

**ANÁLISE NUMÉRICA DO ACOPLAMENTO ENTRE ÁGUA SUPERFICIAL  
E ÁGUA SUBTERRÂNEA**

João Paulo Castagnoli<sup>1</sup>; Eurípedes do Amaral Vargas Júnior<sup>2</sup>

**RESUMO:** Este trabalho apresenta um modelo numérico 3D de acoplamento entre escoamento superficial livre e fluxo em meios porosos, para aplicações em micro bacias hidrográficas, considerando as variações do nível freático, fluxos solo-superfície e superfície-solo, além de fornecer o hidrograma para qualquer ponto no domínio superficial. Para a solução numérica do escoamento superficial foi desenvolvido um programa de elementos finitos, adotando elementos triangulares e, para o domínio subterrâneo, foi adotado o programa SWMS3D (Simunek et al, 1995) modificado, que utiliza elementos tetraédricos, ambos os modelos utilizam a formulação de Galerkin. Para o acoplamento numérico foi desenvolvida uma rotina de gerenciamento de fluxo entre os sistemas.

**ABSTRACT:** This paper presents a 3D numerical model to simulate the interaction between overland flow and porous media flow, for applications in micro-watershed, considering variations of water table, flows subsurface-surface and surface-subsurface, beyond supplying the hydrograph to any point in surface area. For the numerical solution of the free-surface flow was developed a finite element model, adopting triangular elements and, to the subsurface, was adopted the SWMS3D numerical model (Simunek et al, 1995) modified, which uses tetrahedral elements mesh, both models use the formulation of Galerkin. For the interaction a numerical routine was created to link the processes.

**Palavras-Chave** – Elementos Finitos; Fluxo Superficial; Fluxo Subterrâneo, Acoplamento numérico.

---

<sup>1</sup> Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Departamento de Engenharia Civil, Rua Marquês de São Vicente, 225 Gávea – Rio de Janeiro, RJ – Brasil – 22453-900, (55 21) 3527-1194, E-mail: jp\_casta@yahoo.com.br

<sup>2</sup> Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro. Departamento de Engenharia Civil, Rua Marquês de São Vicente, 225 Gávea – Rio de Janeiro, RJ – Brasil – 22453-900, (55 21) 3527-1194, E-mail: vargas@civ.puc-rio.br

## **1- INTRODUÇÃO**

A realização de estudos hidrológicos em bacias hidrográficas vem da necessidade de se compreender o funcionamento do balanço hídrico, ou seja, os processos que controlam o movimento da água e os impactos de mudanças do uso da terra sobre a quantidade e qualidade das águas (Whitehead et al., 1993).

Os processos físicos que controlam a distribuição e o movimento de água são melhor compreendidos se forem descritos através do ciclo hidrológico. Este ciclo pode ser dividido nas seguintes etapas: precipitação, interceptação, infiltração, escoamento superficial, escoamento subterrâneo, transpiração e evaporação. A descrição destas etapas é amplamente abordada na literatura e formam um conjunto complexo de variáveis.

Os modelos hidrológicos, ou representações matemáticas do fluxo de água e seus constituintes sobre alguma parcela da superfície e/ou subsuperfície terrestre, podem ser classificados sobre diferentes aspectos. Comumente, os modelos podem ser classificados de acordo com o tipo de variável utilizada (estocástico ou determinístico), tipo de relações entre as variáveis (empírico ou baseado em processos), forma de relações espaciais (local ou distribuído) e a existência de dependência temporal (transiente ou não) (Rennó et al., 2000).

O foco deste trabalho está baseado na modelagem hidrológica determinística, distribuída e transiente, englobando as etapas do ciclo hidrológico de precipitação, infiltração, escoamento superficial e escoamento subterrâneo, considerando a precipitação um parâmetro de entrada.

A interpretação do ciclo hidrológico sugere que os fluxos entre as etapas (comumente chamadas de sistemas neste trabalho), estejam interligados de forma que, os processos aconteçam simultaneamente e a resposta de um seja o estímulo de outro, dado um evento. Este evento pode ser precipitação, percolação solo-superfície, infiltração ou fluxo imposto. De um modo geral, a metodologia apresentada pode ser definida como uma representação matemática do fluxo de água sobre alguma parte da superfície e/ou subsuperfície terrestre gerado pela chuva local ou fluxo advindo de montante. Dada à complexidade dos sistemas descritos acima, este trabalho foca no desenvolvimento de fluxos superficiais de baixa espessura e sem interação com fluxos de jusante, focando em escoamentos livres desenvolvidos em micro bacias e pequenas redes de drenagem.

