in the end of the simulation period.

For the practical application of simulation, after the model was calibrated and validated, we used a new climatic database from 2006 to 2015 to determine the sediment load delivered to the reservoir from its filling (2002) to (2015).

The sediment yield refers to the total amount of sediment what is being delivered to that reach by that local subbasins over a given period of time, as a result of landscape phase. The sediment load refers to the total amount of sediment transported out from each reach, cumulative from all drainage areas upstream, as result of the channel phase.

Lastly, from the results of sediment yield along the main channel simulated by SWAT, it was possible to evaluate spatial behavior sediment load along the basin through the propagation of the sediments in the stream network at the MRB from 2002 to 2015. This was done through output file generated at the ArcSWAT interface in the end of the simulation period (file SED_IN for total sediment transport with water into reach during time step; and SED_OUT for total sediment transport with water out of reach during time step), described by Arnold *et al.* (2012b). This analysis was carried out by relationship between SED_OUT and SED_IN results (Equation 2). This relationship describes the sediment fraction (SF) that each stream network section transports to section subsequent based on sediment load input (SED_IN), where values near 1.0 indicate little or practically without

deposition of sediments. On the other hand, values near 0 indicates that the deposition process of sediments is predominant at the channel segment, and values > 1.0 indicate that the erosion process is predominant.

$$SF = SED_{OUT} / SED_{IN} \quad (2)$$

3 RESULTS AND DISCUSSION

3.1 SWAT calibration for streamflow and sediment yield

Table 2 presents the influential parameters in the streamflow simulation process by SWAT and their lower and upper bounds, original values and final calibrated values. The 16 parameters used are considered by the literature as the most sensitive for streamflow simulation (Abbaspour *et al.* 2007, Durães *et al.* 2011, Lelis *et al.* 2012, Andrade *et al.* 2013, Melo Neto *et al.* 2014, Mello *et al.* 2016).

In all interactions, the parameters CN2, GW_REVAP, CH_K2, CH_N2 and GWQMN were the most sensitive. All the parameters identified on sensitivity analysis were also identified as the most important for the SWAT calibration phase by many other researchers studying different basins around the world (Setegn *et al.* 2009, Durães *et al.* 2011, Lelis *et al.* 2012, Melo Neto *et al.* 2014, Fukunaga *et al.* 2015, Zuo *et al.*, 2016)

One of the procedures in the evaluation of the precision of hydrological models consists in analyzing visually the behavior simulated data in relation to the that observed ones in the hydrograph. Figure 3 presents both the simulated and observed hydrographs and the monthly hyetographs for the MRB's outlet during calibration and validation periods, respectively. From this, we can see that the model managed to capture the oscillations of observed streamflows with acceptable performance.

Table 2 Influential parameters for the streamflow simulation process by SWAT and their lower and upper bounds, original values and final calibrated.

Parameter	lower and upper bounds	Initial value	Calibrated value
v__ESCO.hru	0.5 to 0.95	0.80	0.648875
r__CN2.mgt	-0.1 to 0.1	Variable	- 0.09958
v__ALPHA_BF.gw	0.004 to 0.005	0.004	0.004269
a__GW_DELAY.gw	-30 to 60	31	- 27.375
a__GWQMN.gw	-1000 to 1000	1000	- 890.16925
v__CANMX.hru	0 to 30	0	12.167521
v__CH_K2.rte	0 to 10	0	4.356992
v__CH_N2.rte	-0.01 to 0.2	0.014	0.110644
v__EPCO.bsn	0.01 to 1	1	0.994885
v__GW_REVAP.gw	0.02 to 0.2	0.02	0.146377
a__REVAPMN.gw	-1000 to 1000	750	78.333305
r__SOL_AWC().sol	-0.05 to 0.05	0.142 to 0.175	+ 0.01125
r__SOL_K().sol	-0.1 to 0.1	5.18 to 67.32	+ 0.059833
v__SURLAG.bsn	0.01 to 24	2	3.628492
v__CH_N1.sub	0.01 to 0.2	0.014	0.084575
v__CH_K1.sub	0 to 5	0	3.104167

v__ means the existing parameter value is to be replaced by a given value; a__ means a given value is added to the existing parameter value; and r__ means an existing parameter value is multiplied by $(1 \pm \text{a given value})$ (Abbaspour 2015). Description of the parameters – ESCO: Soil water evaporation compensation coefficient; CN2: Initial curve-number for moisture conditions II; ALPHA_BF: Base flow recession coefficient (days); GW_DELAY: Time interval for aquifer recharge (days); GWQMN: Water limit in the shallow aquifer for occurrence of base flow (mmH_2O); CANMX: Maximum amount of water intercepted by vegetation (mmH_2O); CH_K2: Effective hydraulic conductivity in the main channel (mm.h^{-1}); CH_N2: Manning's "n" value for the main channel; EPCO: Water absorption coefficient by plants; GW_REVAP: Water rise coefficient to the saturated zone; REVAPMN: Soil water limit for occurrence of capillary rise to the saturated zone (mmH_2O); SOL_AWC: Available water capacity of the soil ($\text{mmH}_2\text{O.mmsoil}^{-1}$); SOL_K: Soil saturated hydraulic conductivity; SURLAG: Surface runoff delay coefficient (days); CH_N1: Manning's "n" value for the secondary channel; CH_K1: Effective hydraulic conductivity in the tributary channel (mm.h^{-1}) (Arnold *et al.* 2012a).

Figure 3 also presents the results of the precision statistics applied to evaluate the performance of SWAT for hydrological simulation in MRB. Monthly river discharge simulation showed good results. The values of C_{NS} for the calibration step was of 0.97, and for the validation, 0.87, both classified

as “very good” (Moriassi *et al.* 2007). Analyzing the performance of the model based on results of P_{BIAS} , the values found in this study indicate an average overestimation of 2.6% of the streamflow in the calibration process and underestimation of 0.9% in the validation phase, both values classified as “very good” (Moriassi *et al.* 2007).

For discharge calibration, 99% of the measured data were bracketed by the 95PPU (P-factor of 0.99) while R-factor was equal to 1.10. The validation results were also quite “very good”, with 97% of the data bracketed by the 95PPU, with an R-factor equal to 1.19 (Fig. 2). That set of values indicates good bracketing of the measured data within model prediction uncertainty, which means that most of the observed streamflow values were bracketed by the 95PPU (Abbaspour *et al.* 2007, Abbaspour 2015).

