

USO DOS MODELOS HIDROLÓGICOS TOPMODEL E TREX PARA SIMULAÇÃO DO PROCESSO CHUVA-VAZÃO DA BACIA DO RIO CAETÉ, REGIÃO SERRANA DO ESTADO DE SANTA CATARINA, BRASIL

Leandro R. Vestena^a, Juan F. Weber^b, Pablo T. Stehli^b e Eliana Jorquera^b

^a *Laboratório de Hidrologia, Departamento de Geografia, Universidade Estadual do Centro-Oeste,
Rua Camargo Varela de Sá, 03 - CEP 85040-080 - Guarapuava - Paraná – Brasil,
lvestena@unicentro.br, <http://www.unicentro.br>*

^b *Laboratorio de Hidráulica, Departamento de Ingeniería Civil, Facultad Regional Córdoba -
Universidad Tecnológica Nacional, Maestro M. López esq. Cruz Roja Argentina. Ciudad
Universitaria - CP (X5016ZAA) – Córdoba – Argentina, jweber@civil.frc.utn.edu.ar,
<http://www.frc.utn.edu.ar>*

Palavras-chaves: Hidrologia superficial, modelação hidrológica, TREX, TOPMODEL.

Resumo. O trabalho apresenta os resultados preliminares da aplicação dos modelos TREX (*Two-dimensional Runoff, Erosion, and eXport model*) e TOPMODEL (*TOPography-based hydrological MODEL*) para a simulação do processo chuva-vazão de eventos registrados na Bacia do Rio Caeté, município de Alfredo Wagner, região serrana do estado de Santa Catarina, Sul do Brasil. A bacia do Rio Caeté possui 163 km² de superfície areal. O TOPMODEL é um modelo matemático, semi-distribuído, fisicamente baseado e fundamentado na área variável de contribuição (áreas saturadas), enquanto que o TREX é um modelo matemático determinístico-conceitual, distribuído, de simulação de eventos. Na simulação foram utilizados registros horários de duas estações automáticas de chuva e de uma estação fluviométrica automática foram utilizados. Os hidrogramas obtidos com o TREX reproduziram o escoamento observado razoavelmente, semelhante aos resultados obtidos com TOPMODEL, e em alguns eventos com uma melhor representação do processo chuva-vazão, particularmente do pico de vazão. Por fim, conclui-se que ambos os modelos hidrológicos simularam satisfatoriamente os processos chuva-vazão.

1 INTRODUÇÃO

Um modelo hidrológico, em geral, busca representar os diferentes processos hidrológicos, dentre eles o processo chuva-vazão, em uma bacia hidrográfica. Os modelos podem ser físicos, onde representam a escala real da bacia hidrográfica, ou matemáticos, baseados em equações conceituais ou empíricas para representar a resposta da unidade hidrológica sob diferentes condições hidrometeorológicas.

A modelagem hidrológica começa no início do século XIX, para projetar sistemas de canais de drenagem, barragens, pontes e sistemas de distribuição de água. Até meados do século XX, a modelagem hidrológica apenas tentava explicar por expressões matemáticas simples, os mecanismos individuais envolvidos nos principais processos do ciclo hidrológico. Dentre eles destaca-se o método racional, a curva de infiltração de Horton, e os trabalhos de Thornthwaite e Pennman para estimar a evapotranspiração.

Na década de 60, com o advento da revolução digital, se realiza a primeira tentativa de representar os principais componentes do ciclo hidrológico em uma bacia hidrográfica. Surge assim o modelo SWM (*Stanford Watershed Model*) de Crawford e Linsley em 1966 (Singh, 1996). No entanto, as máquinas disponíveis eram caras e muito lentas em comparação com os padrões de hoje, de modo que os programas eram limitados em tamanho e complexidade (Beven, 2001). Em razão disso, a modelagem hidrológica era realizada principalmente de forma agregada (Vieux, 2004). O advento de computadores mais potentes, a maior disponibilidade de dados areais distribuídos provenientes de sensores remotos e das ferramentas fornecidas pelos Sistemas de Informação Geográfica (SIG) têm possibilitado o desenvolvimento de modelos distribuídos que explicitamente consideram a variabilidade espacial e temporal em ambas as entradas do sistema (precipitação) e nos resultados (teor de humidade, a altura de armazenamento de água, a infiltração, etc).

Os fenômenos hidrológicos são extremamente complexos e é possível que nunca consigamos entendê-los completamente. No entanto, na ausência de um perfeito conhecimento, podem-se ser representado de forma simplificada, por meio do conceito do sistema. Um sistema é um conjunto de partes interligadas formando um todo (Chow et al., 1994). A partir deste ponto de vista, o ciclo de água pode ser considerado um todo, constituído principalmente pela a água da atmosfera, de superfície e subterrâneas. O sistema global pode agrupar os elementos que fazem parte de subsistemas menores para facilitar a sua compreensão.

Um sistema hidrológico é definido como uma estrutura ou volume no espaço, delimitado por uma fronteira, que admite a entrada de água, que operam sobre ele internamente e produz uma saída. O objetivo da análise destes sistemas é o de estudar o funcionamento do mesmo e de prever a sua saída.

Segundo Ponce (1994) os modelos hidrológicos podem ser divididos em duas grandes categorias: modelos físicos ou materiais e modelos formais ou matemáticos: o último concebe o sistema por um grupo de abstrações matemáticas que descrevem fases importantes do ciclo de água, a fim de simular a transformação de entradas em saídas do sistema.

De acordo com Ponce (1994), na prática, podem-se distinguir quatro tipos gerais de modelos: (a) determinísticos: eles são formulados de acordo com as leis da física e/ou processos químicos descritos por equações diferenciais, (b) probabilidade: suas formulações são realizadas de acordo com as leis do acaso e da probabilidade. Eles podem ser de dois tipos: estatísticos ou estocástica, (c) conceitual: são representações simplificadas dos processos físicos, geralmente acabam em descrições matemáticas que simulam processos complexos com base em alguns parâmetros-chave conceituais, e (d) paramétrico: ou também conhecido como empírica ou caixa preta. São os mais simples, consistindo de uma equação (ou equações) algébrica contendo um ou mais parâmetros a serem determinados pela análise de dados empíricos ou outros meios.

volume líquido (V_n) é a dedução do volume total interceptada (V_i). O balanço é explicitado pela equação:

$$\frac{\partial V_g}{\partial t} = i_g \cdot A_s \Rightarrow V_n = V_g - V_s \quad (1)$$

Quando o volume interceptado for maior ou menor do que o volume bruto, não haverá qualquer volume de líquido ou água sobre a superfície da bacia. Neste cálculo não é efetuado, nenhum desconto do volume evapotranspirado é realizado, já que é um modelo de evento e se pode desprezar esse termo. O volume da precipitação líquido também pode ser expresso como a taxa de precipitação líquida (efetiva):

$$i_n = \frac{1}{A_s} \frac{\partial V_n}{\partial t} \quad (2)$$

Para a definição da infiltração de água na superfície da bacia como também nos curso de água da bacia, o modelo TREX utiliza as relações de Green e Ampt (1911, citado por [Chow et al. \(1994\)](#)).

$$f = K_h \left(1 + \frac{\Psi(1-S_e)\theta_e}{F} \right) \quad (3)$$

onde K_h é a condutividade hidráulica, ψ a altura de sucção da frente de saturação (altura de sucção capilar), S_e a porcentagem de saturação efetiva do solo, θ_e a porosidade efetiva do solo, f a taxa de infiltração, e F a altura de infiltração acumulada, vinculadas através de:

$$f = \frac{dF(t)}{dt} \quad (4)$$

na qual resulta em uma relação não linear determinada por um método iterativo ([Chow et al., 1994](#)).

