

SIMULAÇÃO HIDROSSEDIMENTOLÓGICA PRELIMINAR NA BACIA DO RIO DOCE COM O MODELO MGB-SED

Hugo de Oliveira Fagundes¹, Fernando Mainardi Fan¹, Rodrigo Cauduro Dias de Paiva¹, Diogo Costa Buarque²

¹Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e-mail: h.o.fagundes@hotmail.com;
fernando.fan@ufrgs.br; rodrigo.paiva@ufrgs.br

²Universidade Federal do Espírito Santo, e-mail: diogo.buarque@gmail.com

Palavras-chave: Modelos hidrossedimentológicos, Sedimentos, MUSLE.

Introdução

A erosão do solo é um fenômeno preocupante para o meio ambiente e os recursos naturais, pois leva à redução da qualidade do terreno e da produtividade, resultando na degradação da terra. A sua ocorrência pode acarretar, além dos prejuízos ambientais, prejuízos sociais e econômicos a vários quilômetros de distância dos locais de geração dos sedimentos erodidos. Por exemplo, o solo perdido por erosão pode ser aportado em barragens, onde pode provocar o assoreamento dos reservatórios, muitas vezes aumentando a área de inundação a montante, e pode provocar alteração no canal fluvial a jusante (Morris; Fan, 1998).

A erosão hídrica e o transporte dos sedimentos até os cursos d'água são processos complexos, com vários sub processos e alta variabilidade espacial e temporal (SANTOS, 2009). Com o objetivo de auxiliar na compressão e representar esses fenômenos, foram desenvolvidos os modelos matemáticos. De acordo com Merrit et al. (2003) e Buarque (2015) os modelos matemáticos desenvolvidos para avaliação dos impactos provocados pelos sedimentos foram inicialmente desenvolvidos com dois enfoques principais, sendo o primeiro deles a produção de sedimentos para pequenas áreas e o segundo voltado para o transporte na rede de drenagem, envolvendo os processos de erosão e deposição no canal.

Buarque (2015) relata que a maioria dos modelos hidrossedimentológicos existentes foram desenvolvidos para aplicações em pequenas áreas e com métodos simplificados de propagação do escoamento em canais. Esses fatos limitam suas aplicações para escalas maiores, o que motivou o autor a desenvolver um novo modelo que preenchesse certas lacunas existentes para aplicações em grandes bacias. O modelo desenvolvido, denominado MGB-SED, consistiu no acoplamento de um modelo sedimentológico na versão do modelo MGB-IPH hidrodinâmico desenvolvido por Paiva (2009) que considera, além do método de Muskingum-Cunge (Collischonn, 2001), as equações completas de Saint Venant na propagação do escoamento na rede de drenagem. O MGB-IPH é do tipo conceitual, distribuído, com passo de

tempo diário ou horário, voltado para aplicações em grandes bacias com escassez de dados e que considera para simulação os processos de infiltração, evapotranspiração, os escoamentos superficial, subsuperficial e subterrâneo e a interceptação.

Quanto a discretização espacial, o modelo utiliza o tipo minibacias (PAIVA, 2009) para representar as características topográficas e topológicas das bacias (PAZ et al., 2005, BUARQUE et al., 2008). As minibacias são ainda subdivididas em Unidades de Resposta Hidrológicas, onde são realizadas as propagações dos volumes gerados por meio de reservatórios lineares e um coeficiente de retardo do escoamento.

O modelo MGB-SED divide os sedimentos gerados na bacia em frações de silte, argila e areia e realiza a propagação dessas ao longo do rio considerando os efeitos de erosão e deposição no canal, por meio da abordagem da capacidade de transporte do escoamento, e permite ainda uma troca lateral de sedimentos entre rios e suas planícies de inundação. O MGB-SED permite ainda estimar a quantidade de sedimentos que tem sido erodido e depositado para cada trecho de rio e também identificar quais regiões da bacia mais contribuem com a carga de sedimentos.

Levando-se em conta que o modelo até o momento só foi aplicado para a bacia do rio Madeira, afluente do rio Amazonas, o presente trabalho tem como objetivo testar suas capacidades em representar a produção de sedimentos em uma região com características físicas distintas daquela à qual foi aplicado inicialmente. Nesse trabalho será apresentada então uma simulação preliminar (sem calibração dos parâmetros sedimentológicos) na bacia do rio Doce, que é uma região com elevada produção de sedimentos e emblemática por apresentar problemas ambientais relacionados a sedimentos, como o desastre de Mariana.

Área de Estudo

A área de estudo escolhida para o desenvolvimento do presente trabalho foi a bacia hidrográfica do rio Doce, uma região que produz uma grande quantidade de sedimentos, o que tem provocado problemas de assoreamento nos diversos

reservatórios presentes nela (Fan; Schwanenberg; et al., 2015). Destaca-se ainda o rompimento de uma barragem de rejeitos de mineração no município de Mariana- MG no dia 05 de novembro de 2015 que acarretou danos em grande parte do rio principal (ANA, 2016)

A bacia do rio Doce (Figura 1) situa-se na região Sudeste, entre os paralelos 17°45' e 21°15' S e os meridianos 39°30' e 43°45' W, integrando a região hidrográfica do Atlântico Sudeste. A bacia possui uma área de drenagem de cerca de 86.715 km², abrange 230 municípios e possui 86% de sua área pertencente ao Estado de Minas Gerais e 14% ao Estado do Espírito Santo (PIRH, 2010). As nascentes do rio Doce situam-se no Estado de Minas Gerais, nas serras da Mantiqueira e do Espinhaço, sendo que suas águas percorrem cerca de 850 km até atingir o oceano Atlântico, junto ao povoado de Regência, no Estado do Espírito Santo (Guimarães, 2015).

A bacia que era originalmente coberta por Mata Atlântica sofreu intensamente com a antropização, restando hoje apenas alguns remanescentes florestais nas áreas de grande declive e nas unidades de conservação (Barreto-Neto et al., 2009; PIRH, 2010; ANA, 2016). O forte desmatamento e má utilização dos solos provocou na região um intenso processo de erosão, fazendo com que os sedimentos gerados sejam transportados até os cursos d'água (PIRH, 2010).

Os Latossolos e Argissolos são caracterizados como solos profundos, bem drenados, enquanto os demais são solos rasos com alto potencial de geração de escoamento superficial.