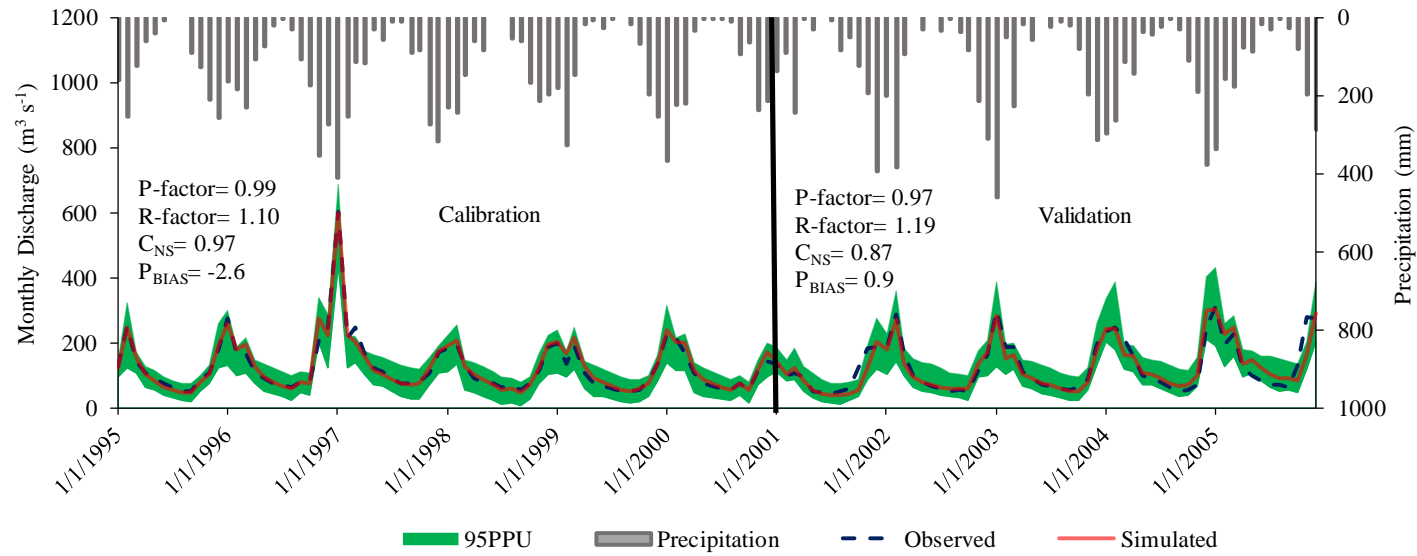


Fig. 3 Monthly observed and best simulated hydrographs and respective hietographs, results of the precision statistics from SWAT calibration and validation, 95% prediction uncertainty (95PPU – P-factor) and R-factor.

Table 4 presents the influential parameters in the sediment simulation process by SWAT and their lower and upper bounds, initial values and the final calibrated value. The 7 parameters presented in this study are considered by the literature as the most sensitive for sediment yield simulation in several papers around the world (Abbaspour *et al.* 2007, Setegn *et al.* 2009, Pinto *et al.* 2013, Monteiro *et al.* 2016, Zuo *et al.* 2016). In all interactions, the parameters SPCON and SPEXP were the most sensitive, it is showing that the model was more sensitive to channel phase.

Table 3 Influential parameters in the sediment simulation process by the SWAT and their lower and upper bounds, initial values and calibrated value.

Parameter	lower and upper bounds	Initial value	Calibrated value
v__SPCON().bsn	0.0001 to 0.01	0.0001	0.002948
v__SPEXP().bsn	1 to 1.5	1.0	1.472083
v__PRF_BSN.bsn	0 to 2	1	1.548333
v__ADJ_PKR.bsn	0.5 to 2.0	1.0	0.77875
v__LAT_SED.hru	0 to 100	0	29.416668
v__CH_EROD .rte*	–	0	0.6
v__CH_EQN.rte**	–	0	1.0

v__ means the existing parameter value is to be replaced by a given value; a__ means a given value is added to the existing parameter value; and r__ means an existing parameter value is multiplied by (1± a given value) (Abbaspour 2015). Description of the parameters – SPCON: Linear parameter for calculating the maximum amount of sediment that can be reentrained during channel sediment routing; SPEXP: Exponent parameter for calculating sediment reentrained in channel sediment routing; PRF_BSN: Peak rate adjustment factor for sediment routing in the main channel; (ADJ_PKR): Peak rate adjustment factor for sediment routing in the sub-basin (tributary channels); LAT_SED: Sediment concentration in lateral flow and groundwater flow (Arnold *et al.* 2012a). *We changed the channel resistance to erosion (CH_EROD.rte) setting it to 0 for the dry season and 0.6 for the rainy season in SWAT manually. **We used the Simplified Bagnold Equation as sediment routing method (CH_EQN.rte) (Monteiro *et al.* 2016).

Figure 4 shows both the simulated and observed monthly sediment load and respective hyetograph for MRB during calibration and validation periods, respectively. In general, the trend in sediment yield of the basin was effectively simulated by SWAT. It can be seen also that generally the amount of sediment transported by the river follows the streamflow peaks (Fig. 3).

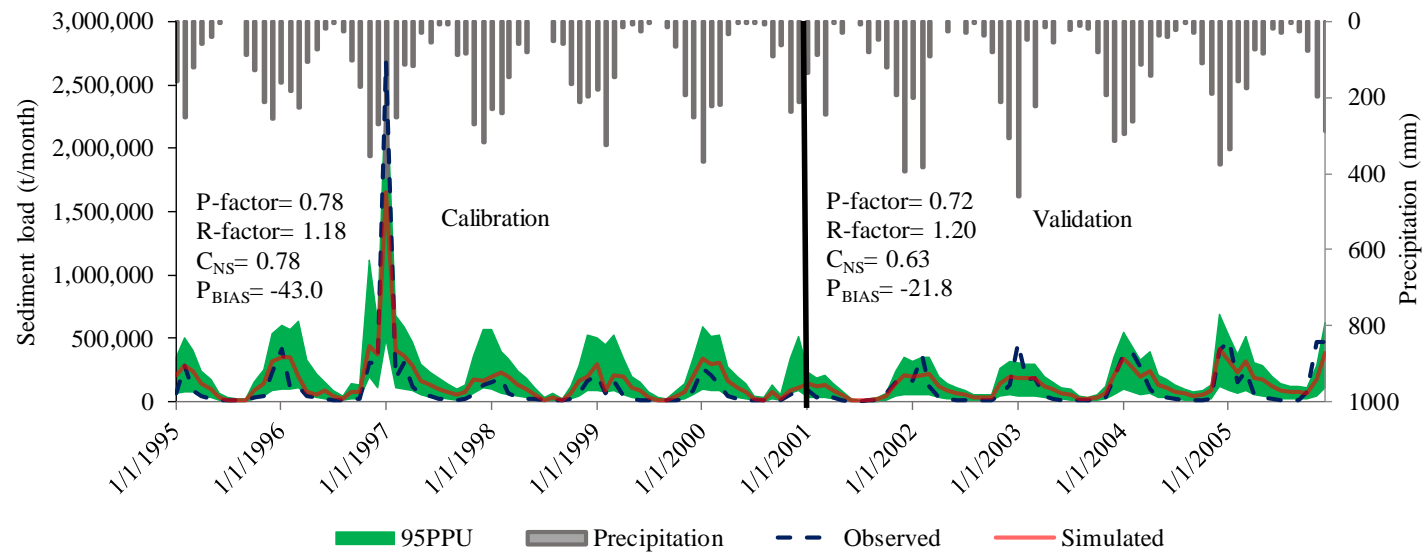


Fig. 4 Observed and best simulated monthly sediment load and respective hyetograph results of the precision statistics resulting from SWAT calibration and validation, and 95% prediction uncertainty (95PPU – P-factor) and R-factor.

Lenzi *et al.* (2003) pointed out that most of the load sediment transport occur uring in flood events, which makes flood events very important in the sediment discharge study.

In Fig. 4, it is also presented the results of the precision statistics applied to evaluate the performance of SWAT in the sediment load simulation for MRB. C_{NS} values for calibration were of 0.78, which is classified as “very good”, and for the validation, 0.63, allowing a classification as “satisfactory”, both according to the classification proposed by Moriasi *et al.* (2007). Analyzing the performance of the model based on the results of P_{BIAS} , the values found indicated an average overestimation of 43.0% and 21.8% of the sediment load, respectively, in the calibration and validation phases. These values are considered “satisfactory” for the calibration phase, and “good” for the validation phase (Moriasi *et al.* 2007). However, C_{NS} decreased in the validation phase. According to Arnold *et al.* (2012b), better results can be found from long term sediment simulations.