## **2 - INTERAÇÃO ENTRE ÁGUA SUPERFICIAL E SUBTERRÂNEA**

Inicialmente, cabe definir o conceito de água superficial, como a parcela armazenada ou fluindo sobre a superfície, que está continuamente interagindo com a atmosfera e com o solo (Chow

*et al.*, 1988). Sua ocorrência é espacialmente e temporalmente distribuída, dependendo de fatores climáticos, topográficos, tipo de cobertura vegetal e das propriedades hidráulicas do solo (Kollet *et al.*, 2005).

Horton (1933) sugere a seguinte definição para escoamento superficial: “Negligenciando a interceptação pela vegetação, escoamento superficial é a parcela de chuva que não é absorvida pelo solo através da infiltração. Se o solo tem uma capacidade de infiltração  $f$ , expressa por comprimento da lâmina de água absorvida por tempo, então, quando a intensidade de chuva  $i$  é menor que  $f$  a precipitação é totalmente absorvida, não havendo empoçamento. No entanto, se a precipitação  $i$  for maior que a infiltração  $f$ , o empoçamento vai ocorrer na taxa  $(i-f)$ ”.

Escoamento superficial hortoniano raramente ocorre em superfícies com densa vegetação em regiões úmidas. Abaixo destas condições, a capacidade de infiltração do solo excede a intensidade de precipitação. Nestas situações, o fluxo subterrâneo passa a ser o principal mecanismo de transporte de águas de chuva para rios. (Chow *et al.*, 1988).

## 2.1 - Infiltração

O ponto central no processo de interação entre água superficial e subterrânea é o fenômeno de infiltração, que pode ser definida como o processo de penetração de água no estado líquido da superfície do solo para seu interior. Muitos fatores influenciam sua taxa, incluindo as condições da superfície do solo, sua cobertura vegetal e suas propriedades hidráulicas, como porosidade, condutividade hidráulica e umidade (Chow *et al.*, 1988).

Em condições de não saturação, a permeabilidade do solo é inferior à sua permeabilidade de saturação e pode ser escrita em função da carga de pressão ou da umidade volumétrica do solo. No entanto, esse efeito é inverso para o potencial de infiltração no solo. Quando o solo não está saturado, a carga de pressão é negativa e os vazios entre os grãos do solo atuam como tubos capilares que “succionam” a água da superfície. Quando os vazios estão preenchidos apenas por água, o fluxo é geralmente ocasionado pelo efeito da força gravitacional ou cargas impostas.

Diversos autores que desenvolveram modelos acoplados, baseados na visão hortoniana, utilizam soluções analíticas para o cálculo da velocidade de infiltração (Lança, 2000; Fiedler *et al.*, 2000; Flanagan, 1995). Neste trabalho, o cálculo da infiltração é feito numericamente pelo programa SWMS3D (Simunek *et al.*, 1995) modificado. Os modelos analíticos como de Horton (1933,1939), Philip (1957) e Green-Ampt (1911), supõem uma pequena e constante lâmina d’água na superfície do solo (Chow *et al.*, 1988). No entanto, durante um evento de chuva, só haverá empoçamento se a precipitação for maior que a capacidade de infiltração do solo. O tempo para iniciar o empoçamento a partir do início de um evento constante de precipitação é denominado tempo de empoçamento ( $t_e$ ).

Considerando que, um evento de chuva inicia-se com a superfície do solo inicialmente seca e um perfil de umidade como mostra a figura 1, a capacidade de infiltração do solo pode ser maior que a intensidade da chuva, enquanto o tempo de precipitação ( $t_p$ ) for menor que o tempo de empoçamento ( $t_p < t_e$ ). Quando a duração da chuva se iguala ao tempo de empoçamento ( $t_p = t_e$ ), imediatamente a superfície do solo passa de não saturada para saturada. Com a continuidade da precipitação ( $t_p > t_e$ ) a zona saturada estende-se no perfil do solo e o excesso de precipitação gera o escoamento superficial segundo Horton (1933).