A fração de precipitação não retida nem infiltrada gera um fluxo superficial, tanto em múltiplas dimensões (bidimensional) como em uma dimensão, nos canais fluviais (unidimensional). O fluxo superficial pode ocorrer quando a profundidade de água no plano terrestre supera o limite de armazenamento nas depressões. O fluxo de superfície é governado pela conservação da massa (continuidade) e conservação de quantidade de movimento. As equações de continuidade para o fluxo das duas dimensões gradualmente variado, em um plano retangular, coordenadas (x, y), são descritas:

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} = i_n - f + W = i_e \quad (5)$$

onde h é a altura de fluxo superficial, W é um coeficiente fonte/sumidouro (descarga/aporte unitário pontual), i_n é a intensidade de precipitação líquida, ou seja, é a intensidade de precipitação em excesso, e q_x, q_y são o fluxo por unidade de comprimento na direção x ou y . Supondo-se que o fluxo é turbulento e a resistência pode ser descrita utilizando-se a formulação Manning (em unidades SI), as relações de escoamento-profundidade são:

$$q_x = \frac{S_{fx}^{1/2} h^{5/3}}{n}$$

$$q_y = \frac{S_{fy}^{1/2} h^{5/3}}{n} \quad (6)$$

Enquanto, o escoamento superficial em canais (rios e córregos) se aplica uma formulação equivalente, mas de uma dimensão.

Para simular o conjunto dos processos hidrológicos descritos, se deve atribuir valores para cada parâmetro do modelo e devem-se resolver as equações de balanço de massa definidos no marco

do modelo determinista-conceitual. As equações de conservação de massa (5 são equivalente unidimensional) são discretizadas por diferenças finitas, enquanto que a integração numérica temporal se realiza com um esquema para frente (Euler):

$$S_{i+1} = S_i + S'_i \Delta t \quad (7)$$

sendo S_{i+1} o valor da variável do modelo no tempo $t + \Delta t$, S_i o valor da variável do modelo no tempo t , S'_i o valor da derivada da variável com respectivo tempo em tempo t , e Δt o passo de tempo para a integração numérica. A solução numérica explícita se consegue mediante a segmentação da bacia hidrográfica em elementos quadrados iguais inteiros, para a qual são atribuídos distintos parâmetros relativos do modelo. À medida que cada parâmetro é definido, é assumido ser uniforme em toda a área da célula, este valor corrente é atribuído à um ponto central nodal.

3 TOPMODEL

O TOPMODEL (*TOPography-based hydrological MODEL*) começou a ser desenvolvido em 1974, na Escola de Geografia da Universidade de Leeds, no Conselho de Pesquisa de Ambiente Natural do Reino Unido, pelo professor Mike Kirkby ([University of Lancaster, 2005](#)).

O TOPMODEL incorpora um conjunto de conceitos desenvolvidos no decorrer de um longo período de tempo, com contribuições de muitas pessoas, principalmente da Universidade de Lancaster. Por ser um conjunto de vários conceitos, outros modelos vêm sendo desenvolvidos para diferentes situações, ou seja, a partir da adequação a realidades e problemas específicos.

Desde a sua concepção inicial por [Beven e Kirkby \(1979\)](#), o TOPMODEL vem sendo modificado nas suposições do modelo, na variabilidade espacial de parâmetros, no índice topográfico, na propagação dos escoamentos e no decaimento da transmissividade.

O TOPMODEL é mais adequado para bacias hidrográficas com solos rasos e topografia suave, que não sofram de períodos secos excessivamente longos. O TOPMODEL procura combinar as vantagens dos parâmetros de modelos concentrados com os efeitos distribuídos de áreas variáveis de contribuição e escoamentos, através da rede de drenagem, enquanto mantém a possibilidade de obter parâmetros diretamente através de medidas na bacia em estudo ([Beven e Kirkby, 1979](#)).

O escoamento é condicionado principalmente pela declividade do local e pela área de contribuição, onde a taxa de fluxo de entrada menos a taxa de fluxo de saída é igual à taxa de variação de armazenamento, para vários reservatórios em uma bacia hidrográfica.

O modelo é baseado no armazenamento e é constituído em uma série de reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento. Esta série de reservatórios de armazenamento representa a resposta média da saturação do solo em uma sub-bacia homogênea. A fonte dominante na geração do escoamento superficial é a chuva que cai sobre uma área variável saturada que é função do nível médio de saturação do solo ([Santos e Kobiyama, 2004](#)).

A chuva abastece o reservatório de interceptação, onde parte da água é evaporada e parte transferida para o reservatório do solo, por meio do fluxo nos troncos e pelo atravessamento das copas.

O cálculo do balanço hídrico para cada reservatório do solo é obtido a partir da equação de conservação de massa e o fluxo de água no solo por meio da lei de Darcy. O balanço hídrico da bacia hidrográfica é dado pela união de todos os reservatórios hipotéticos.

Utilizando-se dos conceitos do TOPMODEL, é possível estimar-se a expansão e a contração das áreas variáveis de afluência. A saturação ocorre primeiro nas áreas que apresentam maior valor de $\ln(a/\tan\beta)$, ou seja, índice topográfico ([Anderson e Burt, 1990](#)). O índice topográfico

local estabelece o conceito de similaridade hidrológica, ou seja, locais que apresentam o mesmo índice possuem comportamento hidrológico semelhante.

A base conceitual do modelo TOPMODEL, de acordo com Beven et al. (1995), Mine e Clarke (1996), Tucci (1998), Hornberger et al. (1998) e Beven (2001), apresentam os seguintes componentes principais que merecem destaque: armazenamentos e fluxos na zona não-saturada, armazenamentos e fluxos na zona saturada e propagação do fluxo na sub-bacia.

O modelo TOPMODEL considera as seguintes hipóteses: H₁ - a dinâmica da zona saturada pode ser obtida por sucessivas representações de estados uniformes (“*steady-state*”); H₂ - o gradiente hidráulico da zona saturada é igual à declividade local do terreno ($\tan\beta$); H₃ - a distribuição da transmissividade com a profundidade do solo ocorre segundo uma função exponencial; e H₄ - no intervalo de tempo existe homogeneidade espacial da taxa de recarga que contribui para a área saturada.

O escoamento no TOPMODEL é sempre dado em unidade de velocidade e o escoamento afluente ao canal fluvial (q_i) é o somatório do escoamento subsuperficial da encosta e do escoamento superficial das áreas saturadas, dado por:

$$q_i = q_b + q_s \quad (8)$$

sendo q_i é o escoamento total (m/s) = vazão (m³/s) / área (m²); q_b é o escoamento subsuperficial (m/s); e q_s é o escoamento superficial (m/s).