Pinto *et al.* (2013) applied the SWAT for sediment simulation, at a daily time step, in a basin located in Mantiqueira Range region, Minas Gerais State, Brazil, with total drainage area of 6.88 km². They obtained C_{NS} values of 0.68 and 0.75 for calibration and validation, respectively. Setegn *et al.* (2009) found C_{NS} of 0.81 and $P_{BIAS} = 28\%$ for calibration, and C_{NS} of 0.79 and $P_{BIAS} = 30\%$ for validation, for sediment load, at a monthly time step, using SWAT in the Lake Tana basin, Ethiopia, that has a drainage area of 15,096 km². Zuo *et al.* (2016) obtained C_{NS} values of 0.98 and 0.61 for calibration and validation, respectively, for sediment load at a daily time step, also using SWAT in a basin in the Loess Plateau of China, that covers an area of 3246 km². Thus, we can see that the results obtained in this study are in accordance with results found in other studies with SWAT for sediment yield simulations.

The 95PPU indicates propagation of uncertainty in the parameters related to the rainfall, soil properties, water use, and discharge (Abbaspour 2015). During the calibration of sediment loads about 78% of the measured data and during the validation period about 72% of the measured data were

bracketed by the 95PPU, within an interval (R-factor = 1.18 for calibration and R-factor = 1.20 for validation). The prediction uncertainty of sediment load was relatively small as indicated by values of P-factor > 0.7 and values of R-factor < 1.5 (Fig. 3), which indicates that the model results are adequate in terms of prediction uncertainty (Abbaspour *et al.* 2004, Abbaspour *et al.* 2007, Abbaspour 2015).

In all interactions, the parameters SPCON and SPEXP were the most sensitive, so that their ranges were reduced and those of the other parameters were maintained, i.e., of the seven parameters used in the simulation, only two had their intervals reduced. This explains the large 95PPU band presented by uncertainty, since this 95PPU band is the result of the intervals used in the parameters (Fig. 4). Another reason for this result of uncertainties is related to the quality of the sediment input data, once in this studied was used the data set of generated by a sediment discharge curve, in monthly time step. When using monthly data set the model cannot be able to capture the peaks of sediment loads, which usually occurs after high-intensity precipitation event.

3.2 Sediment yield spatial distribution behavior at MRB

For a better understanding of the predicted sediment yield in each sub-basin and also to support the identification of areas more prone to erosion, Fig.5 presents maps that show spatial and temporal predicted sediment yield for the period from 1995 to 2000 simulated by SWAT.

In general, it is observed that 1997 was the year that showed greater values of sediment yield for most of the sub-basins, while 1999 was a year with lesser values. This behavior can be explained because MUSLE uses the amount of runoff to simulate water erosion and sediment yield, and the year of 1997 was that showed greater values of streamflow as a response of the greater rainfall annual, with a monthly average of $168 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$ and annual rainfall of 1755 mm, and 1999, had an average value of $110 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$.

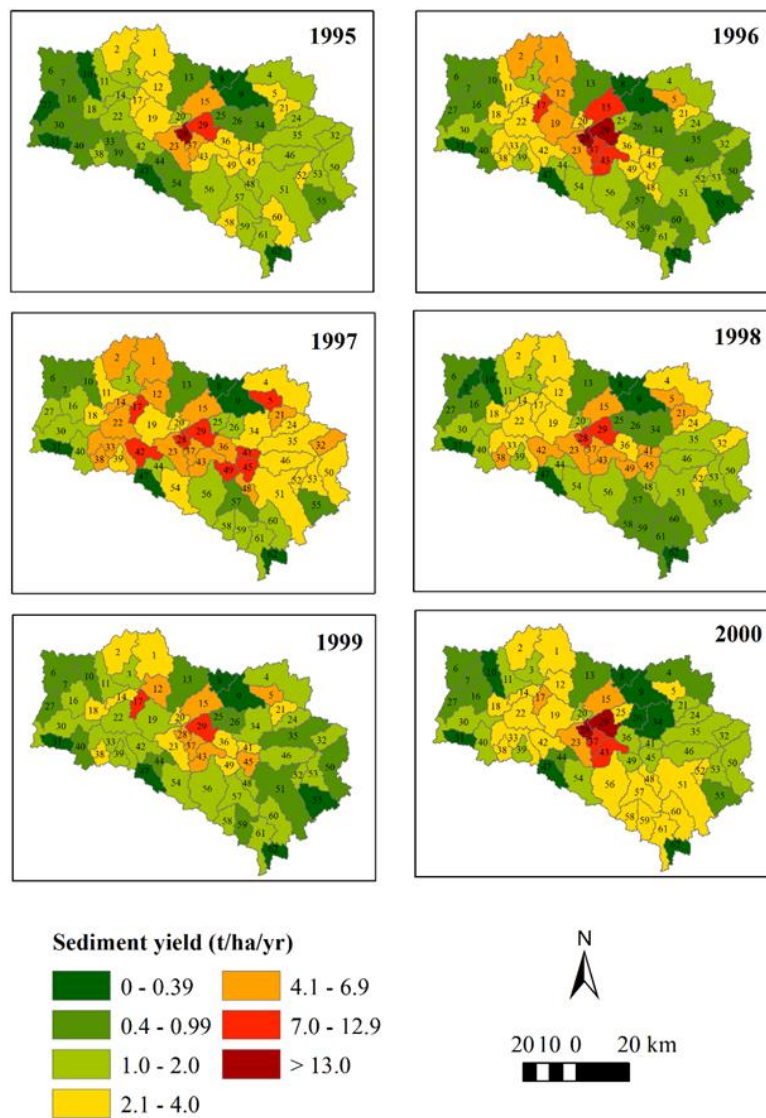


Fig. 5 Spatial and temporal distribution of predicted sediment yield in each sub-basin of MRB in the period from 1995 to 2000 simulated by SWAT.

Besides, it can be seen that, in general, for all the years analyzed, the areas with highest and lowest sediment yield are usually the same, which

demonstrates a good performance of the model to estimate temporal and spatial sediment yield at the basin scale.

The identification of areas more prone to erosion in a basin is important for implementation of management actions more appropriate to these areas aiming to reduce the sediment yield. SWAT is powerful tool for spatial visualization at sub-basin level so that one can see which areas produce the most sediment amounts.

Studies conducted by Curi *et al.* (1994), Ferreira *et al.* (2011) and Sampaio *et al.* (2015) for MRB have shown that several areas of this basin present advanced soil degradation conditions marked by the presence of various gullies. These authors highlight that the majority of occurrences were associated to human activity, such as mining, the opening of areas for roads without an adequate drainage system, along with inappropriate agricultural management and occupation of the land. All these human activities accelerate gully erosion process due to exposure of the most susceptible soils to degradation along with high intensity of the rainfall events.

Schultz *et al.* (2011) described that the lack of data mainly in small basins become difficult studies of spatial distribution of erosion. In this context, the distributed modeling of yield and sediment transport becomes important tool for environmental management, since it allows spatially locate areas with more accentuated erosion processes to be located, favoring a more efficient local decision making for solving the problem.