No modelo desenvolvido pode ocorrer a presença de cargas na superfície, fluxo imposto (precipitação) ou uma condição sem fluxo na superfície. Esta última permite uma redistribuição natural da umidade no solo, tendendo para um conceito muito utilizado na agricultura que é o de capacidade de campo, definida na física do solo como a máxima quantidade de água que o solo pode reter contra a ação da força gravitacional terrestre.

Considerando uma precipitação  $p$  [L/T] sobre um solo com perfil dado pela curva 1 da Figura 1, a capacidade de infiltração do solo é maior que a intensidade da chuva  $p$ . Desta forma, a velocidade de infiltração  $i$  [L/T] é dada por  $p$  sendo  $i = p$ , como mostra a Figura 2A curva a. Quando as curvas a e b (Figura 2A) se encontram, ocorre o início do empoçamento ( $t_e$ ) e a capacidade de infiltração passa a ser inferior a precipitação, ocasionando um déficit na infiltração e a saturação da superfície. É neste ponto que um modelo acoplado passa a ser mais realista que um modelo unicamente de meios porosos. No modelo acoplado o empoçamento é considerado, gerando uma carga na superfície, que é tratada pelo modelo superficial. Desta forma, a velocidade de infiltração calculada pelo modelo subterrâneo, passa a considerar o efeito do empoçamento, ao contrário dos modelos analíticos citados.

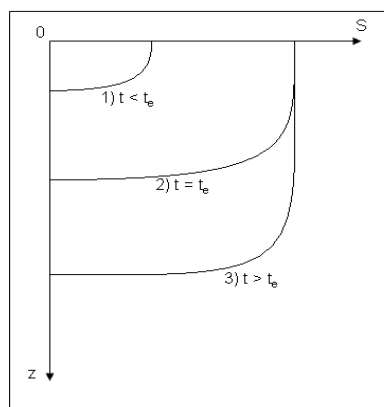


Figura 1- Perfis de grau de saturação em relação ao tempo de empoçamento.

No instante do empoçamento, a infiltração acumulada é dada pela expressão  $F = p.t_p$  tendo um comportamento linear até este ponto. O tempo  $t_0$  ilustrado na Figura 2B representa o tempo

inicial equivalente que um evento de precipitação  $p$  teria para que toda a capacidade de infiltração do solo fosse utilizada.

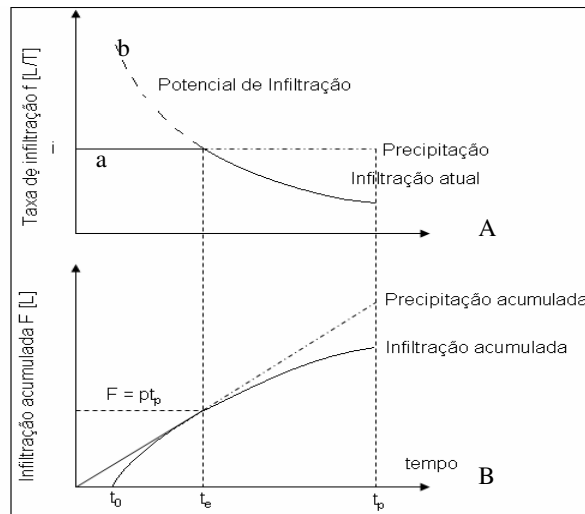


Figura. 2 – Velocidade de infiltração e infiltração acumulada dada um valor constante de precipitação.

Se ao invés de um fluxo prescrito houvesse uma carga imposta à superfície, a capacidade de infiltração seria totalmente aproveitada ao longo do tempo.

### 3 - MODELO NUMÉRICO

Para a rotina de acoplamento é importante compreender as equações governantes, assim como a solução numérica adotada.