O escoamento superficial é resultado da precipitação que chega sobre as áreas saturadas e do escoamento de retorno, a partir da equação:

$$q_s = \frac{A_s}{A} \cdot p + q_r \quad (9)$$

onde A é a área da encosta que drena até a seção considerada (m²); A_s é a área saturada da encosta (m²); A_s/A é a fração saturada da encosta; p é a precipitação não interceptada (m/s); e q_r é o escoamento de retorno (m/s).

O escoamento subsuperficial é obtido aplicando-se inicialmente a lei de Darcy para calcular a vazão subsuperficial da encosta, onde:

$$Q_b = T \cdot c \cdot \tan\beta \quad (10)$$

na qual Q_b é a vazão subsuperficial (m³/s); T a transmissividade do solo (m²/s); c o comprimento do contorno (m); e $\tan\beta$ é o gradiente subterrâneo, que é igual à declividade da superfície da encosta (m/m).

A transmissividade é igual à condutividade hidráulica do solo multiplicada pela profundidade do mesmo.

O TOPMODEL considera também que a condutividade hidráulica saturada diminui exponencialmente com a profundidade do solo (H₃), situação válida para a maioria dos solos, onde:

$$K(\zeta) = K_0 \cdot \text{EXP}(-f\zeta) \quad (11)$$

sendo ζ a profundidade do solo, medida positivamente a partir da superfície (m); $K(\zeta)$ é a condutividade hidráulica saturada na profundidade ζ (m/s); K_0 é a condutividade hidráulica saturada na superfície (m/s); e f é um parâmetro que expressa a taxa de diminuição de K na profundidade (m⁻¹).

Por meio de integração é possível determinar a transmissividade da zona saturada de uma determinada espessura do perfil do solo (da profundidade da superfície freática, z , até a profundidade D), onde:

$$T = \int_z^D K(\zeta) \cdot d\zeta = \int_z^D K_0 \cdot \text{EXP}(-f\zeta) \cdot d\zeta = \left[-\frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}(-f\zeta) \right]_z^D = \frac{K_0}{f} \cdot (\text{EXP}(-fz) - \text{EXP}(-fD)) \quad (12)$$

Se $D \gg z$ o termo $\text{EXP}(-fD)$ pode ser desprezado e a equação (12) pode ser simplificada:

$$T = \frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}(-fz) \quad (13)$$

Assim a vazão subsuperficial pode ser determinada pela junção das equações (10) e (13):

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}(-fz) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (14)$$

O conceito de ‘déficit de armazenamento’ é introduzido como a quantidade de água necessária em um determinado ponto para elevar o lençol freático até a superfície, tornando o solo saturado, como:

$$s = \varphi \cdot z \quad (15)$$

ou

$$z = \frac{s}{\varphi} \quad (16)$$

onde s é o déficit de armazenamento (m); e φ é a porosidade do solo (m^3/m^3).

Substituindo a equação (16) na equação (14), obtém-se:

$$Q_b = \frac{K_0}{f} \cdot \text{EXP}\left(-f \frac{s}{\varphi}\right) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (17)$$

Na equação (17) pode-se substituir K_0/f por T quando o solo está saturado ($s=0$), assim como f/φ por $1/m$.

$$Q_b = T_0 \cdot \text{EXP}\left(\frac{s}{m}\right) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (18)$$

sendo m é um parâmetro de solo (m); e T_0 é a máxima transmissividade (m^2/s).

A partir da hipótese H_4 a vazão que atravessa pelo comprimento do contorno (C) em um dado momento de uma parcela da encosta é dada por:

$$Q_R = R_r \cdot A \quad (19)$$

onde Q_R é a vazão que alimenta lateralmente o rio (m^3/s); R_r é a taxa de recarga (m/s); e A é a área da parcela da encosta que drena até a seção considerada (m^2).

No TOPMODEL, a dinâmica da zona saturada é considerada em estados uniformes (H_1), então $Q_b=Q_R$, ou melhor,

$$R_r \cdot A = T_0 \cdot EXP\left(\frac{s}{m}\right) \cdot c \cdot \tan \beta \quad (20)$$

Neste caso a equação (20) pode ser resolvida para s :

$$s = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (21)$$

onde $a = A/C'$ é a área por unidade de contorno (m).

Um valor de s menor ou igual a zero indica que o solo está saturado. Os fatores que condicionam o aparecimento de áreas saturadas são principalmente o tamanho da área de contribuição e a declividade da encosta e/ou bloco. As hipóteses H_1 e H_2 conduzem a relações simples entre o armazenamento de água na bacia e os níveis do lençol freático, nos quais o principal fator é o índice topográfico ($\ln(a/\tan \beta)$). Portanto, as áreas que apresentam índice topográfico elevado na bacia indicam ser regiões com grande área de contribuição e baixa declividade, típicas da base das encostas e das proximidades do canal, como também áreas de recarga do aquífero.

O déficit de armazenamento vai ser idêntico para blocos que apresentam mesmo índice topográfico, desde que R e T_0 sejam espacialmente constantes. Para a bacia hidrográfica pode-se estimar um déficit de armazenamento médio considerando R e T_0 espacialmente constantes, integrando a equação (21) em toda a bacia hidrográfica e dividindo pela área.

$$\bar{s} = -m \cdot \ln\left(\frac{R}{T_0}\right) - m \cdot \lambda \quad (22)$$

em que:

$$\lambda = \frac{1}{np} \sum \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \quad (23)$$

sendo \bar{s} é o déficit de armazenamento médio (m); λ é o índice topográfico médio para a bacia; e np é o número total de *pixels* da bacia.

Juntado às equações (21) e (22), têm-se:

$$s = \bar{s} + m \cdot \left[\lambda - \ln\left(\frac{a}{\tan \beta}\right) \right] \quad (24)$$

Assim, a equação (24) indica que o déficit de armazenamento de um ponto qualquer da bacia hidrográfica é igual ao déficit de armazenamento médio da bacia mais o parâmetro de solo, m , multiplicado pela diferença entre o índice topográfico médio e o índice topográfico local.

Diante disso, é possível calcular A_S/A considerando-se os locais onde s é menor ou igual a zero. O parâmetro m pode ser obtido pelas características do solo ou pela curva de recessão da vazão de base (Beven et al., 1995), λ e $\ln(a/\tan \beta)$ de um mapa topográfico e o \bar{s} empregando no balanço hídrico as informações hidrológicas (precipitação, interceptação, evapotranspiração, escoamento subsuperficial e escoamento superficial). Se $s \leq 0$, o solo está completamente

saturado e toda precipitação é convertida em escoamento superficial, dado pela aplicação da equação (9). O escoamento de retorno (q_r) ocorre onde $s < 0$, pela equação:

$$q_r = |s| \cdot \frac{A_s}{A} \quad (25)$$

O escoamento subsuperficial médio é alcançado integrando a equação (18) para a área total da bacia hidrográfica e dividindo o resultado pela área da bacia, ou seja,

$$\bar{q}_b = T_0 \cdot EXP(-\lambda) \cdot EXP\left(-\frac{\bar{s}}{m}\right) \quad (26)$$

O escoamento subsuperficial no TOPMODEL é controlado pelas características do solo (T_0 e m), da topografia (λ), e pelo déficit de armazenamento médio (\bar{s}) da bacia hidrográfica.