Aquisição de dados

A disponibilidade de dados observados de chuva, vazão e sedimentos é de grande importância tanto para a calibração do modelo hidrológico quanto para a comparação dos resultados simulados do modelo hidrossedimentológico. No presente trabalho, utilizou-se dados disponibilizados pela Agência Nacional de Águas (ANA) no Sistema de Informações hidrológicas (<http://hidroweb.ana.gov.br/>), para o período de simulação (1970-2010).

Para as variáveis hidrológicas, existe um número considerável de informações disponíveis. Já para os dados de sedimentos, existe considerável menor disponibilidade de informações. A rede de monitoramento sedimentométrica da ANA, além de possuir pouca densidade de postos instalados, fornece dados de cerca de quatro medições por ano. Assim, foram utilizadas 217 estações pluviométricas, 64 estações fluviométricas e 27 estações sedimentométricas da ANA.

Além desses, foram utilizados dados de sedimentos fornecidos pela Companhia Energética de Minas Gerais (CEMIG) referentes à estação Fazenda Ouro Fino. Essa estação possui cerca de 160 medições anuais.

Calibração do Modelo Hidrológico MGB-IPH

O modelo MGB-IPH, para ser aplicado, necessita de uma etapa de pré-processamento onde são definidas as características físicas/espaciais da bacia, como a geração da rede de drenagem, delimitação das sub e minibacias, definição das Unidades de Resposta Hidrológica (URH) e o Modelo Digital de Elevação (MDE). O MDE utilizado foi do SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) com resolução espacial de 90 metros. O pré-processamento foi realizado com o uso do pacote de ferramentas IPH-Hydro Tools, que está apresentada e tem seus métodos descritos no trabalho de Siqueira et al. (2016).

Com as ferramentas do IPH-Hydro Tools, utilizou-se o método MHS (Modified Heuristic Search) para remoção de depressões do terreno, foram definidas as direções do escoamento, calculado o fluxo acumulado e delimitada a rede de drenagem. A partir dessa última foram delimitadas a bacia e as sub-bacias. Posteriormente, utilizando a ferramenta Stream Segmentation, a rede de drenagem foi dividida em vários trechos de rios, a partir das confluências, o que permitiu então a delimitação das áreas de contribuição para cada trecho, definidas como minibacias.

Foram definidas 10 sub-bacias (Figura 2-a), que foram utilizadas para a definição dos valores de parâmetros do modelo hidrológico e para os procedimentos de calibração. Nas minibacias, em cada Unidade de Resposta Hidrológica (URH) ocorre o balanço de água no solo e os volumes gerados em cada unidade são somados e propagados inicialmente em nível de minibacias, e posteriormente pela rede de drenagem. As URH foram adquiridas do mapa de URH da América do Sul (FAN; BUARQUE; et al., 2015), que apresentam nove classes: floresta em solo raso e profundo; campo em solo raso e profundo; agricultura em solo raso e profundo; várzea e florestas inundáveis; água; e áreas semi-impermeáveis. Foram definidas, ao todo, cerca de 1100 minibacias e 9 URH (Figura 2-b).

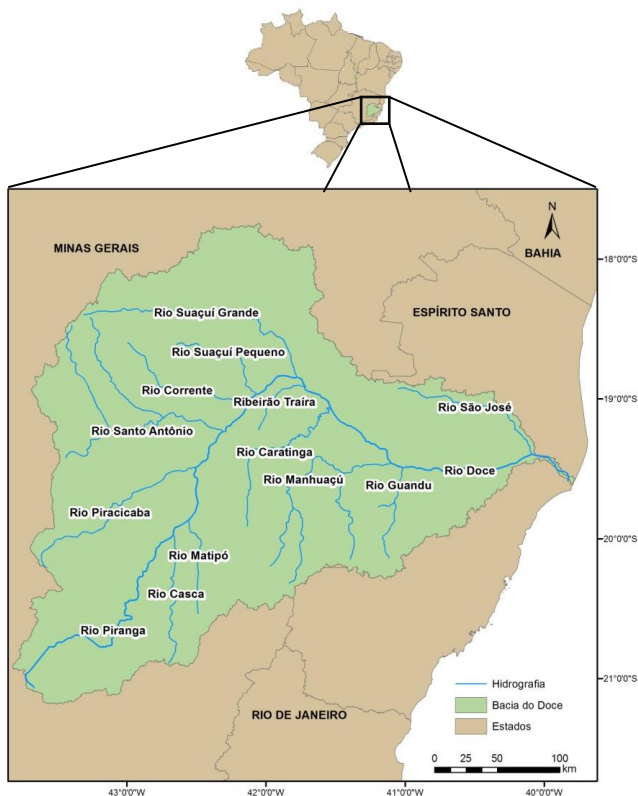


Figura 1: Bacia Hidrográfica do rio Doce.

O regime de precipitações na bacia é fortemente sazonal, com o período chuvoso ocorrendo de outubro/novembro a março/abril e o período seco entre os meses de março/abril e setembro/outubro. Tal sazonalidade faz com que a bacia apresente ora vazões muito baixas e poucos sedimentos em suspensão (SS), ora vazões elevadas com alta quantidade de SS.

Os tipos de solos predominantes na região são os Latossolos Vermelho-Amarelo e os Argissolos Vermelhos. Além desses, se fazem presente outros tipos de Latossolos e Argissolos, Neossolos Litólicos, Gleissolos e Cambissolos.