To understand the behavior of the sediment yield average in the basin we selected three sub-basins as following: sub-basin “29” with the highest value ($12.1 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$); sub-basin “9” with smaller value ($0.08 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$); and sub-basin “1” with intermediary value ($3.61 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$), highlighted in Fig. 6. Then, we compared three different maps, land use and soil cover, soil type, and slope classes, respectively Fig. 7, 8, 9. Analyzing this figure, it can be seen that the three sub-basins present significant differences in relation to land use and cover soil (Fig. 7) and slope class (Fig. 9), with highlighted for the soil types (Fig. 8).

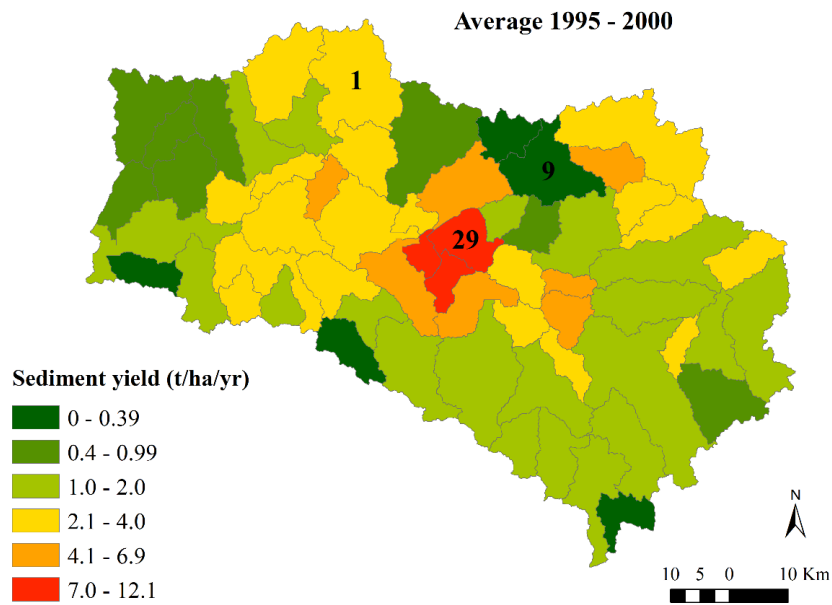


Fig. 6 Average sediment yield from 1995 to 2000 and three sub-basins in highlighted of the MRB in the end of the simulation period.

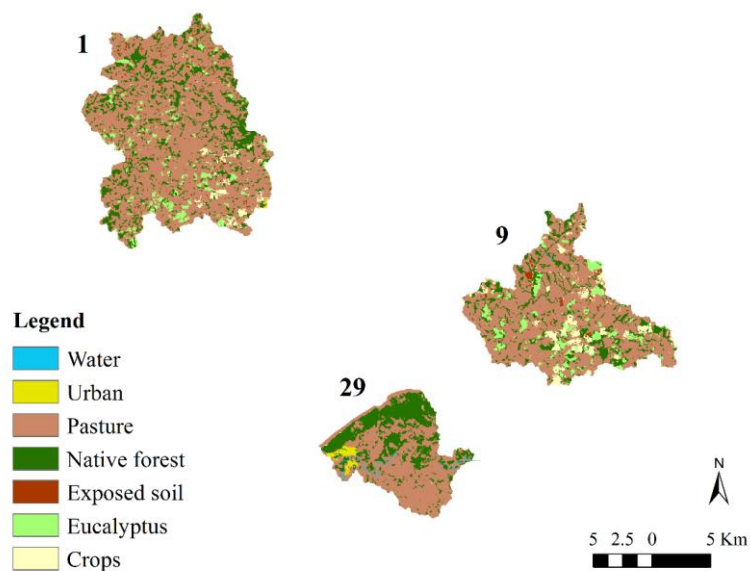


Fig. 7 Comparison of land use and soil cover map among the three sub-basins highlighted of the MRB in the end of the simulation period.

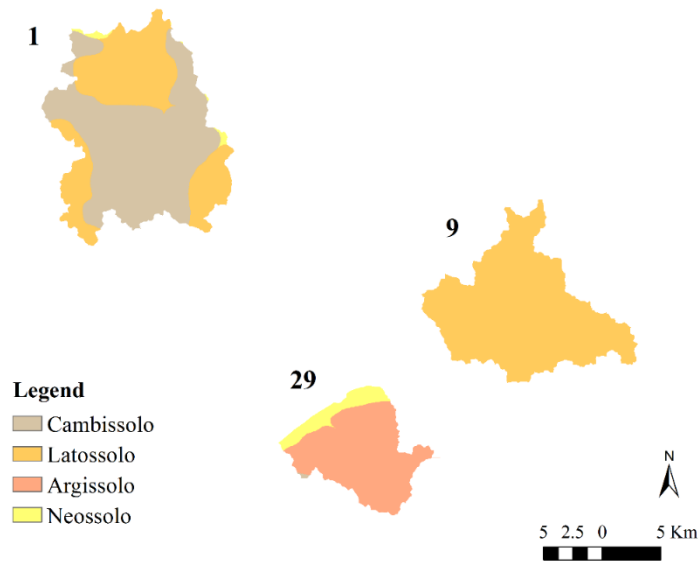


Fig. 8 Soil type among the three sub-basins highlighted of the MRB in the end of the simulation period.

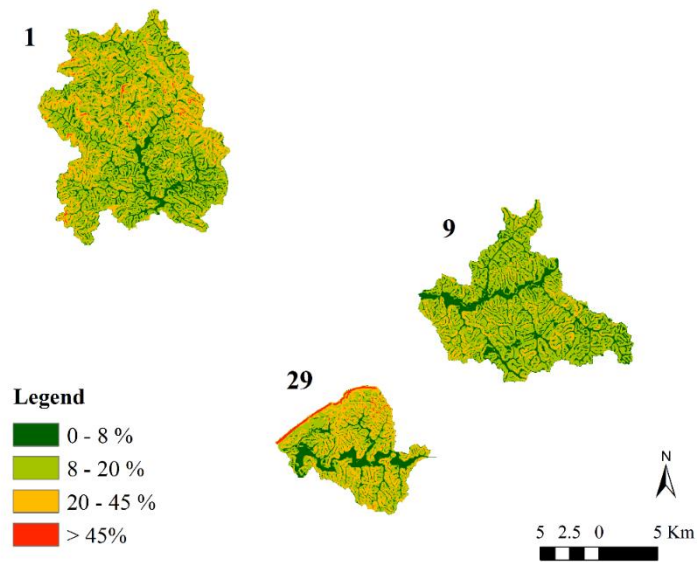


Fig. 9 Slope class among the three sub-basins highlighted of the MRB in the end of the simulation period.

Table 4 shows the class and percent values for land use and soil cover, soil types, slope class and dominant HRU for the three sub-basins selected for a further evaluation of the soil erosion process in the MRB for the end of simulation period. Since the HRU represents the smallest hydrologic unit in the model, reflecting a unique land cover, soil type, and topographic characteristics, it can be seen that for the sub-basin “9”, the dominant HRU was Pasture/Latosol/(8- 20%); for sub-basin “1” was Pasture/Cambisol/(8 - 20%), and for sub-basin “29”, Pasture/Argisol/(8 - 20%).