O armazenamento de água no solo no TOPMODEL é concebido em uma zona de raízes, região de umidade não ativa, na zona saturada e no fluxo de percolação para a zona saturada. A zona de água do solo não ativa reflete o conceito de capacidade de campo. O fluxo vertical da zona de raízes para a lâmina de água ocorre na zona de drenagem por gravidade quando a capacidade de campo é satisfeita.

O TOPMODEL calcula a evapotranspiração real (ETR) em função da evapotranspiração potencial (ETP) e da umidade armazenada na zona de raízes para os casos em que não se pode especificar diretamente a ETR . A evaporação real é igual à potencial para as áreas saturadas e também para a água que escoar na zona não saturada. A evapotranspiração real na zona das raízes é dada por:

$$ETR = ETP \cdot \left(1 - \frac{S_{ZR}}{S_{RMAX}}\right) \quad (27)$$

onde S_{ZR} é o déficit de armazenamento na zona de raízes (m); e S_{RMAX} é o déficit ou capacidade de armazenamento máxima no solo (m).

Assim, adotando-se uma profundidade efetiva na zona de raízes, z_{zr} , o déficit de armazenamento máximo no solo pode ser estimado por:

$$S_{RMAX} = z_{zr} (\theta_{cc} - \theta_{mp}) = z_{zr} (\Delta\theta_2) \quad (28)$$

sendo z_{zr} é a profundidade efetiva na zona de raízes (m); θ_{cc} é a umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo (m^3/m^3); θ_{mp} é a umidade volumétrica do solo no ponto de murchamento permanente (m^3/m^3); $\Delta\theta_2$ é a diferença entre a umidade volumétrica do solo em condições de capacidade de campo e no ponto de murchamento permanente ($\theta_{cc} - \theta_{mp}$).

O escoamento de percolação é calculado por meio da equação:

$$q_v = \Delta\phi \cdot K_0 \cdot EXP(-fz_i) \quad (29)$$

sendo q_v é o escoamento de percolação (m/s); $\Delta\phi$ é um parâmetro que representa o gradiente hidráulico vertical efetivo (adimensional); K_0 é a condutividade hidráulica saturada à superfície (m/s); e z_i é a profundidade da lâmina de água (m).

O escoamento ao longo da rede de drenagem se propaga a partir de uma função distância-área, ou seja, a partir de uma organização das áreas de drenagem em função de sua distância à exutória da bacia (Beven e Kirkby, 1979). Esta função representa as características da estrutura da rede de drenagem de uma bacia e pode ser interpretada para mostrar o comportamento da

bacia a eventos de chuva.

O tempo, para que uma determinada área contribua para a exutória, é dado por:

$$tc = \sum_{i=1}^{N_{pe}} \frac{x_i}{v \tan \beta_i} \quad (30)$$

onde: x_i é o comprimento do i -ésimo segmento de um caminho de fluxo; $\tan \beta_i$ é a declividade do i -ésimo segmento de um caminho de fluxo; N_{pe} é o número de segmento entre o ponto e a exutória; e v é a velocidade no canal da sub-bacia (mh^{-1}).

Dado que v pode ser aceita como constante, deriva-se um único histograma do tempo de resposta para uma bacia hidrográfica e uma área de contribuição do escoamento. Tal proposição, segundo [Beven e Kirkby \(1979\)](#), é satisfatória para bacias hidrográficas menores que 1.000 km^2 , ao passo que a propagação do escoamento nos canais é representada por uma solução explícita do método da onda cinemática.

4 CASO DE ESTUDO: A BACIA HIDROGRÁFICA DO CAETÉ

A bacia do Rio Caeté, com aproximadamente 163 km^2 de superfície, se encontra no município de Alfredo Wagner, região serrana do estado de Santa Catarina (Brasil), entre as coordenadas geográficas $27^\circ 41' 40.77''$ a $27^\circ 52' 25.83''$ de latitude Sul e $49^\circ 11' 14.49''$ a $49^\circ 20' 47.60''$ de longitude Oeste, no datum SAD 69 ([Figura 1](#)).

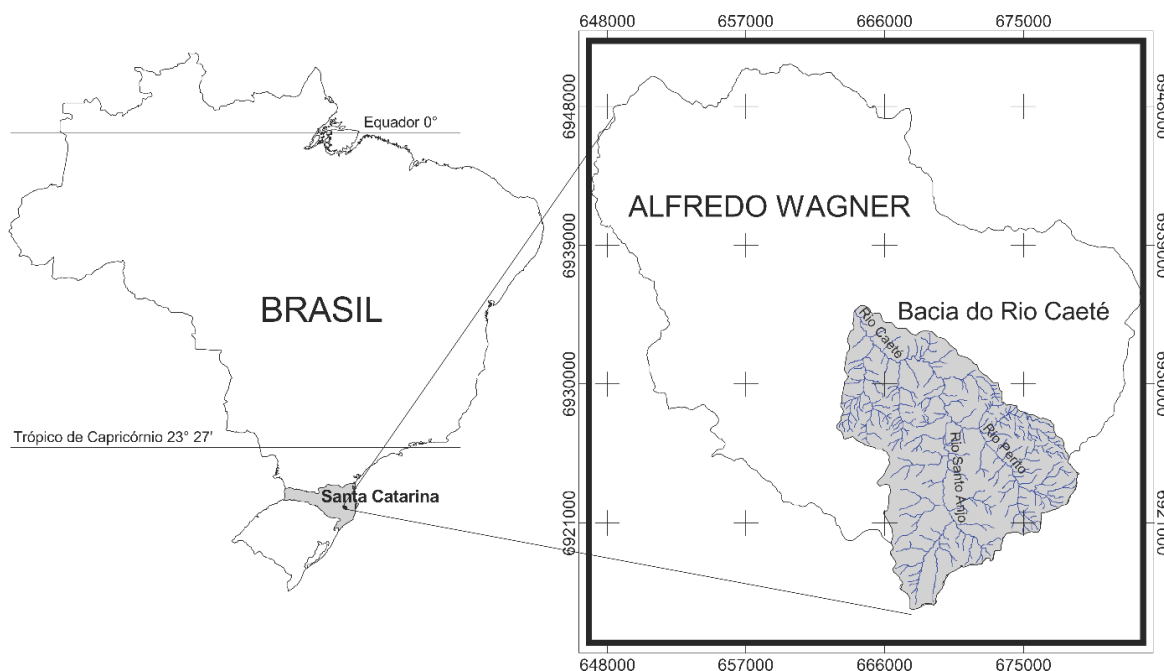


Figura 1: Localização da bacia do Rio Caeté

O rio Caeté se forma a partir da confluência do rio Perito com o rio Santo Angel. O rio Perito tem suas nascentes em uma altitude de 1140 m na formação geológica Rio Bonito, enquanto que o rio Santo Anjo surge a uma altura de 1600 m na formação geológica Serra Geral. Depois de percorrer aproximadamente 14 km , a uma altitude de 580 m , na junção dos dois rios passa a se chamar rio Caeté, que chega à área urbana do município de Alfredo Wagner depois de percorrer 13 km a uma altitude de 480 m ([Vestena et al., 2011](#)).