#### 3.1 - Fluxo superficial

As equações usualmente utilizadas que descrevem o fenômeno de escoamento em canais abertos são comumente conhecidas como equações de Saint-Venant. Deduzidas pela primeira vez por Barre de Saint-Venant em 1871, elas descrevem o fluxo não permanente e não uniforme em canal aberto unidirecional. Estas equações são referências base deste trabalho, sendo estendida para escoamento superficial com superfície livre em duas dimensões. Na suas formas diferenciais, possibilitam o conhecimento ponto a ponto do campo de escoamento formulando um modelo hidrográfico distribuído. Estas equações são dadas por:

$$u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial u}{\partial t} = gS_{ox} - g \frac{\partial h}{\partial x} - gS_{fx} \quad (1)$$

$$u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial t} = gS_{oy} - g \frac{\partial h}{\partial y} - gS_{fy} \quad (2)$$

Nesta equação  $u$  e  $v$  são as componentes da velocidade nas direções  $x$  e  $y$  respectivamente,  $g$  a aceleração gravitacional,  $h$  a carga de pressão [L],  $S_{ox}$  e  $S_{oy}$ , são os declives do terreno nas direções  $x$  e  $y$  respectivamente e  $S_{fx}$  e  $S_{fy}$  representam os ângulos de atrito.

O modelo de difusão não considera os termos de inércia presentes no modelo hidrodinâmico. Estes termos são importantes quando se tem grande variação temporal e espacial do campo de velocidade (Bedient *et al.*, 2002). Deste modo a equação obtida é dada por:

$$\frac{\partial H}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial x} \left( K_d \frac{\partial H}{\partial x} \right) - \frac{\partial}{\partial y} \left( K_d \frac{\partial H}{\partial y} \right) = (r - i) \quad (3)$$

Onde a constante  $K_d$  é dada pela seguinte expressão:

$$K_d = \frac{h^{5/3}}{n} \frac{1}{\left| \frac{\partial H}{\partial s} \right|^{0.5}}$$

A equação (3) define o modelo de difusão para escoamento superficial, sendo o coeficiente de difusão  $K_d$  [ $L^2/T$ ], dependente da altura da coluna de água e do coeficiente de Manning, sendo  $s$  a direção de máximo declive da superfície da água. Por definição sabe-se que  $S_{ox} = -\partial z/\partial x$  e a carga total é definida por  $H = h + z$ , onde  $z$  representa a carga de elevação.

### 3.2 - Fluxo em meios porosos

Considerando meio anisotrópico e incorporando a equação de Darcy na equação da continuidade aplicada em meios porosos, obtém-se a equação governante de fluxo tridimensional transiente em meios porosos, denominada equação de Richards:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_i} \left[ K \left( K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A \right) \right] - Sv \quad (4)$$

onde  $h$  é a carga de pressão [L],  $\theta$  é a umidade volumétrica [-],  $Sv$  é o termo que representa a taxa de umidade volumétrica extraído pela vegetação [ $T^{-1}$ ],  $x_i$  são as coordenadas no espaço [L],  $t$  é o tempo

[T],  $K_{ij}^A$  são as componentes adimensionais do tensor de anisotropia  $K^A$  [-] e  $K$  é a permeabilidade saturada e não saturada do solo [ $LT^{-1}$ ].

Introduzindo o conceito de armazenamento específico, que leva em conta o efeito de compressibilidade do solo e do fluido. Admitindo que não ocorram variações volumétricas durante o processo de fluxo e reescrevendo o termo transiente do grau de saturação (Andrade, 2003), tem-se:

$$\frac{\partial}{\partial x_i} \left[ K \left( K_{ij}^A \frac{\partial h}{\partial x_j} + K_{iz}^A \right) \right] - Sv = \frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{S_s \theta(h)}{\xi} \frac{\partial h}{\partial t} \quad (5)$$

Essa equação é geralmente aplicada para estudos de rebaixamento do nível freático em aquíferos confinados e não confinados em caso de poços extração.

## 4 - SOLUÇÃO NUMÉRICA

### 4.1 - Modelo de fluxo superficial

Para um modelo distribuído de uma bacia hidrográfica, a utilização do método de elementos finitos implica numa boa discretização do domínio através de sua malha. Assim, as declividades ou as direções de escoamentos estão explícitas na malha gerada. A solução numérica é dada pela formulação de Galerkin, onde se obtém a minimização residual da solução aproximada.