The Latosols are formed in intensely weathered parent material with well physically structured soil, which confers a high permeability and thus greater resistance to water erosion (Curi *et al.* 1994). This soil has low soil erodibility, and Silva *et al.* (2009) suggested a value of $0.0032 \text{ t h (MJ mm)}^{-1}$ for this parameter. Sub-basin “9” lies in 100% Latosol and has showed the lowest sediment yield. Argisols and Cambisols, on the other hand, are soils with greater tendency for water erosion since they have the following characteristics: Argisols, with sub-surface clay layer, with lower permeability than the surface layer (Curi *et al.* 1994), and moderate to high soil erodibility ($0.033 \text{ t h (MJ mm)}^{-1}$, according to Marques *et al.* (1997); and Cambisols, which present low water storage capacity as they are shallow soils and present greater susceptibility to crusting (Curi *et al.* 1994), thus, these soils have high soil erodibility ($0.0355 \text{ t h (MJ mm)}^{-1}$, Silva *et al.* 2009). For these characteristics, the sub-basin “29” has its area with 84.6% covered with Argisols, which showed the greatest sediment yield, followed by the sub-basin “1”, which had 59% of the area with Cambisols. Further detailing, sub-basin “29” which has 15% with a Litholic Neosol, and 35.6 % of the area with strongly undulated relief. This soil is also shallow and has low water retention capacity (Curi *et al.* 1994), thus, a very high soil erodibility ($0.053 \text{ t h (MJ mm)}^{-1}$ (Hudson 1982, Bertoni and Lombardi Neto 2010).

Table 4 Class and percentage values for land use and soil cover, soil types, slope class and dominant HRU for the three sub-basins selected at MRB.

Sub-basin	9		1		29	
	Class	Percent (%)	Class	Percent (%)	Class	Percent (%)
Land use and Soil cover	Native forest	16.9	Native forest	19.1	Native forest	34.7
	Eucalyptus	8.5	Eucalyptus	5.0	Eucalyptus	0.1
	Water	0.1	Water	0	Water	1.0
	Crops	7.1	Crops	1.9	Crops	0.1
	Pasture	66.3	Pasture	73.1	Pasture	61.3
	Exposed soil	1.1	Urban	0.1	Urban	2.6
			Exposed soil	0.8	Exposed soil	0.1
Soil types	Latosol (Oxisol)	100	Cambisol (Inceptisol)	59.0	Cambisol (Inceptisol)	0.4
			Latosol (Oxisol)	40.0	Argisol (Ultisol)	84.6
			Neosol (Entisol)	1.0	Neosol (Entisol)	15.0
Slope class	0 - 8%	25.0	0 - 8%	17.1	0 - 8%	20.0
	8 - 20%	62.1	8 - 20%	55.4	8 - 20%	41.6
	20 - 45%	12.9	20 - 45%	26.9	20 - 45%	35.6
	> 45%	0	> 45%	0.6	> 45%	2.7
Dominant HRU	Pasture/Latosol/ 8 - 20 %	40.8	Pasture/Cambisol/ 8 - 20 %	25.0	Pasture/Argisol/ 8 - 20 %	24.1

Thus, we can conclude that the differences found for the sediment yield analyzing of the three sub-basins are associated to the particularities of each soil type, and that the HRU associated with pasture, Argisol with undulated relief, along with the association with Litholic Neosol having strongly undulated relief resulted in the greatest sediment yield in the sub-basin. Followed by the HRU with association among pasture, Cambisol and undulated relief these are most vulnerable areas to soil erosion in the studied basin.

3.3 Sediment delivered to the FHPP reservoir

Fig. 10 presents the results of sediment load delivered to the reservoir from its filling (2002) to (2015). Analyzing this figure, it can be seen that during this period a total of sediment load equal to 6,682,704 m³ (16,706,761 ton) was delivered, considering that the FHPP reservoir has currently a storage capacity of 259.4 Mm³ (Soares 2015). This value corresponded to 2.6% of storage capacity in 14 years. The highest value was observed on the year 2012 equal to 638,528 m³ (1,596,320 ton), and the lowest value on the year 2014 equal to 193,878 m³ (484,695 ton).

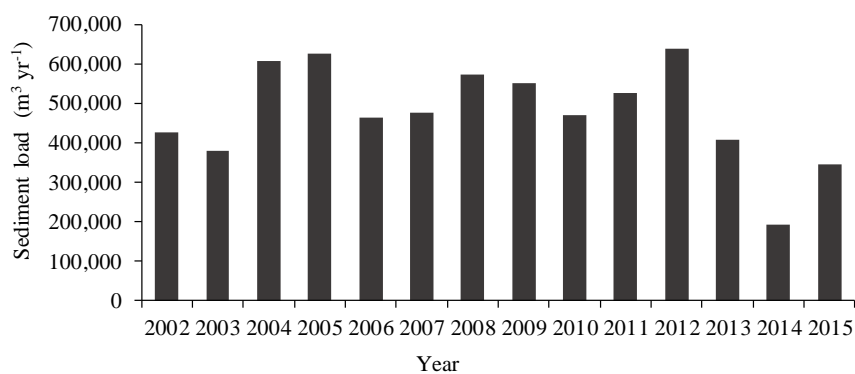


Fig. 10 Sediment load delivered to the reservoir from filling (2002) to (2015).

These results show that MRB is an important source of sediments for this reservoir, corroborating the results found by Soares (2015) and Batista (2016). According to these authors, Mortes River delta is the main sedimentation zone in the Funil reservoir and this river also is the primary source of sediments in this reservoir (Fig. 11). It is important to emphasize that there are two other tributaries draining into FHPP reservoir, Grande River and the Capivari River, which also contribute to increase the sediment delivery into the reservoir.

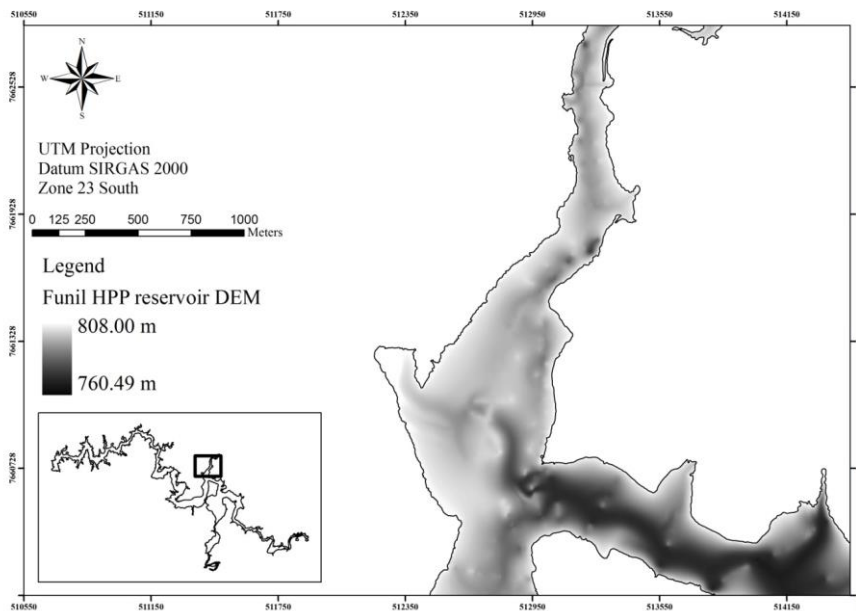


Fig. 11 Reservoir bed DEM: clearer areas represent the shallow waters. Detail of the delta deposits from the Mortes River mouth. Source: Obtained from Soares (2015).