A bacia do rio Caeté é caracterizada por uma significativa densidade de drenagem ($1,949 \text{ km/km}^2$) e por rios encachoeirados, decorrente da grande diferença de altimetria presente na

bacia (1.293 metros), que favorecem o transporte de sedimentos (Vestena et al., 2011). As declividades na bacia são acentuadas, em 20% da bacia tem-se declividades superiores a 45% (Vestena, 2009).

O clima na bacia do Rio Caeté está sob o domínio da zona extratropical, o que resulta em temperaturas com caráter mesotérmico – temperaturas anuais médias entre 16°C e 20°C, inverno frio e verão amenizado pelas altitudes. As chuvas são abundantes e distribuídas ao longo do ano, portanto, não se distingue um período seco.

Os solos predominantes na bacia são os Cambisolos e Neossolos (Vestena et al., 2011). De modo geral, nas encostas são alcalinos e apresentam baixa fertilidade natural. Nas encostas os solos apresentam estrutura frágil e são facilmente erodidos, enquanto nos topos os solos são extremamente ácidos.

5 DADOS HIDROMÉTRICOS E METEOROLÓGICOS UTILIZADOS

Os dados hidrométricos utilizados foram medidos em intervalos horários, por uma estação fluviométrica automática instalada na estação fluviométrica manual Baixo Caeté (monitorada pela EPAGRI - Empresa de Pesquisa Agropecuária e Extensão Rural de Santa Catarina S.A.), localizada na longitude 49°20'0.40" W e latitude 27°42'18.13" S, em uma altitude de 475 metros. Os dados de vazão foram obtidos a partir de registros horários de cota, nível de água, obtidos por meio de um sensor de nível SITRON LH-840, e transformados em vazão a partir de uma curva chave calibrada.

Os dados de pluviosidade horários utilizados foram obtidos da média aritmética de duas estações pluviométricas automáticas, uma instalada junto da estação fluviométrica automática Baixo Caeté e outra instalada na bacia hidrográfica Águas Frias, vizinha, monitoradas pelo Laboratório de Hidrologia da UFSC (Universidade Federal de Santa Catarina).

a. Dados e parâmetros utilizados

O TREX requer um arquivo de entrada principal que controla a maioria dos aspectos da simulação. Dentro deste arquivo de entrada principal, as entradas se dividem em seis grupos de parâmetros relacionados (Grupos de dados de A a F). Este arquivo também especifica uma série de arquivos de entrada auxiliares requeridos para o modelo operar. Os arquivos auxiliares de entrada são utilizados para definir as características específicas da simulação, como os limites da bacia hidrográfica, a topografia, classes de solos e tipo de uso da terra, etc.

O TREX tem a vantagem de que os arquivos auxiliares de entrada (assim como os arquivos de saída) podem ser processados e visualizados em ambiente SIG, particularmente no programa GRASS (Neteler e Mitasova, 2008), que possibilita um elevado nível de integração com o TREX através de sua interface de leitura-escrita.

A versão (97.01) do TOPMODEL foi a utilizada. Para a determinação do índice topográfico, a área de estudo foi dividida em uma malha retangular com pixel de 20 x 20 metros a partir de uma matriz de elevação hidrologicamente consistida. A obtenção do índice topográfico deu-se por meio do emprego do módulo modelagem hidrológica (*Hydrologic modeling*) do software GRASS 6.0 que distribui o fluxo ou a área acumulada entre as células da malha, por meio da diferença de cota entre as células, em direções de fluxo múltiplas de 45 graus, de acordo com Quinn et al. (1991).

b. Escolha dos eventos para análise

A escolha dos eventos foi realizada a partir de dois critérios básicos: eventos de chuva, cuja pluviosidade proporcionou alterações nas vazões; e intervalos de tempo entre o evento de chuva e a resposta no fluxo de água no canal que atendem as condições do tempo de concentração da

bacia, ocorridos na bacia hidrográfica entre setembro de 2006 a setembro de 2008.

A escolha de eventos deu-se para reduzir o tempo de processamento das simulações e o volume de dados gerados. A partir desses critérios, foram selecionados 5 eventos.

c. Funções objetivo utilizadas

A eficiência das simulações foi avaliada de acordo com o produto dos coeficientes de correlação de Pearson, de *NASH* e *NASH_{log}*. O coeficiente de *NASH* é dado pela equação:

$$NASH(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (o(t) - \hat{o}(t \setminus \Theta))^2}{\sum_{t=1}^N (o(t) - \bar{o})^2} \quad (31)$$

sendo, *NASH* o coeficiente de Nash e Sutcliffe (1970), também conhecido como eficiência *E*; *o(t)* é a variável observada no instante *t*; $\hat{o}(t \setminus \Theta)$ é a variável prevista para o instante *t*, dado o conjunto de parâmetros Θ ; \bar{o} é a média da variável observada; e *N* é o número de passos ou intervalos de tempo.

A função objetivo dada pelo *NASH_{log}* também foi aplicada por ser mais sensível às descargas mínimas dos que o *NASH*, apesar de também ser muito sensível aos erros nas descargas máxima (Collischonn, 2001). O *NASH_{log}* é dado por:

$$NASH_{log}(\Theta) = 1 - \frac{\sum_{t=1}^N (\ln(o(t)) - \ln(\hat{o}(t \setminus \Theta)))^2}{\sum_{t=1}^N (\ln(o(t)) - \ln(\bar{o}))^2} \quad (32)$$

Onde, *NASH_{log}* é o coeficiente de *NASH* para o logaritmo da variável prevista e observada; *o(t)* é a variável observada no instante *t*; $\hat{o}(t \setminus \Theta)$ é a variável prevista para o instante *t*, dado o conjunto de parâmetros Θ ; \bar{o} é a média da variável observada; e *N* é o número de passos ou intervalos de tempo.

6 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Para a modelagem hidrológica do processo chuva-vazão da bacia do rio Caeté foram selecionado entre os dados pluviométricos e fluviométricos cinco eventos (Tabela 1).

Evento	Período (Data/Hora)	P Total (mm)	ETP Total (mm)	Q Total (mm)	Q Máxima Observada (m ³ /s)
3	01/11/06 – 01:00 / 06/11/06 – 09:00	52,2	20,4	20,1	191,5
4	06/11/06 – 01:00 / 10/11/06 – 07:00	25,8	21,0	10,3	38,1
6	11/01/07 – 12:00 / 18/01/07 – 01:00	32,9	33,0	17,4	55,6
8	28/02/07 – 00:00 / 03/03/07 – 15:00	53,0	16,5	23,3	367,5
11	15/05/07 – 13:00 / 19/05/07 – 19:00	54,0	6,6	34,2	93,6

Nota: P é a pluviosidade; ETP a evapotranspiração e Q a vazão.

Tabela 1: Eventos selecionados para simulação com o TREX e o TOPMODEL

Os eventos selecionados apresentaram variações significativas no volume de precipitação

(25,2 a 54,0 mm) e de vazão (10,3 a 34,2 mm), sendo que o evento 8 apresentou o maior pico de vazão dos eventos considerados, ou seja, 367,5 m³/s, enquanto o evento 4 o menor, 38,1 m³/s. Essas variações dos valores das variáveis, mostradas na [Tabela 1](#), caracterizam a dinâmica do processo chuva-vazão na bacia do Rio Caeté.