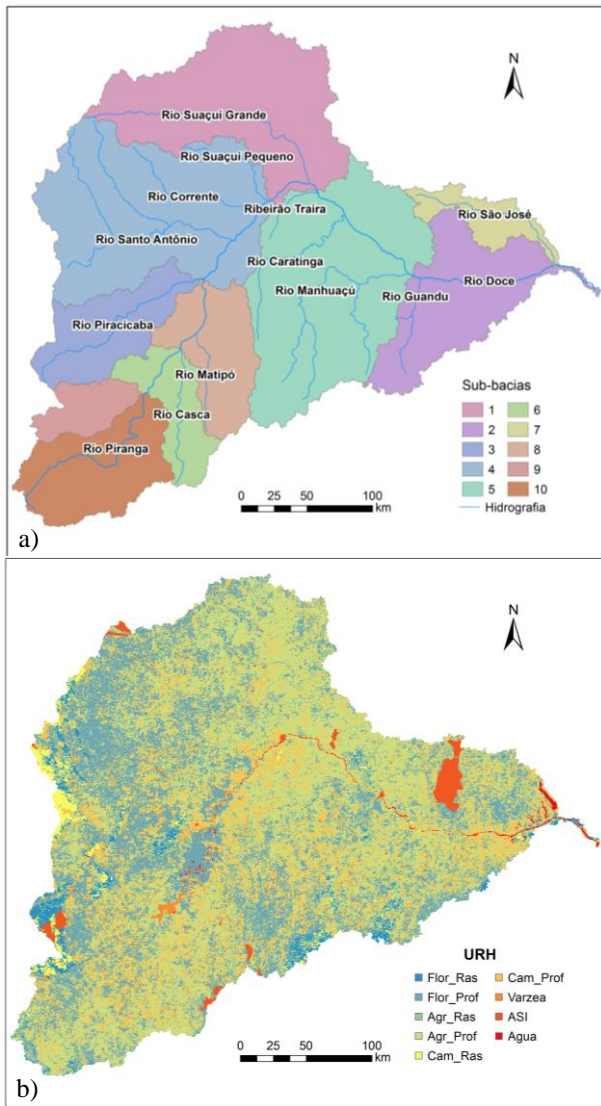


Figura 2: a) Sub-bacias consideradas na simulação e principais afluentes do rio Doce; e b) Mapa de URH.

A etapa seguinte consistiu na obtenção e preparação dos dados de chuva, vazão e clima para serem utilizados no modelo, conforme Fan e Collischonn (2014). Os dados de chuva foram então interpolados para o centroide de cada minibacia a fim de espacializar essa variável. A utilização dos dados de vazões observadas tem como principal finalidade a comparação com os dados observados na etapa de calibração. Para a simulação foram utilizados todos os postos pluviométricos que tiveram alguma informação para o período e todos os postos de vazão que tivessem pelo menos cinco anos de dados completos e ininterruptos disponíveis.

Os dados de clima utilizados foram aqueles disponíveis na base interna do MGB, conforme apresentado por Fan e Collischonn (2014). Na região da bacia foram encontradas 14 estações meteorológicas. Quando da ocorrência de dados faltantes em um dia qualquer para determinada estação, era utilizado os valores da estação mais próxima a essa como referência para cálculo das variáveis do modelo.

Com base em dados de perfis transversais disponibilizados pela ANA, desenvolveram-se equações geomorfológicas que relacionassem a largura e profundidade das seções em função da área de drenagem. Foram utilizadas 27 estações e como cada uma dessas possuía mais de um perfil, selecionou-se de modo visual, aquele que representasse o comportamento médio da seção ao longo do tempo.

Buscou-se então, para cada um desses perfis, determinar um novo perfil equivalente de formato retangular para o mês de fevereiro de 2000, considerando a cota média medida nesse mês. Esse período foi escolhido como uma tentativa de melhor representar a realidade, visto que foi aquele em que o SRTM imageou a superfície do globo terrestre. Dada a profundidade da seção, o algoritmo interno do modelo irá diminuir essa altura da cota do MDE, para então definir a forma da calha de cada trecho de rio. Os valores de largura estimados a partir dessas relações são importantes para o cálculo da vazão de referência e celeridade, que são parâmetros de entrada no cálculo da propagação do escoamento pelo método de Muskingum-Cunge (COLLISCHONN, 2001).

Os parâmetros fixos utilizados no modelo hidrológico são o albedo, Índice de Área Foliar (IAF), altura da vegetação e resistência superficial. Esses parâmetros estão relacionados com as características da vegetação e foram definidos com base nas características da bacia, estudos anteriores e utilização de imagens e produtos de sensoriamento remoto, como albedo e o índice de área foliar disponível pelo Earth Engine Evapotranspiration Flux (EEFlux - <http://eeflux-level1.appspot.com/>).

A última etapa de aplicação do modelo hidrológico consistiu na definição dos parâmetros calibráveis relacionados ao balanço de água no solo: armazenamento máximo de água no solo W_m ; parâmetros relacionados aos escoamentos subsuperficial, K_{int} , e subterrâneo, K_{bas} ; parâmetros relacionados ao tempo de propagação dos escoamentos superficial, CS , subsuperficial, CI , e subterrâneo, CB (que foi estimado com base no método desenvolvido por (FAN; MELLER; et al., 2015)). O coeficiente de rugosidade de Manning não foi calibrado, mas adotado igual a 0,03 para toda a bacia, que é o valor próximo da realidade em grande parte dos rios.

Os parâmetros calibráveis foram definidos então para cada sub-bacia, após diversos ajustes manuais, sempre comparando os valores simulados com os observados, a fim de representar de forma adequada as condições reais da área de estudo. As comparações dos resultados foram realizadas de forma visual a partir dos hidrogramas e curvas de permanência de vazão e a partir de parâmetros estatísticos. A eficiência da calibração dos parâmetros foi avaliada utilizando 3 estatísticas de desempenho tradicionalmente usadas na avaliação do modelo: índice de eficiência de Nash e Sutcliffe (1970) entre vazões observadas e simuladas (NS), índice de eficiência de Nash e Sutcliffe entre o logaritmo das vazões observadas e simuladas (NSlog) e o erro no volume total (Bias - ΔV , Gupta, 1999).

Produção de sedimentos no MGB-SED

Conforme apresentado por Buarque (2015), o módulo de sedimentos, assim como o modelo hidrológico, necessita de uma etapa de pré-processamento, onde serão quantificadas as áreas de drenagem acumuladas e definidos os parâmetros de perda de solo pela MUSLE (Equação 1). Na presente aplicação foi desprezado o fator FG, relacionado a fragmentos de rocha, apresentado pelo autor. O volume de escoamento superficial gerado pelo MGB-IPH é utilizado para calcular a erosão do solo em cada minibacia. Esse pré-processamento fornece informações necessárias para que a erosão da bacia e o transporte no rio sejam computados durante a simulação do MGB-SED.

$$Sed = \alpha \cdot (Q_{sup} \cdot q_{pico} \cdot A)^\beta \cdot K \cdot C \cdot P \cdot LS \quad (1)$$

Em que Sed [t/dia] é a carga de sedimentos resultante da erosão do solo, Q_{sup} [mm/ha] é o volume de escoamento superficial, q_{pico} [m³/s] é a taxa de pico do escoamento superficial, A [ha] é a área superficial, K [0,013.t.m².h./m³.t.cm] é o fator erodibilidade do solo, C [-] é fator de cobertura e manejo do solo, P [-] é o fator de práticas conservacionistas, LS [-] é o fator topográfico, α e β são coeficientes de ajuste, adotados como 11,8 e 0,56, respectivamente