Average annual sediment load estimated by SWAT was of $2.0 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. This result was near to that presented by Batista (2016). In his research Batista (2016) evaluated the average annual Specific Sediment Yield (SSY) in the Mortes River Basin using the discharge curve for the Ibituruna gauging station, monthly evaluated from March 2008 to April 2012, the results showed

that average annual SSY in the Mortes River Basin was of $1.60 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. This author also evaluated the estimate sediment yield using the Revised Universal Soil Loss Equation (RUSLE) and the Sediment Delivery Distributed model (SEDD), RUSLE/SEDD predictions yielded a mean SSY value of $1.58 \text{ t ha}^{-1} \text{ yr}^{-1}$. By the results found, we consider that SWAT model can sufficiently predict the sediment load at the MRB.

Fig. 12 presents the results of the monthly average sediment load delivered to the reservoir from January to December in the studied period (2002 - 2015), and its standard deviation. The months between November and April presented the greatest values of sediment load, coinciding with the rainy season for the region. Both December and January has showed the greatest standard deviation as in these months there is higher temporal variability of rainfall. The other months presented lesser standard deviations showing that, in general, the values of sediment load presented fluctuation is small in relation to the average.

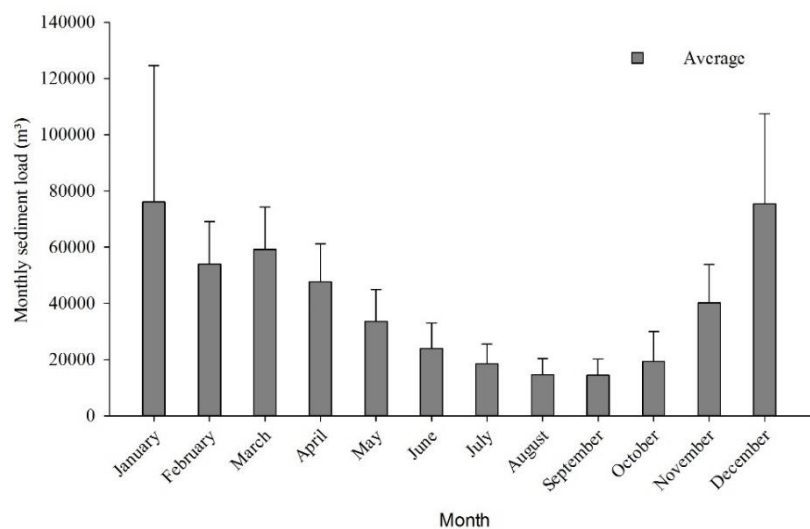


Fig. 12 Behavior of the monthly average sediment load in m^3 delivered to the reservoir from January to December in the period (2002 - 2015) and respective standard deviation.

Some of the impacts of these results are that high sediment load that are delivered to the FHPP reservoir is deposited in it which reduces its storage capacity, thus reducing its “useful life”, as well as affecting the amount of hydroelectric energy production. Williams (1975) pointed out that sediment routing could be useful for flood control evaluation, reservoir and channel design, water quality, environmental impacts assessment, and land-use planning.

Another important consideration is that the sediment from erosion may contain, in specific local conditions, substantial concentrations of agricultural inputs and other elements of industrial origin, deposited on the soil and transported during the erosion process, causing pollution in watercourses (Guilherme *et al.* 2000). In addition, sediments, with organic and inorganic fertilizers from the agricultural fields that enter the river by runoff may result in eutrophication (Setegn *et al.* 2009).

Finally, for understood the spatial behavior sediment load along the basin we evaluate propagating sediments through stream networks obtained by SWAT from 2002 to 2015 through the analysis of the sediment fraction (SF) (Fig. 13). It can be observed in this figure that the stream network belonging to the headwaters subbasins, which offer higher slopes, it occurs little or practically no deposition, i.e., the SF values was near to 1. On the other hand, in the region positioned immediately after the headwaters of subbasins occur a reduction in land slope along a streamflow path decreases the sediment transport capacity of runoff, thereby leading to deposition (Nearing *et al.*, 1989), i.e., the SF values was near to 0. According to Santos *et al.* (2013) is possible to say that the sediment deposition is promoted primarily by the rapid reduction of steepness, since this configuration is capable of promoting reduction the competence or river capacity. It is also possible observed that in some parts of the basin occurs the erosion process predominance, i.e., the SF values was < 1 . These results show as the study of erosion, sediment transport and deposition is complex in a basin.

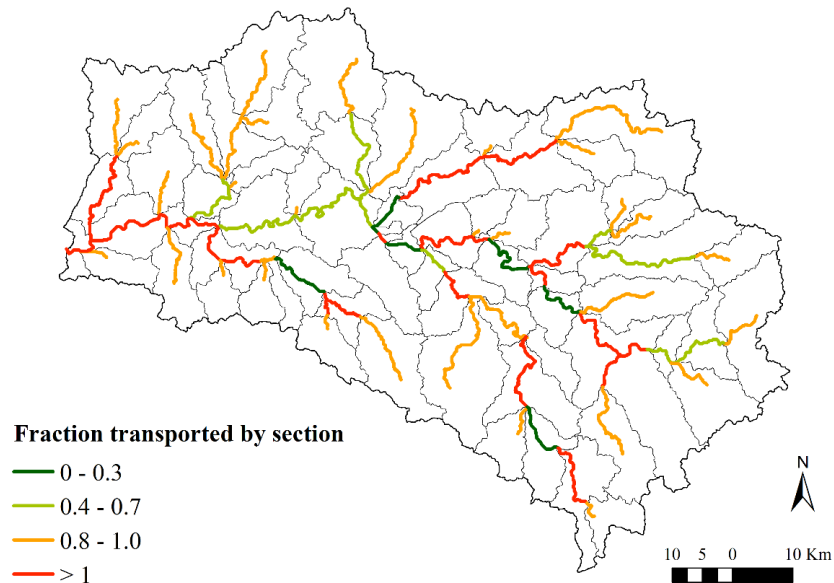


Fig. 13 Sediment fraction that are routed through the stream network, for each channel segment of the watershed in the end of the simulation period.

Therefore, it is important knowledge about sediment dynamic in watersheds scale. Almendinger et al. (2014) points out that fundamentally, sediment is detained, whether temporarily or permanently, wherever runoff velocity decreases enough to deposit the suspended sediment yield. Studies shows that the larger the watershed size, it is more probable that deposition process to be predominant (Almendinger et al., 2014; Williams, 1975) this behavior has been attributed to longer travel distances and longer travel times allow more settling (Williams, 1975), i.e., the higher the ramp length, the greater the possibility of deposition of sediments the long of it (De Jong et al., 1983).

In the light of this, SWAT can be adopted by water engineers and hydrologists in Mortes River basin region as a decision support tool to help the different actors that work in the basin in achieving sustainable water management at basin level. Adding to this, appropriate strategies should be devised to protect the most critical areas where soil erosion is most serious,

thus reducing the rates of total sediment load that are being delivered to the FHPP reservoir.

4 CONCLUSIONS

Despite the complexity of processes influencing sediment in the basin, this research demonstrates that SWAT performed satisfactorily in simulating sediment and streamflow.

The HRU with having pasture, with Argisol, Neosol, Cambisol, and undulated relief are the main areas with greater sediment contributions. These results are an important way to identify the high priority areas for soil and water conservation measures.

The Mortes River Basin region delivered to the Funil Hydropower Plant reservoir in 14 years the total of sediment load equal 6,682,704 m³ (16,706,761 ton), this value corresponding to 2.6% of storage capacity.

Finally, the results obtained in this study provide useful information for water resource planning and management at the Mortes River Basin region.