O índice topográfico, utilizado nas simulações do TOPMODEL, de modo geral, representou as características geomorfológicas da bacia, mostrando grande similaridade com as feições topográficas ([Figura 2](#)). Na [Figura 2](#) pode se verificar a distribuição espacial do índice topográfico da bacia hidrográfica do Caeté. Os valores mais altos de índices topográficos foram encontrados em elementos associados à rede de drenagem e/ou a depressões do terreno, enquanto que os menores valores foram encontrados em regiões com declive mais acentuado e junto aos divisores de água.

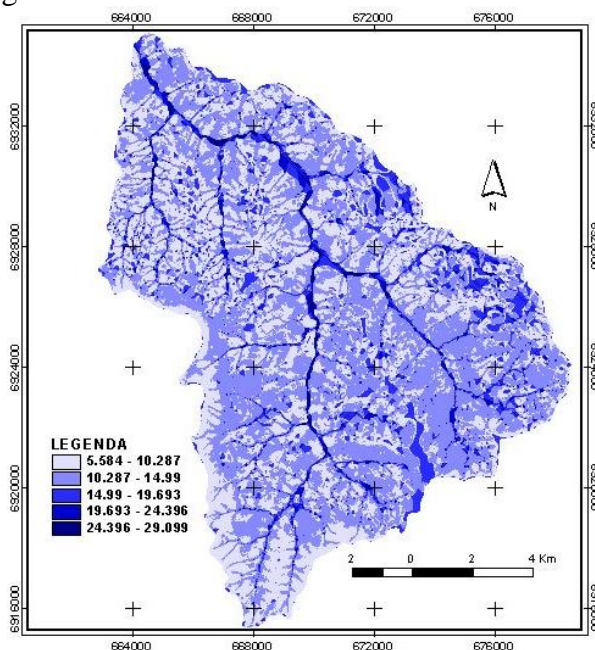


Figura 2: Índice topográfico da bacia do Rio Caeté

Na distribuição dos valores do índice topográfico, observa-se que na bacia hidrográfica do Caeté predominam áreas com índice topográfico entre 9 e 13, valores bem superiores aos encontrados [Xavier \(2002\)](#) e [Santos \(2001\)](#) para bacia do Sul do Brasil. Os maiores valores obtidos na bacia do Rio Caeté se justificam pela presença de um relevo mais montanhoso.

No modelo TREX, utilizando-se do GRASS GIS, as informações de entrada foram pré-processadas, incluindo: modelo digital de elevação, mapa máscara, mapa de segmentos de rios e nós de segmentos, mapas de uso da terra e de tipo de solo. Os parâmetros de infiltração, de rugosidade e interceptação vegetal são indicados nos [Tabela 2](#) e [3](#).

Nas [Figuras 3, 4 e 5](#) são mostrados hidrogramas, com as vazões observadas e modeladas com o TREX e o TOPMODEL, junto com a precipitação de entrada e uma comparação entre as vazões observadas e simuladas com o TREX. Na [Tabela 4](#) tem-se os valores dos coeficientes de *NASH*, *NASH_{log}* e de *Pearson (R)* das correlações entre as vazões observadas e simuladas.

TIPO DE SOLO	Kh (m/s)	θ_e	ψ (m)
Cambissolo	2.00 E-07	0.390	0.2112
Neossolo	9.00 E-07	0.434	0.0893

Nota: Kh é a condutividade hidráulica; θ_e a porosidade efetiva do solo; e ψ a altura de sucção da frente de saturação (altura de sucção capilar).

Tabela 2: Parametros de infiltração utilizados TREX

TIPO DE USO DA TERRA	Número de Manning	Interceptação vegetal (mm)
Reflorestamento	0,550	3,0
Mata	0,600	3,5
Cultivo	0,300	1,5
Solo exposto	0,100	0,5
Campo	0,350	1,7

Tabela 3: Parametros de rugosidade e interceptação vegetal utilizados TREX

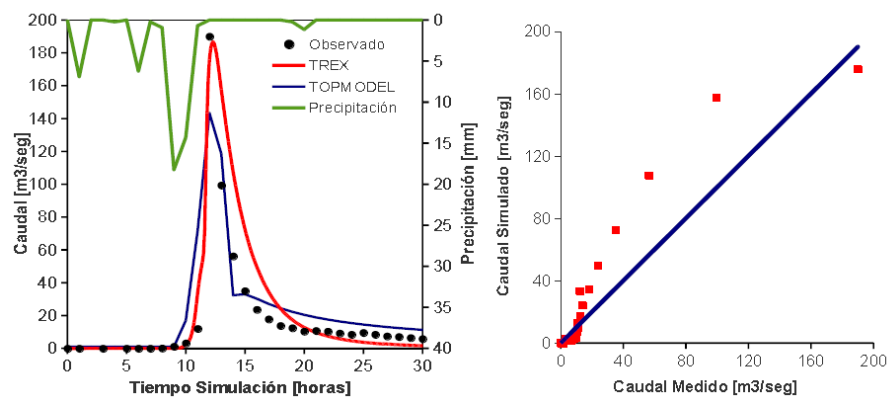


Figura 3: Precipitação, hidrogramas e correlação entre vazões medidas e simuladas – evento 3

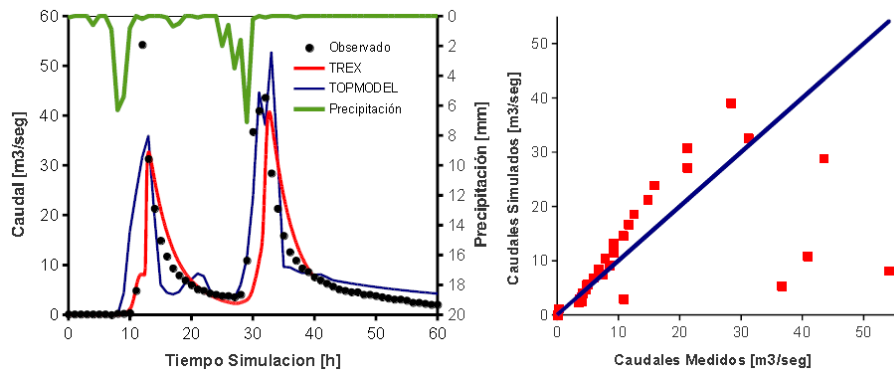


Figura 4: Precipitação, hidrogramas e correlação entre vazões medidas e simuladas – evento 6