Taxa de pico do escoamento superficial

A taxa de pico do escoamento superficial (q_{pico}) foi calculada a partir do volume de escoamento superficial (D_{sup} [mm]) uniforme ao longo do dia, fornecido pelo MGB-IPH. A taxa de pico é calculada para cada pixel k do MDE em cada minibacia (representada pelos índices i e j):

$$q_{pico}_{i,j}^k = \frac{D_{sup}_{i,j}^k \cdot A_{i,j}^k}{86,4} \quad (2)$$

Fator de erodibilidade do solo

O fator K de erodibilidade do solo foi calculado a partir da equação proposta por Williams (1995). Essa equação leva em consideração apenas as porcentagens de silte, argila, areia e matéria orgânica de cada tipo de solo da bacia e pode ser escrita como:

$$K_j = Fag_j \cdot Fcs_j \cdot Forg_j \cdot Fa_j \quad (3)$$

Em que Fag é um fator de areia grossa; Fcs um fator relacionado com "argila-silte"; $Forg$ um fator de carbono orgânico; e Fa um fator relacionado a quantidade de areia; e o índice j indica a URH. As formas de cálculo dos fatores do lado direito da Equação 3 são apresentadas no trabalho de Buarque (2015).

As porcentagens de areia, silte, argila e carbono que compunham cada solo foram obtidos da Food and Agriculture Organization of the United Nations - FAO (FAO, 1971). Os solos foram agrupados em duas classes: Argissolos e Latossolos, enquadrados como "solos profundos" e Cambissolos e Litossolos, enquadrados como "solos rasos". Por isso, realizou-se uma média dos percentuais de cada componente presente em cada solo para cada classe. Observou-se que a URH "Várzea" estava localizada quase que integralmente em regiões com Argissolos. Por isso, para essa URH, diferente das demais não se adotou a média, mas sim as porcentagens de silte, argila e areia desse tipo de solo. Os valores utilizados são apresentados na Tabela 1.

Fatores C e P

O fator C está relacionado com o uso e cobertura da terra e é um fator de redução da vulnerabilidade do solo à erosão. Os valores adotados para cada um dos cinco tipos de cobertura do solo considerados nas URH foram obtidos a partir de dados de literatura. Os valores do fator C para floresta, agricultura e campo foram obtidos do trabalho de Silva et al. (2010), o valor para várzea do trabalho de Vázquez-Fernández et al. (1996) e de áreas semi-impermeáveis do trabalho de Ribeiro

e Alves (2007). Destaca-se que para os valores de agricultura foi considerado a média dos valores de C para diferentes culturas e são apresentados na Tabela 1. Já o fator P , devido à dificuldade de obter tal informação para o tamanho da escala dada, optou-se por utilizar o valor 1. Isso significa que foi desconsiderado, portanto, os efeitos de qualquer tipo de prática de conservação do solo, como plantio em contorno, terraceamento, cultivo em faixas e alternância de cultura.

Tabela 1: Parâmetros adotados para estimativa da erosão pela MUSLE.

URH	Areia (%)	Silte (%)	Argila (%)	orgC (%)	C
Floresta em solo raso	65,55	15,55	18,90	0,870	0,04
Floresta em solo profundo	44,50	16,75	38,75	1,835	0,04
Agricultura em solo raso	65,55	15,55	18,90	0,870	0,164
Agricultura em solo profundo	44,50	16,75	38,75	1,835	0,164
Campo em solo raso	65,55	15,55	18,90	0,870	0,05
Campo em solo profundo	44,50	16,75	38,75	1,835	0,05
Várzea (em Argissolos)	53,30	17,20	29,50	1,740	0,000
Área Semi-impermeável	44,50	16,75	38,75	1,835	0,001
Água	0	0	0	0	0

Fatores topográfico LS bidimensional

O fator LS é a combinação dos fatores comprimento da rampa L e declividade S e representam a contribuição do escoamento superficial no processo de erosão hídrica. Para o módulo de sedimentos Buarque (2015) implementou uma rotina computacional para determinar o fator LS automaticamente, para cada pixel $k(l, s)$ do MDE.

O fator L é obtido conforme apresentado por Desmet e Govers (1996) para aplicação em um terreno bidimensional usando o conceito de área de contribuição unitária (Kirkby & Chorley, 1967), ou seja, a área de contribuição acumulada por unidade de comprimento. A área de drenagem acumulada para cada pixel é calculada somando todos os pixels a montante que drenam para esse. Esse cálculo foi feito por meio do algoritmo desenvolvido por Buarque (2015) e inserido no módulo de sedimentos do modelo MGB-IPH. O fator S é calculado pela equação de Wischmeier e Smith (1978). As premissas e equações utilizadas para determinação dos fatores L e S podem ser encontradas no trabalho de Buarque (2015).

Transferência de sedimentos das minibacias para os cursos d'água.

Segundo Buarque (2015) o volume de sedimentos produzido em cada URH não chega à rede de drenagem no mesmo intervalo de tempo, havendo assim um retardo juntamente com o escoamento superficial. Assim, o aporte de sedimentos para os cursos d'água é feito mediante um reservatório linear simples para cada fração do solo (silte, argila e areia). Esse esquema é apresentado na Figura 3.

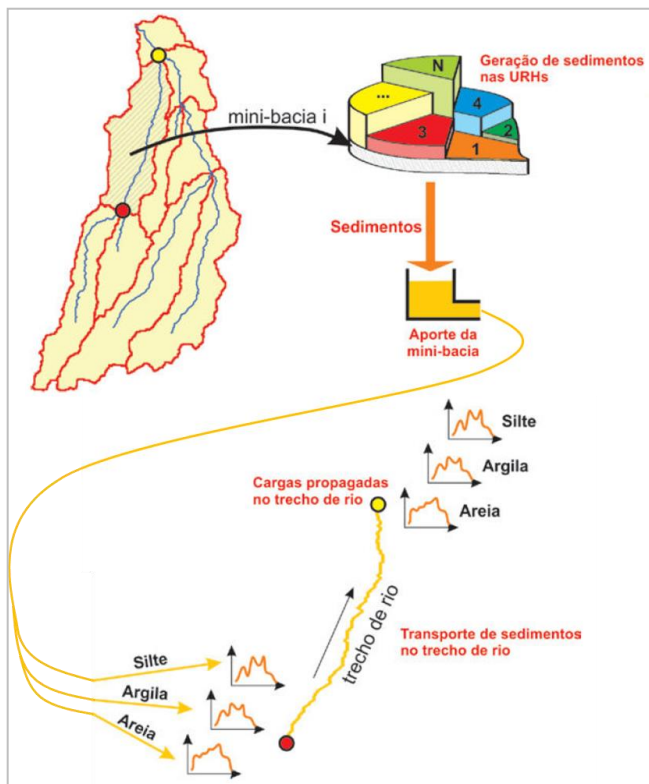


Figura 3: Esquema dos processos de geração e propagação de sedimentos nas minibacias e propagação de sedimentos na rede de drenagem. Adaptado de Buarque (2015).