ACKNOWLEDGEMENTS

We would like to thank the CAPES Foundation for the Ph.D. sandwich scholarship of the first author to Purdue University. The authors also thank CNPq, FAPEMIG, UFLA and Purdue University for the necessary support.

REFERENCES

- Abbaspour, K.C., 2015. *SWAT-CUP: SWAT Calibration and Uncertainty Programs - A User Manual*. Swiss Federal Institute of Aquatic Science and Technology, EAWAG. Available from: <http://swat.tamu.edu/software/swat-cup/>
- Abbaspour, K.C., Johnson, C.A. and van Genuchten M.Th., 2004. Estimating uncertain flow and transport parameters using a sequential uncertainty fitting procedure. *Vadose Zone Journal*, 3(4), 1340-1352.

- Abbaspour, K.C., Yang, J., Maximov, I., Siber, R., Bogner, K., Mieleitner, J., Zobrist, J. and Srinivasan, R., 2007. Modelling hydrology and water quality in the pre-alpine/alpine Thur watershed using SWAT. *Journal of Hydrology*, 333, 413-430.
- Almendinger, J.E., Murphy, M.S. and Ulrich, J.S., 2014. Use of the Soil and Water Assessment Tool to scale sediment delivery from field to watershed in an agricultural landscape with topographic depressions. *Journal of Environmental Quality*, 43(1), 9-17.
- Andrade, M.A., Mello, C.R. and Beskow, S., 2013. Hydrological simulation in a watershed with predominance of Oxisol in the Upper Grande river region, MG – Brazil. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, 17(1), 69-76 (in Portuguese).
- Arnold, J.G., Kiniry, J.R., Srinivasan, R., Williams, J.R., Haney, E.B. and Neitsch, S.L., 2012a. *Soil and Water Assessment Tool input/output file documentation: Version 2012*. Texas Water Resources Institute TR 436.
- 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. and Jha, M.K., 2012b. SWAT: model use, calibration, and validation. *Transactions of the ASABE*, 55(4), 1491-1508.
- Batista, P.V.G., 2016. *Modeling of water erosion and bathymetry interpolation methods at the Upper Grande River Basin (MG)*. Thesis. Federal University of Lavras (in Portuguese).
- Bertoni, J. and Lombardi Neto F., 2010. *Soil Conservation* [Conservação do solo]. 7th ed. São Paulo: Editora Ícone.
- Beskow, S., Mello, C.R., Norton, L.D., Curi, N., Viola, M.R. and Avanzi, J.C., 2009. Soil erosion prediction in the Grande River Basin, Brazil using distributed modeling. *Catena*, 79, 49-59.
- Chandra, P., Patel, P.L. and Porey, P.D., 2016. Prediction of sediment erosion pattern in Upper Tapi Basin, India. *Current Science*, 110(6), 1038-1049.
- Curi, N., Chagas, C.S. and Giarola, N.F.B., 1994. Distinction of agricultural environments and soil-pasture relation in Campos da Mantiqueira (MG). In: Carvalho, M.M., Evangelista, A.R. and Curi, N., eds. *Development of pastures in the physiographic zone Campos das Vertentes -MG*. Lavras: ESAL/Embrapa, 21-43 (in Portuguese).

- De Jong, E., Begg, C.B.M. and Kachanoski, R.G. 1983. Estimates of soil erosion and deposition for some Saskatchewan soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 63, 607-617.
- Durães, M.F., Mello, C.R. and Beskow, S., 2016. Sediment yield in Paraopeba River Basin-MG, Brazil. *International Journal of River Basin Management*, 1, 1-14.
- Durães, M.F., Mello, C.R. and Naghettini M., 2011. Applicability of the SWAT model for hydrologic simulation in Paraopeba River Basin, MG. *Cerne*, 17(4), 81-488.
- Duru, U., 2015. *Modeling sediment yield and deposition using the swat model: a case study of Cubuk I and Cubuk II reservoirs, Turkey*. Dissertation. Colorado State University.
- UFV-CETEC-UFLA-FEAM., 2010. Mapa de solos do Estado de Minas Gerais: legenda expandida. Belo Horizonte: Fundação Estadual do Meio Ambiente.
- Ferreira, V.M., Silva, M.L.N., Curi, N., Oliveira, A.H., Silva, M.A. and Avanzi, J.C., 2011. Anthropogenic influence and soil attributes: interrelations in environments of gullies at the mesoregion Campos das Vertentes, MG [Influência antrópica e atributos de solo: inter-relações em ambientes de voçorocas na mesorregião Campos das Vertentes, MG]. *Geografia*, 36(1), 209-219.
- Gassman PW, Reyes MR, Green CH, Arnold JG. 2007. The soil and water assessment tool: Historical development, applications, and future research directions. *Transactions of the ASABE*, 50(4), 1211-1250.
- Guilherme, L.R.G., Silva, M.L.N., Lima, J.M. and Rigitano, R.L.O., 2000. Contamination watershed by the use of pesticides. *Informe Agropecuário*, 21(207), 40-50 (in Portuguese).
- Gupta, H.V., Sorooshian, S. and Yapo, P.O., 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, 4(2), 135-143.
- Hudson N., 1982. Soil conservation [Conservacion del suelo]. Barcelona: Reverté.
- Lane, L.J., Hernandez, M. and Nichols, M., 1997. Processes controlling sediment yield from watersheds as function of spatial scale. *Environmental Modelling and Software*, 12(4), 355-369.
- Lelis, T.A., Calijuri, M.L., Santiago, A.F., Lima, D.C. and Rocha, E.O., 2012. Sensitivity Analysis and Calibration of SWAT Model Applied to a Watershead in Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 36(2), 623-634 (in Portuguese).

- Lenzi, M.A., Mao, L. and Comiti, F., 2003. Interannual variation of suspended sediment load and sediment yield in an alpine catchment, *Hydrological Sciences Journal*, 48(6), 899-915.
- Marques, J.J.G.S.M., Alvarenga, R.C., Curi, N., Santana, D.P. and Silva, M.L.N., 1997. Rainfall erosivity indices, soil losses and erodibility factor for two soils from the Cerrado region - first approximation. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 21, 427-434 (in Portuguese).
- Mello, C.R., Norton, L.D., Curi, N. and Yanagi, S.N.M., 2012. Sea surface temperature (SST) and rainfall erosivity in the Upper Grande River Basin, Southeast Brazil. *Ciência e Agrotecnologia*, 36(1), 53-59.
- Mello, C.R., Norton, L.D., Pinto, L.C., Beskow, S. and Curi, N., 2016. Agricultural watershed modeling: a review for hydrology and soil erosion processes. *Ciência e Agrotecnologia*, 40(1), 7-25.
- Melo Neto, J.O., Silva, A.M., Mello, C.R. and Mélo Júnior, A.V., 2014. Hydrologic Scale Simulation With SWAT Model. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 19(1), 177-188 (in Portuguese).
- Monteiro, J.A.F., Kamali, B., Srinivasan, R., Abbaspour, K. and Gücker, B., 2016. Modelling the effect of riparian vegetation restoration on sediment transport in a human-impacted Brazilian catchment. *Ecohydrology* [online]. <http://dx.doi.org/10.1002/eco.1726>
- Morais, F., Bacellar, L.A.P. and Sobreira., FG., 2004. Erodibility analysis of gneiss saprolite. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 28(6), 1055-1062 (in Portuguese).
- Moriasi, D.N., Arnold, J.G., Van Liew, M.W., Bingner, R.L., Harmel, R.D. and Veith, T.L., 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Transactions of the ASABE*, 50(3), 885-900.
- Nash, J.E. and Sutcliffe, J.V., 1970. River flow forecasting through conceptual models: Part 1. A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, 10(3), 282-290.
- Nearing, M.A., Foster, G.R., Lane, L.J., and Finkner, S.C. 1989. A process-based soil erosion model for USDA-Water Erosion Prediction Project technology. *Transactions of the ASABE*, 32, 1587 - 1593.
- Neitsch, S.L., Arnold, J.G., Kiniry, J.R. and Williams, J.R., 2011. *Soil and Water Assessment Tool: Theoretical Documentation Version 2009*. Temple, TX: USDA-ARS Grassland Soil and Water Research Laboratory. Available from: <http://swat.tamu.edu/documentation/>