O formato do elemento utilizado é recorrente do uso do SWMS3D como programa base, gerando elementos triangulares isoparamétricos, com funções de forma lineares, como apresentado na Figura 3.

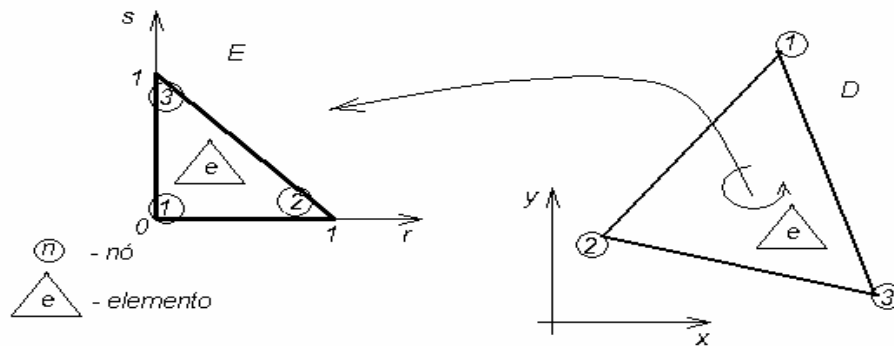


Figura 3. Elemento triangular de três nós isoparamétrico.

O resultado final do método é a solução do sistema:

$$[K]\{\dot{H}\} = -[B]\{H\} + \{Q\} + \{R\}$$

Onde  $Q$  são as vazões,  $H$  a carga de pressão e  $R$  a precipitação. A discretização temporal do modelo bidimensional utiliza o esquema descendente de diferenças finitas e o método iterativo de Picard para solução da não linearidade. Maiores detalhes podem ser visto em Castagnoli (2005).

#### 4.2 – Modelo de fluxo em meios porosos

O método utilizado pelo SWMS3D (Simunek et al, 1995) para solução numérica da equação de fluxo em meios porosos é o método de Galerkin, com funções de interpolação lineares, sujeito as condições iniciais e de contorno. A descrição detalhada do método pode ser encontrada nas referências do trabalho de Simunek *et al.*, 1995.

O programa originalmente adota elementos tetraédricos e não considera o termo de armazenamento específico do solo. Todavia, no modelo acoplado este parâmetro foi incorporado, adicionando mais um termo a equação original. A solução numérica para a equação modificada (equação 5) baseia-se no método inicialmente sugerido, que permite a alteração sem perder seu sentido físico.

A região de fluxo é dividida em uma rede de elementos tetraédricos cujos vértices consistem nos pontos nodais. O sistema resultante é resolvido pelo modelo SWMS3D (Simunek et al, 1995) modificado, desenvolvido para a simulação do fluxo em meios porosos, apresentado abaixo.

$$\begin{aligned} & ([F][C]_{j+1} + [F']) \frac{\{h\}_{j+1}^{k+1} + \{h\}_{j+1}^k}{dt_j} + [A(h)]_{j+1} \{h\}_{j+1} = \\ & \{Q\}_j - \{B(h)\}_{j+1} - \{D\}_j + [F'] \frac{\{h\}_j}{dt_j} + [F][C]_{j+1} \frac{\{h\}_{j+1}^k}{dt_j} - [F] \frac{\{\theta\}_{j+1}^k - \{\theta\}_j}{dt_j} \end{aligned}$$

Onde  $h$  é a carga de pressão  $\theta$  umidade volumétrica. O índice  $j$  faz referência ao tempo e  $k$  o número de iteração.

### 5 - ACOPLAMENTO NUMÉRICO ENTRE OS MODELOS

O modelo acoplado atua na interface entre os sistemas superficiais e de meios porosos (Figura 4), pela relação entre as variáveis de carga de pressão e fluxo nos contornos. Deste modo, é necessário que haja uma comunicação entre as variáveis no contorno superficial do modelo poroso



com o padrão de fluxo superficial. A interação entre as variáveis é um processo transiente e não homogêneo. O Processo não homogêneo refere-se à variabilidade espacial entre a relação das variáveis, podendo ocorrer no mesmo domínio, imposição de carga, fluxo prescrito (precipitação) ou zonas de redistribuição de umidade no solo sem influência do sistema superficial. No modelo não será contabilizado perdas de massa de água por evapotranspiração nem mudanças no relevo por processos erosivos.