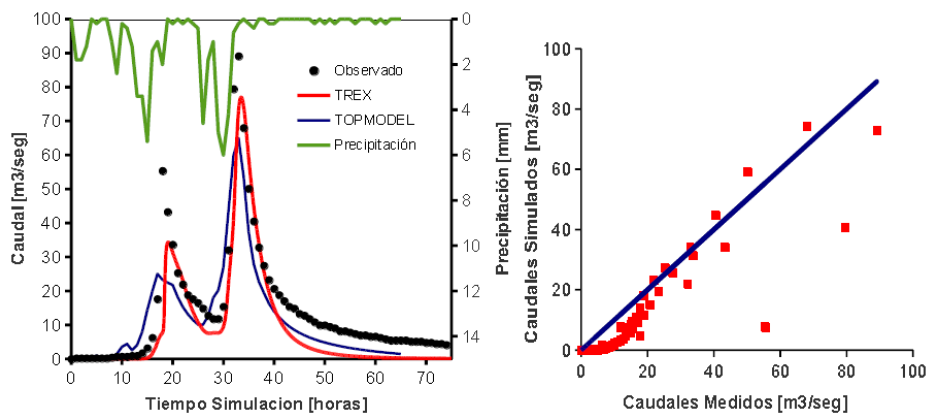


Figura 5: Precipitação, hidrogramas e correlação entre vazões medidas e simuladas – evento 11

Evento	TOPMODEL				TRES			
	NASH	NASH _{log}	R	Equação	NASH	NASH _{log}	R	Equação
3	0,8442	0,7094	0,9213	$Y = 0,8376x + 2,4561$	0,7790	0,7720	0,9339	$y = 1,1235x + 3,2972$
4	0,7832	0,8172	0,8912	$y = 0,8614x + 1,0036$	0,3977	0,7422	0,7428	$y = 0,8340x + 0,3568$
6	0,7467	0,6344	0,8806	$y = 0,8568x + 1,8761$	0,3454	0,8566	0,6207	$y = 0,4855x + 4,0385$
8	0,8080	0,4033	0,9118	$y = 0,7101x + 6,8762$	0,7753	0,2365	0,8902	$y = 0,7322x + 9,9815$
11	0,7655	0,5324	0,9303	$y = 0,7045x + 0,146$	0,7331	-1,1496	0,9060	$y = 0,8254x + 2,7264$

NOTA: R é o coeficiente de correlação de *Pearson*; y é a vazão calculada e x a observada (m³/s).

Tabela 4: Coeficientes de correlação entre vazão observada e calculada

Nos hidrogramas pode-se verificar que a resposta hidrológica está diretamente associada ao volume e à intensidade da precipitação, ou seja, o TOPMODEL e o TRES apresentam grande sensibilidade à precipitação, exigindo dados representativos da precipitação média ocorrida na bacia hidrográfica. Os dados de vazão simulados com o TOPMODEL apresentaram resposta hidrológica no hidrograma antes dos observados, com picos de vazão inferiores aos observados.

O TOPMODEL apresentou bom índice de correlações entre a vazão calculada e estimada (Tabela 4), com coeficiente de correlação de *Pearson* (R) superiores a 0,88 que vão ao encontro dos índices de eficiência de *NASH* e *NASH_{log}*. Os índices de eficiência de *NASH* e *NASH_{log}*, de modo geral, apresentaram valores semelhantes, com pequenas variações, para mais ou para menos.

O coeficiente *NASH* é um importantes critério estatístico e um dos mais usados para avaliar a precisão de modelos hidrológicos. O valor dele pode variar a partir de negativo infinito até 1, sendo 1 um ajuste perfeito. O valor de *NASH* é fortemente influenciado por erros nas vazões máximas, razão por que, quando o valor de *NASH* é próximo de 1, o modelo está obtendo bom ajuste para as cheias. De acordo com [Gottschalk e Motovilov \(2000\)](#) o desempenho de um modelo é considerado adequado e bom quando se tem valor de *NASH* superior 0,75, e aceitável entre 0,36 e 0,75.

Neste contexto, o TRES também apresentou coeficientes de *NASH* e *NASH_{log}* aceitáveis, com simulações em alguns casos com índices melhores do que o obtido com o TOPMODEL (Tabela 4). Dentre os eventos utilizados na simulação, o evento 8 foi o que apresentou significativa variação entre os valores de *NASH* e *NASH_{log}*, nas simulações de ambos modelos. Esta variação se justifica por ser o coeficiente de *NASH_{log}* mais sensível às vazões mínimas do que o de *NASH*, além de também ser muito sensível aos erros nas descargas máxima. Pois nesse as vazões mínimas calculadas com o TOPMODEL foram inferiores às observadas.

Além dos coeficientes de *NASH* e *NASH_{log}* é conveniente verificar o comportamento do hidrograma estimado em relação ao observado graficamente, não apenas em valores absolutos, mas a sensibilidade e aderência, o desempenho da modelagem ([Mello et al., 2007](#)).

Notou-se, nos hidrogramas gerados, que a vazão máxima estimada pelo TRES apresentou melhor posicionamento comparada com o deflúvio máximo observado, característica importante em estudos de cheias.

Nos hidrogramas, observou-se que o TOPMODEL tendeu a superestimou a vazão máxima, apesar do bom índice de correlação entre as vazões observadas e simuladas, o modelo mostrou extremamente sensível aos dados da precipitação, com desvios significativos principalmente nos momentos de picos.

Dessa forma e concordando com [Xavier \(2002\)](#), deve-se investir na melhor representação possível da precipitação no processo de modelagem, nos aspectos temporal e espacial, e de se considerar a incerteza das simulações.

O TOPMODEL estima as áreas saturadas na bacia em cada intervalos, no caso do estudo, de uma em uma hora. Na [Figura 6](#) tem-se a área saturada mínima e máxima simulada na bacia

hidrográfica do Caeté no evento 3. As áreas saturadas estão margeando os cursos fluviais e suas cabeceiras, as depressões do terreno e as áreas planas, para as quais convergem as linhas de fluxo.

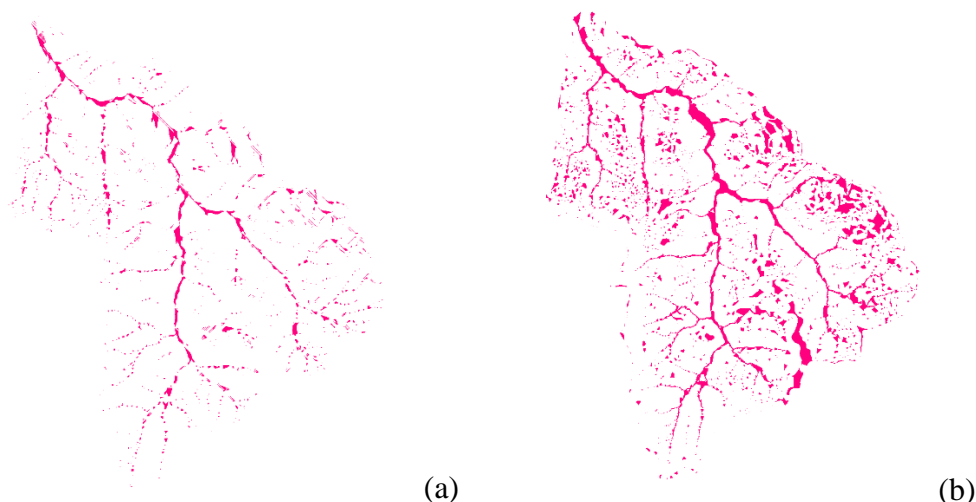


Figura 6: Área saturada mínima (a) e máxima (b) estimadas pelo TOPMODEL no evento 3

7 CONCLUSÕES

Ter sido possível aplicar os modelos hidrológicos TREX (distribuído) e TOPMODEL (semi-distribuído) para simular o processo chuva-vazão da bacia do Rio Caeté-SC (Brasil). O manejo do TREX e do TOPMODEL juntamente com um Sistema de Informação Geográfica, utilizando-se do software livre GRASS permitiu uma adequada integração na fase de pré-processamento e pós-processamento.