- Ouyang, D., Bartholic, J., 1997. *Predicting sediment delivery ratio in Saginaw Bay watershed*. In: National Association of Environmental Professionals Conference, 22., Orlando, 1997. Proceedings... Orlando, 659-671.
- Pinto, D.B.F., Silva, A.M., Beskow, S., Mello, C.R. and Coelho, G., 2013. Application of the Soil and Water Assessment Tool (SWAT) for sediment transport simulation at headwater watershed in Minas Gerais state, Brazil. *Transactions of the ASABE*, 56(2), 697-709.
- Saghafian, B., Sima, S., Sadeghi, S. and Jeirani, F., 2012. Applications of unit response approach for spatial prioritization of runoff and sediment sources. *Agricultural Water Management*, 109, 36-45.
- Sampaio, L.F., Oliveira, M.P.P., Rodrigues, V.G.S. and Pejon, O.J., 2015. Review of Soil Degradation in the Region of Nazareno, Minas Gerais: Brazil. *Engineering Geology for Society and Territory*, 5, 433-437.
- Santos, D., Curi, N., Ferreira, M.M., Evangelista, A.R., Cruz Filho, A.B. and Teixeira, W.G., 1998. Soil losses and productivity of improved native pastures under different management practices. *Pesquisa Agropecuária Brasileira*, 33, 183-189 (in Portuguese).
- Santos, R. O., Scudelari, A.C., Cunha, C.L.N. and Righetto, A.M. 2013. Avaliação da Produção e Aporte de Sedimentos para o Rio Potengi, RN. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 18(3), 149-163.
- Santos, R.O., Scudelari, A.C., Cunha, C.L.N. and Righetto, A.M., 2013. Evaluation of sediment yield and its Contribution to the Potengi River, RN. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, 18(3), 49-163 (in Portuguese).
- Schultz, G.B., Souza, R.M. and Santos, I., 2011. Simulation of production and transport of sediment with SWAT model: application in the Altíssimo Rio Negro basin. In: Lima JEFW, Lopes WTA (Org.). *Sediment Engineering in finding solutions to problems of erosion and siltation. Associação Brasileira de Recursos Hídricos*, 1, 365-382 (in Portuguese).
- Setegn, S.G., Srinivasan, R., Dargahi, B. and Melesse, A.M., 2009. Spatial delineation of soil vulnerability in the Lake Tana Basin, Ethiopia. *Hydrological Processes*, 23(26) 3738-3750.
- Silva, A.M., Silva, M.L.N., Curi, N., Avanzi, J.C. and Ferreira, M.M., 2009. Rainfall erosivity and erodibility of Cambisol (Inceptisol) and Latosol (Oxisol) in the region of Lavras, Southern Minas Gerais state, Brazil. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 33(6), 1811-1820 (in Portuguese).

- Silva, M.L.N. and Curi, N., 2001. Use and conservation of soil and water and energy crisis: reflections and examples in Minas Gerais. *Boletim da Sociedade Brasileira de Ciência do Solo*, 26(4) 10-13 (in Portuguese).
- Soares, W.S., 2015. *Silting rates in the Funil Hydroelectric Reservoir - MG*. Thesis. Federal University of Lavras (in Portuguese).
- van Griensven, A., Meixner, T., Grunwald, S., Bishop, T., Di Luzio, M. and Srinivasan R., 2006. A global sensitivity analysis method for the parameters of multi-variable watershed models. *Journal of Hydrology*, 324(1), 10-23.
- von Stackelberg, N.O., Chescheir, G.M., Skaggs, R.W. and Amatya, D.M., 2007. Simulation of the hydrologic effects of afforestation in the Tacuarembó River Basin, Uruguay. *Transactions of the ASABE*, 50(2) 455-468.
- Williams, J.R., 1975. Sediment routing for agricultural watersheds. *Water Resources Bulletin*, 11(5), 965-974.
- Yi, Y.J., Yang, Z.F. and Zhang, S.H., 2011. Ecological risk assessment of heavy metals in sediment and fishes in the middle and lower reaches of the Yangtze River basin. *Environmental Pollution*, 159(10), 2575-2585.
- Zhang, H.G., Fu, S.H., Fang, W.H., Imura, H. and Zhang, X.C., 2007. Potential effects of climate change on runoff in the Yellow River Basin of China. *Transactions of the ASABE*, 50, 911-918.
- Zuo, D., Xu, Z., Yao, W., Jin, S., Xiao, P. and Ran, D., 2016. Assessing the effects of changes in land use and climate on runoff and sediment yields from a watershed in the Loess Plateau of China. *Science of the Total Environment*, 544, 238-250.

ANEXOS

ANEXO A – Relação de parâmetros físico-hídricos do solo requeridos pelo SWAT

Camada	Z	Areia	Silte	Argila	DS	AWC	Ks	Porosidade	C	K_USLE	Albedo	Grupo hidrológico
Latossolo												
I	21.5	17	26.5	56.5	1.1	0.175	47.16	54	2.15	0.0032	0.15	B
II	83.5	14.5	25.5	60	1.01	0.175	67.32	64	0.75	0.0032	0.15	B
III	190	14	30.5	55.5	1.13	0.175	6.58	58	0.15	0.0032	0.15	C
Argissolo												
I	20	42.3	15.5	42.2	1.4	0.142	41.3	46.5	1.80	0.033	0.15	B
II	80	36.4	11.2	52.4	1.35	0.175	15.16	49.03	0.70	0.033	0.15	B
Cambissolo												
I	20	50	20	30	1.69	0.15	5.18	32	1.00	0.0355	0.15	C
II	67	48	21	31	1.51	0.15	5.18	42	0.43	0.0355	0.15	C
III	115	40	36	24	1.41	0.175	5.18	44	0.30	0.092	0.15	C
Neossolo												
I	15	66	18	16	1.16	0.175	9.34	57	1.1	0.053	0.15	C
II	40	53	33	14	1.16	0.175	9.34	57	0.4	0.061	0.15	C

Em que z corresponde a profundidade do solo na camada (mm); *Areia*, *Silte* e *Argila* (% de peso do solo); *DS* corresponde à densidade do solo (g.cm^{-3}); *AWC* corresponde à capacidade armazenamento de água no solo ($\text{mmH}_2\text{O.mmSolo}^{-1}$); *Ks* corresponde à condutividade hidráulica saturada do solo (mm.h^{-1}); *C* corresponde ao teor de carbono no solo (% de peso do solo); e *K_USLE* corresponde ao fator de erodibilidade do solo

ANEXO B – Produção específica de sedimentos calculada pelo modelo RUSLE adaptado de Batista (2016).