Transporte de sedimentos no MGB-SED

O volume de sedimentos produzido em cada minibacia, para cada classe de tamanho de partícula, de forma semelhante ao que acontece com o escoamento superficial são somadas às cargas de montante que chegam ao trecho de rio para posterior propagação. Em caso de minibacias de primeira ordem, os volumes provenientes dos reservatórios lineares são destinados ao exutório da minibacia, não havendo portanto propagação em rio nesses casos.

Sempre que as cargas de sedimentos aportam na rede de drenagem esses são instantaneamente misturados ao longo da coluna d'água. Da mesma forma, considera-se que sempre que ocorre a confluência de dois cursos d'água, as cargas de sedimentos também são misturadas na coluna d'água de forma instantânea. O modelo considera que o transporte das partículas pode ser realizado de duas formas: transporte em suspensão e transporte da carga de fundo.

Transporte em suspensão

O material fino, que corresponde as partículas de silte e argila, é transportado em suspensão de forma contínua ou intermitente pelo escoamento. Assim, para essas classes de partículas, desprezam-se os efeitos de erosão e deposição na calha do rio.

O processo de transporte dessas partículas é realizado por um modelo não-permanente que considera que a velocidade do escoamento e os processos advectivos são dominantes. A equação de transporte que representa esse processo, considerando o método de propagação Muskingum-Cunge, é apresentada na Equação 4.

$$\frac{\partial AC}{\partial t} + \frac{\partial AUC}{\partial x} = q_{sm} \quad (4)$$

em que A [m²] é a área molhada da seção, C [t/m³] a

concentração média de sedimento, U [m/s] a velocidade média do escoamento na seção, x [m] é a distância na direção do escoamento, t [s] é o tempo, q_{sm} [t/m.s] é a contribuição lateral de sedimentos da minibacia por unidade de comprimento do rio.

A concentração de sedimentos em suspensão estimada pelo modelo foi comparada com os dados observados *in situ* por meio do coeficiente de correlação linear (r). Esse coeficiente, que pode variar de -1 a 1, sugere o grau de colinearidade existente entre os dados calculados e observados (Moriasi et al., 2007). Se $r = -1$ ou 1 significa que existe uma perfeita correlação linear negativa ou positiva. Quanto mais próximo de 0, menor é a correlação entre os dados.

Transporte da carga de fundo

Foi considerado que somente as partículas de areia interagem com o fundo do canal, e, portanto, somente essas serão transportadas como carga de fundo. Para isso, utilizou-se a equação de Exner (Equação 5), considerando o parâmetro $\lambda=1$. Em cada trecho de rio, a concentração de saída é dependente da capacidade de transporte (CT) de sedimentos pelo escoamento.

É também por meio da CT que se pode calcular o volume de sedimentos erodido ou depositado em cada trecho de rio em cada passo de tempo. A CT foi calculada por meio da equação de Yang (Yang, 1973, 1984). Mais detalhes sobre as formulações adotadas pelo modelo podem ser vistas em Buarque (2015).

$$(1 - \lambda) \frac{\partial A_b}{\partial t} + \frac{\partial Q_s}{\partial x} = q_s \quad (5)$$

Sendo λ [adimensional] a porosidade do material de fundo, A_b [m²] é a área da seção transversal, Q_s [m³/s] é a descarga sólida e q_s [m²/(s.m)] é a contribuição lateral de sedimentos por unidade de largura.

Resultados

Relações Geomorfológicas

Com os dados dos perfis transversais das 27 estações de monitoramento da ANA, foram calculadas as relações geomorfológicas para a bacia do Doce. Estas relações permitem que sejam calculadas as seções transversais para cada minibacia em função da área de drenagem (A [km²]). Os resultados encontrados para as variáveis largura (B [m]) e profundidade (h [m]) são apresentados nas Equações 6 e 7.

$$B = 0,1537A^{0,7123} \quad (6)$$

$$h = 0,3489A^{0,204} \quad (7)$$

Os valores do coeficiente de determinação (R^2) para a variável largura foi de 0,93 e para a profundidade de 0,58. Nota-se que existe uma boa relação entre a largura e a área de drenagem. Já para a profundidade, a relação não parece tão adequada como para a largura, isso devido ao comportamento das calhas de rio, que para pequenas áreas de drenagem podem sofrer grande variação de profundidade. Além disso, com o aumento da largura a profundidade tende a diminuir, o que é um fenômeno difícil de representar por

meio de uma única curva. Todavia, os resultados encontrados são uma solução viável na falta de dados batimétricos e representam melhor as seções transversais dos rios na simulação do rio Doce do que se adotando, por exemplo, as relações desenvolvidas por Paiva (2009) para a bacia Amazônica.

Simulação hidrológica

De forma geral, nota-se que a calibração para os postos no rio principal, exceto o posto mais a montante da bacia do Doce apresentaram resultados muito bons, se comparados com as escalas propostas por Moriasi et al. (2007), com valores de NS (Figura 4) e NSLog superiores a 0,75 e erros de volume entre -10% e 10%. Já os afluentes se comportaram de forma distinta, mas de forma geral, para cada sub-bacia os postos mais a jusante apresentaram melhores resultados, sendo considerados bons ou satisfatórios, de acordo com Moriasi et al. (2007). Outra característica notável é que os postos mais a montante das sub-bacias nem sempre apresentaram resultados considerados satisfatórios. Esse comportamento também foi observado por Paiva (2009), ou seja, nos postos de jusante havia uma compensação dos erros gerados nos postos de montante.