Os hidrogramas obtidos para o conjunto de dados e parâmetros usados, atingiu uma representação aceitável dos fluxos observados e simulado. Os dados obtidos com a simulação do TREX apresentaram qualidade similar aos obtidos com o modelo TOPMODEL, contudo com certa melhora da aproximação dos fluxos de pico.

A partir dos resultados obtidos com o modelo TREX e TOPMODEL na simulação do processo chuva-vazão, os mesmos constituíram-se em um importante ponto de partida para a aplicação do módulo de produção e transporte de sedimentos do TREX para a modelação sedimentológica na bacia hidrográfica, e para a identificação das áreas saturadas e hidrológicamente sensíveis na bacia com o TOPMODEL.

AGRADECIMENTOS

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento da pesquisa que possibilitou a obtenção dos dados de chuva e vazão utilizados.

A Secretaria de Ciência e Tecnologia (UTN) e o Ministério de Ciência e Tecnologia da província de Córdoba, pelo financiamento do Projeto de Investigação e Desenvolvimento 25/E157 y GRF 2010.

REFERÊNCIAS

- Anderson, M. G.; Burt, T. P., Subsurface Runoff. In: ANDERSON, M. G.; BURT, T. P. *Process Studies in Hillslope Hydrology*. New York: Anderson & Burt (Eds). John Willey & Sons, 1990. p. 365-400.
- Beven K. J., *Rainfall-Runoff modelling*. The Primer. John Wiley & Sons., 2001.
- Beven, K. J.; Kirkby, M. J., A physically based, variable contributing area model of basin

- hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, n. 24, p. 43-69, 1979.
- Beven, K. J.; Lamb, R.; Quinn, P.; Romanowicz, R.; Freer, J. Topmodel. In: SINGH, V. P. (Ed.), *Computer models of watershed hydrology*. Water Resource Publication, 1995. p. 627-668.
- Chow, V. T.; Maidment, D. R.; Mays, L. W., *Hidrologia aplicada*. McGraw-Hill Interamericana S.A. Santafé de Bogotá, Colombia, 1994.
- Collischonn, W. *Simulação hidrológica de grandes bacias*. Porto Alegre, 2001. 270 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental, Programa de Pós-Graduação em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- England, J., Velleux, M., Julien, P., Two-dimensional simulations of extreme floods on a large watershed. *Journal of Hydrology*, 347(1):229-241, 2007.
- Gottschalk, L.; Motovilov, Y., Macro-scale hydrological modelling - a Scandinavian experience. In: International Symposium on: 'Can science and society save the water crisis in the 21st century - reports from the World', 2000, Tokyo. *Anais...* Tokyo: Japan Society of Hydrology and Water Resources, 2000. p. 38-45.
- Hornberger, G. M.; Raffensperger, J. P.; Wiberg, P. L.; Eshleman, K. N. *Elements of Physical Hydrology*. J. Hopkins, 1998. 302 p.
- Jorquera E., Weber J. F., Reyna S.M., *Revisión del estado del arte en la modelación hidrológica distribuida e integrada*. Primer Encuentro de investigadores en formación en Recursos Hídricos. Ezeiza, Bs. As., 2012.
- Mello, C. R.; Lima, J. M.; Silva, A. M., Simulação do deflúvio e vazão de pico em microbacia hidrográfica com escoamento efêmero. *Revista Brasileira de Engenharia Agrícola e Ambiental*, v. 11, n. 4, p. 410-419, 2007.
- Mine, M. R. M.; Clarke, T. R., O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, Porto Alegre, v. 1, nº. 2, p. 89-106. jul./dez., 1996.
- Nash, J. E.; Sutcliffe, J. V. River flow forecasting through conceptual models I: A discussion of principles. *Journal of Hydrology*, Amsterdam, v. 10, p. 282 – 290, 1970.
- Neteler M., Mitasova H., *Open Source GIS: A GRASS GIS Approach*, volumen 773 de The International Series in Engineering and Computer Science. Springer, New York, 2008. 2 edición.
- Ponce V. M., *Engineering Hydrology*. Principles and practices. Prentice Hall, 1994.
- Quinn, P. F.; Beven, K. J.; Chevallier, P.; Planchon, O., The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models, *Hydrological Processes*, Chichester, v. 5, p. 59–79, 1991.
- Santos, I. *Modelagem geobiohidrológica como ferramenta no planejamento ambiental: Estudo da bacia hidrográfica do Rio Pequeno, São José dos Pinhais – PR*. Curitiba, 2001. 92 f. Dissertação (Mestrado em ciências do solo) – Universidade Federal do Paraná.
- Santos, I.; Kobiyama, M., Aplicação do TOPMODEL para zoneamento hidrológico da bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais - PR. In: Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais, 1., 2004, Florianópolis. *Anais...* Florianópolis: Universidade Federal de Santa Catarina. 2004. p. 188-202. 1 CD-ROM
- Singh P. V., *Computer models of watershed hydrology*. Water Resources Publications, 1996.
- Stehli P. T., Weber J. F., Jorquera E., *Implementación de un modelo hidrológico espacialmente distribuido de simulación de eventos*. Primer Encuentro de investigadores en formación en Recursos Hídricos. Ezeiza, Bs. As., 2012.
- Tucci, C. E. M., *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre: Editora Universidade Federal do Rio Grande do Sul/UFRGS/Associação Brasileira de Recursos Hídricos, 1998. 669 p.

- University of Lancaster, Department of Environmental Science. *Hydrology and Fluid Dynamics Group*. Lancaster. Disponível em: <http://www.es.lancs.ac.uk/hfdg/freeware/hfdg_freeware_top.htm> Acesso em: 30 ago. 2005.
- Velleux, M., England, J., Julien P., *TREX: Spatially Distributed Model to Assess Watershed Contaminant Transport and Fate*. *Science of the Total Environment*, 404(1):113-128, 2008.
- Vestena, L. R., Análise da dinâmica hidrossedimentológica em uma bacia hidrográfica no sul do Brasil. *Sociedade & Natureza*, Uberlândia, v. 21, n. 3, p. 413-424, 2009.
- Vestena, L. R.; Checchia, T.; Kobiyama, M.. Análise morfométrica e geomorfológica da bacia hidrográfica do Caeté, Alfredo Wagner, SC. *Bol. geogr.*, Maringá, v. 29, n. 2, p. 93-106, 2011.
- Vieux B. E., *Distributed hydrologic modeling using GIS*, volumen 48. Water Science and Technology Library, 2004.
- Xavier, L. N. R., *Análise da incerteza causada pela representação da precipitação no modelo TOPMODEL*. Rio de Janeiro, 2002. 124 f. Dissertação (Mestrado em Ciências em Engenharia Civil) – Universidade Federal do Rio de Janeiro.