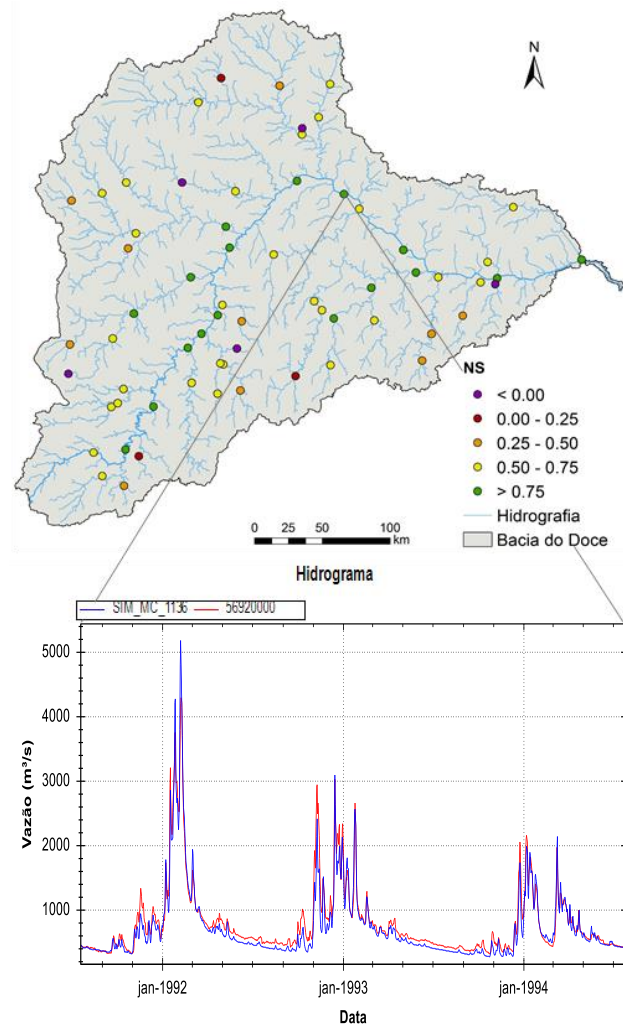


Figura 4: Valores de NS da simulação com MGB-IPH para o rio Doce e Hidrograma simulado (azul) e observado (vermelho) para a estação 56920000.

Verificou-se, para toda a bacia, que 70,3% das estações calibradas apresentaram índice NS acima de 0,5, sendo que 37,8% apresentaram valores acima de 0,75. Para o NSLog 75,0 % das estações apresentaram valores superiores a 0,5 com 39,6% dessas com valores superiores a 0,75. Por fim, para o erro de volume, 53,1% das estações apresentaram valores entre -10% e 10%.

Na Figura 4, observa-se que cinco postos apresentaram valores inferiores a zero. Esses locais apresentaram resultados muito incoerentes com o observado, o que pode estar relacionado com a localização errada dos postos fluviométricos, pois, por exemplo, o ponto roxo mais a jusante da bacia mostra que as vazões chegam a ser 10 vezes maiores do que aquelas observadas, o que seria coerente com resultados do rio principal, entretanto o posto se localiza no afluente.

Simulação hidrossedimentológica com o MGB-SED sem calibração

O modelo MGB-SED permitiu calcular a variabilidade espacial e temporal de várias variáveis, como a carga total de sedimentos (toneladas por dia) gerada pela MUSLE para cada minibacia que depois será propagada e aportada nos trechos de rio. Esses resultados são apresentados na Figura 5, por unidade de área. Observa-se a partir da figura uma alta variabilidade na quantidade média de sedimentos produzida na bacia ao longo dos anos (1970-2010), podendo variar de valores inferiores a 10,0 t/ano.km² à valores próximos de 14.680,0 t/ano.km². Nota-se, ainda, maiores valores de perda de solo predominantemente nas regiões ao sul do rio Doce.

O padrão espacial apresentado na Figura 5 parece estar diretamente relacionado com o relevo da bacia. As regiões que apresentam maiores valores de perda de solo coincidem, geralmente, com locais em que o relevo é mais acidentado, e portanto com declividades mais elevadas, o que pode ser visto principalmente. Esse comportamento demonstra que o fator LS apresentou grande influência na geração de sedimentos calculada pela MUSLE, em se comparando com os demais parâmetros. Observa-se também que as regiões pertencentes a URH "Áreas Semi-impermeáveis", no geral, apresentaram baixos valores de perda de solo.

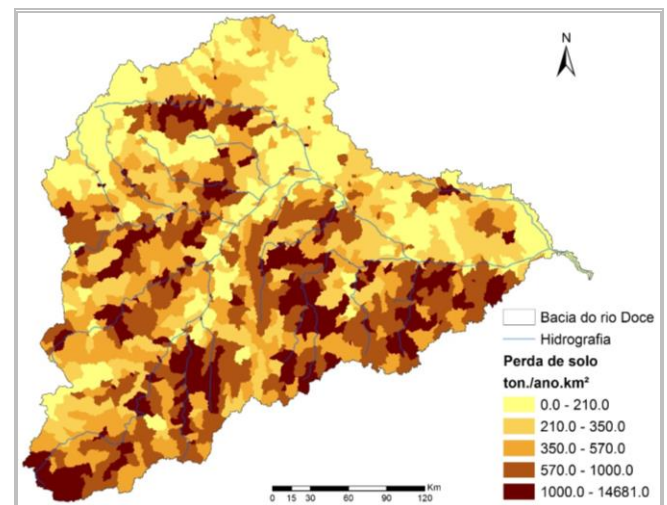


Figura 5: Perda de solo específica média (1970-2010), por minibacia, para a bacia do rio Doce calculada a partir da MUSLE.

Na Figura 6 são apresentados os valores observados e simulados de concentração de sedimentos em suspensão (CSS) (frações de argila e silte) para algumas estações de monitoramento de sedimentos, buscando representar a variabilidade espacial e temporal das CSS. Em todos os gráficos dessas figuras, observa-se variações de alta frequência no comportamento dos sedimentogramas, com rápida alternância entre picos e vales, o que também pode ser visto no hidrograma da Figura 4. Apesar da baixa quantidade de dados observados, nota-se que os resultados simulados tendem a acompanhar o comportamento dos dados observados em relação a ocorrência dos períodos com baixa e/ou elevada concentração de sedimentos. Além disso, mostra-se que o modelo, mesmo ainda não calibrado, é capaz de representar a variabilidade espacial e temporal da geração de sedimentos na bacia, ao representar a dinâmica em vários locais.

Os valores do coeficiente de correlação linear (r) para as estações mostradas na Figura 6 foram de 0,62 para a estação Fazenda Ouro Fino, 0,58 para a estação Vila Matias e 0,40 para a estação Colatina. Observa-se ainda que os resultados do modelo tiveram uma tendência de subestimar os valores observados quando esses possuem baixa concentração e superestimar quando para concentrações variando entre 50-500 mg/L

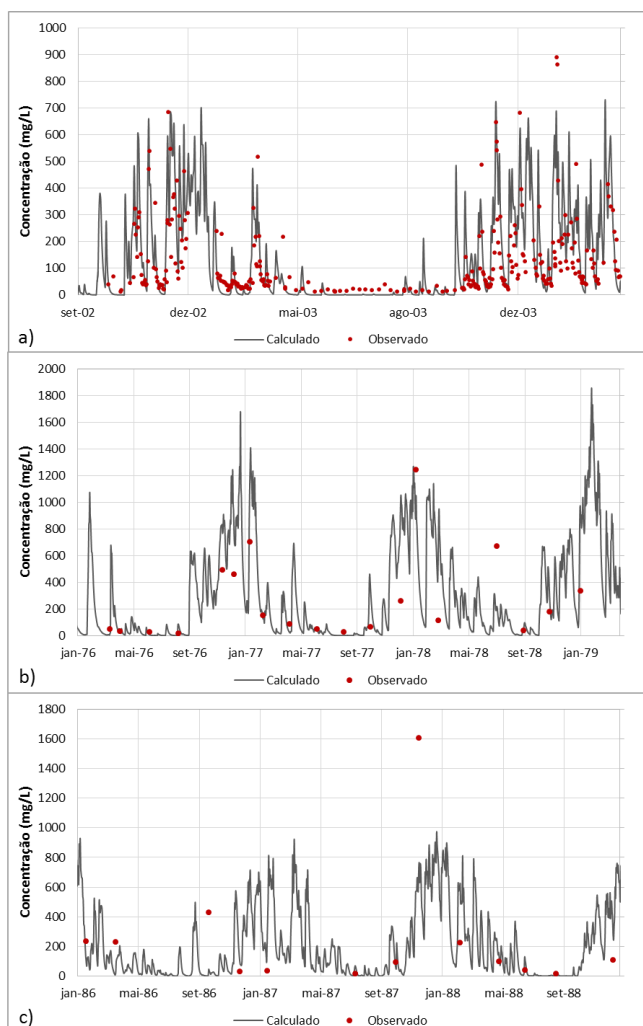


Figura 6: CSS (mg/L) simulada e observada nas estações: a) Fazenda Ouro Fino (CEMIG - Lat.: -19°10'6", Long.: -42°50'02"), rio Santo Antônio; b) Vila Matias (56891900 - Lat.: -18°34'29", Long.: 41°55'40"), rio Suaçuí Grande; e c) Colatina (56994500 - Lat.: -19°32'00", Long.: 40°37'47"), rio Doce.

Por fim, apresenta-se a descarga sólida total (silte+argila+areia), em termos de valores médios diários, para cada trecho de rio (Figura 7). Na Figura 7, observa-se que a descarga sólida tende a aumentar conforme aumenta a área de drenagem da bacia, pois maior é a vazão do rio. Nesta aplicação preliminar, destacam-se os valores elevados de descarga encontrados nos rios Piracicaba, Santo Antônio e Manhuaçu. Esta observação está sujeita a verificação após a calibração.

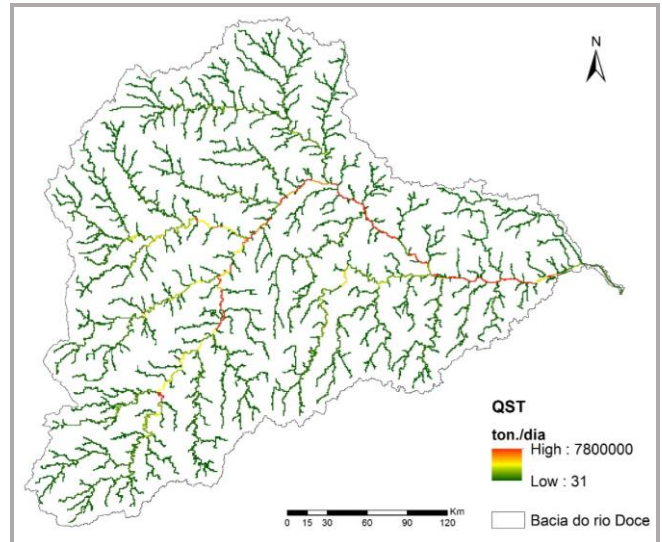


Figura 7: Descarga sólida média diária total para cada trecho de rio de cada minibacia.

Comentários Finais

O presente trabalho mostrou que foi possível aplicar o modelo MGB-SED para outra região sem ser aquela ao qual foi avaliado inicialmente por Buarque (2015). A calibração do modelo hidrológico se mostrou satisfatória, principalmente para o rio principal, com mais de 70% das estações apresentando valores de NS superiores a 0,5.

A perda de solo calculada pela MUSLE apresentou valores elevados, principalmente para as minibacias localizadas ao sul do rio Doce, com valores que chegaram a 14.600 t/km².ano.

Para uma simulação preliminar, em que não houve calibração do modelo hidrossedimentológico, os resultados observados e calculados foram considerados como apresentando boa correlação entre os dados, com esses últimos acompanhando o comportamento dos dados observados em relação a ocorrência dos períodos com baixa e/ou elevada concentração de sedimentos. Em uma etapa posterior o modelo hidrológico será recalibrado a fim de representar ainda melhor o escoamento superficial nas minibacias de montante de cada rio. Além disso, o modelo hidrossedimentológico será calibrado, buscando representar ainda melhor os processos de geração e transporte de sedimentos na bacia.

Agradecimentos

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela bolsa concedida ao primeiro autor durante a pesquisa e à CEMIG pelos dados fornecidos que ajudaram na realização desse trabalho.

Referências bibliográficas

- Agência Nacional de Águas – ANA; 2016. Encarte especial sobre a bacia do rio Doce: Rompimento da barragem em Mariana/MG. Disponível em: http://arquivos.ana.gov.br/RioDoce/EncarteRioDoce_22_03_2016v2.pdf. Acesso em: 14 dez 2016.
- Barreto-Neto, A. A.; Zamprogno, D. P.; Reis, J. A. T.; 2009. Modelagem espacial da erosão utilizando sensoriamento remoto na bacia hidrográfica do Rio Doce, porção do Espírito Santo. Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 7663-7667.
- Buarque, D. C.; 2015. Simulação Da Geração E Do Transporte De Sedimentos Em Grandes Bacias: Estudo de caso do rio Madeira. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Buarque, D. C.; Paz, A. R.; Collischonn, W.; 2008. Extração automática de parâmetros físicos de bacias hidrográficas a partir do MNT para utilização em modelos hidrológicos. In: Simpósio Sul-Sudeste de Recursos Hídricos, ABRH, Rio de Janeiro.
- Collischonn, W.; 2001. Simulação Hidrológica de Grandes Bacias. Tese (Doutorado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Collischonn, W.; Allasia, D.; Silva, B. C. Da; Tucci, C. E. M.; 2007. The MGB-IPH model for large-scale rainfall—runoff modelling. *Hydrological Sciences Journal*, v. 52, n. 5, p. 878–895.
- Desmet, P. J. J.; Govers, G.; 1996. A GIS-procedure for automatically calculating the USLE LS-factor on topographically complex landscape units. *Journal of Soil and Water Conservation*, v. 51, n. 5, p. 427-433.
- Fan, F. M.; Buarque, D. C.; Pontes, P. R. M.; Collischonn, W.; 2015. Um Mapa de Unidades de Resposta Hidrológica para a América do Sul. XXI Simpósio Brasileiro e Recursos Hídricos, p. 1–8.
- Fan, F. M.; Collischonn, W.; 2014. Integração do Modelo MGB-IPH com Sistema de Informação Geográfica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 19, n. 1, p. 243–254.
- Fan, F. M.; Meller, A.; Collischonn, W.; 2015. Incorporação de filtro numérico de separação de escoamento na assimilação de dados para previsão de vazões utilizando modelagem hidrológica. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 20, n. 2, p. 472–483.
- Fan, F. M.; Schwanenberg, D.; Collischonn, W.; Weerts, A. (2015). Verification of inflow into hydropower reservoirs using ensemble forecasts of the TIGGE database for large scale basins in Brazil. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, v. 4, p. 196-227.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations – FAO.; 1971. Soil Map of the world: Volume IV South America. Paris.
- Guimarães, M. B; 2015. A Análise Hidrossedimentológica no Planejamento de Bacias Hidrográficas: Caso da Bacia do Rio Doce-ES-MG, Brasil. In.: I Congresso Internacional de Hidrossedimentologia.
- Gupta, H. V.; Sorooshian, S.; Yapo, P. O.; 1999. Status of automatic calibration for hydrologic models: Comparison with multilevel expert calibration. *Journal of Hydrologic Engineering*, v. 4, n. 2, p. 135-143.
- Kirkby, M. J; Chorley, R. J.; 1967. Throughflow, overland flow and erosion. *Bulletin Int. Ass. of Hydrol. Sci*, v. 12, p.5-21.
- Merritt, W. S.; Letcher, R. A.; Jakeman, A. J.; 2003. A review of erosion and sediment transport models. *Environmental Modelling and Software*, v. 18, n. 8–9, p. 761–799.
- Moriassi, D. N.; Arnold, J. G.; Van Liew, M. W.; Bingner, R. L.; Harmel, R. D.; Veith, T. L.; 2007. Model evaluation guidelines for systematic quantification of accuracy in watershed simulations. *Trans. Asabe*, v. 50, n. 3, p. 885-900.
- Morris, Gregory L.; Fan, Jiahua.; 1998. Reservoir sedimentation handbook: design and management of dams, reservoirs, and watersheds for sustainable use. McGraw Hill Professional.
- Nash, J. E.; Sutcliffe, J. V.; 1970. River flow forecasting through conceptual models part I—A discussion of principles. *Journal of hydrology*, v. 10, n. 3, p. 282-290.
- Paiva R. C. D.; 2009. Modelagem hidrológica e hidrodinâmica de grandes bacias. Estudo de caso: bacia do rio Solimões. Dissertação (Mestrado em Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental): Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Paz, A. R.; Collischonn, W.; Tucci C. E. M.; 2005. Geração de direções de fluxo para modelagem hidrológica de grande escala. In: Anais... XVI Simpósio de Recursos Hídricos, João Pessoa.
- PIRH; 2010. Plano Integrado de Recursos Hídricos da Bacia Hidrográfica do Rio Doce: Relatório Final-Volume I. Consórcio Ecoplan-Lume.
- Ribeiro, L. S.; Alves, M. Da G.; 2007. Quantificação de Perda de Solo por Erosão no município de Campos dos Goytacazes/RJ através de Técnicas de Geoprocessamento. Anais... XIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 3039–3046.
- Santos, L. L.; 2009. Modelos Hidráulicos-Hidrológicos: Conceitos e Aplicações. *Revista Brasileira de Geografia Física*, v. 2, p. 1–19.
- Silva, F. D. G. B. Da; Minotti, R. T.; Lombardi Neto, F.; Primavesi, O.; Crestana, S.; 2010. Previsão da perda de solo na Fazenda Canchim - SP (EMBRAPA) utilizando geoprocessamento e o USLE 2D. *Engenharia Sanitária e Ambiental*, v. 15, n. 2, p. 141–148.
- Siqueira, V. A.; Fleischmann, A.; Jardim, P. F.; Fan, F. M.; Collischonn, W.; 2016. IPH-Hydro Tools: a GIS coupled tool for watershed topology acquisition in an open-source environment. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 21, n. 1, p. 274–287.
- Vázquez-Fernández, G. Á.; Vázquez-Fernández, G. Á.; Formaggio, A. R.; et al.; 1996. Determinação de Sequências Culturais em Microbacia Hidrográfica para Caracterização do Fator C da EUPS, Utilizando Fotografia Aérea. VIII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, p. 63–67.
- Williams, J. R.; 1995. Chapter 25. The EPIC Model. In: *Computer Models of Watershed Hydrology*. Water Resources Publications. Highlands Ranch, CO. p. 909-1000.
- Wischmeier, W. H.; Smith, D. D.; 1978. Predicting rainfall erosion losses – a guide to conservation planning. U. S. Department of Agriculture, Agriculture handbook No. 537.
- Yang, C. T.; 1973. Incipient motion and sediment transport. *J. Hydraul. Eng*, v 10, p. 1679–1704.
- Yang, C. T.; 1984. Unit stream power equation for gravel. *J. Hydraulic Eng., ASCE*, v. 110, n. 12, p. 1783-1797.