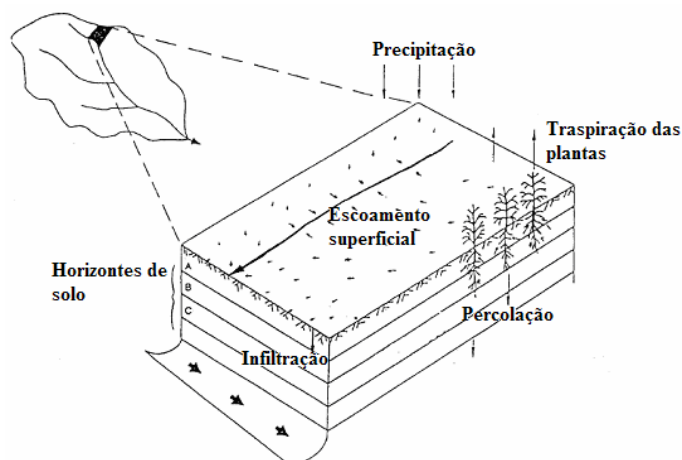


Figura 4. Representação dos processos hidrológicos abordados, para uma fatia de solo em uma bacia hidrográfica.

### 5.1 – Evolução no tempo

A escala temporal das variações do fluxo superficial é da ordem dos minutos e horas enquanto que a escala para meios porosos geralmente varia na escala de horas, dias ou meses. Assim, é necessário permitir que decorram vários intervalos de tempos no modelo superficial, para que haja a sincronia com um único intervalo de tempo do modelo subterrâneo.

A evolução temporal dos sistemas é ditada pelo modelo subterrâneo, que, a cada interação, chama o modelo de escoamento superficial e passa o valor do respectivo intervalo de tempo. Este é comparado com o valor inicial do modelo superficial, se o valor passado for menor, igualam-se os intervalos, se o intervalo de tempo for maior o programa calcula o número de iterações necessárias para a sincronia. O cálculo do número de iterações (representado na Figura 5 por  $n dt\_SURF$ , onde,  $n$  representa o número de intervalos e  $dt\_SURF$ , o valor do intervalo de tempo do modelo superficial) é dado pela razão entre os intervalos. O último intervalo de tempo do modelo superficial recebe um incremento de correção (representado pelo passo  $dt+$  na Figura 5)

O intervalo de tempo do programa SWMS3D (Simunek et al, 1995) é dinâmico e varia em função da convergência do método iterativo de solução da não linearidade, fazendo com que o

intervalo de tempo do modelo superficial seja adaptável. O intervalo de tempo é lido nos arquivos de entrada e seus incrementos ou decrementos são ajustados automaticamente de acordo com a seguinte regra:

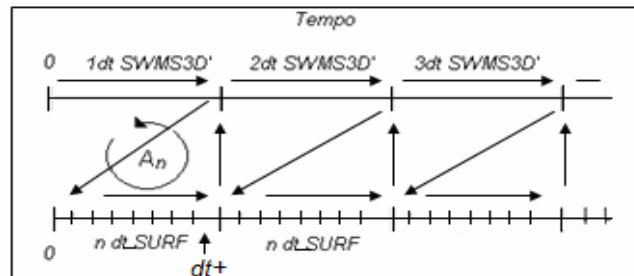


Figura 5. Sincronia temporal entre os modelos superficial e subterrâneo.

- A discretização da solução numérica deve coincidir com a prescrita para as condições de contorno e de plotagem de resultados;
- O intervalo de tempo calculado entre as iterações deve estar entre os valores de máximo e mínimo atribuídos nos arquivos de entrada;
- Se durante um particular intervalo de tempo, o número de iterações necessárias para obter a convergência for menor ou igual a 3, o passo de tempo é acrescido entre 20 a 50% do seu valor. Se o número de iterações for menor que 7 o intervalo de tempo é decrescido de 10 a 70% do seu valor;
- Se durante um particular intervalo de tempo, o número de iterações for maior que um número definido pelo usuário (usualmente entre 10 e 50), o intervalo de tempo atual é interrompido, o intervalo de tempo é dividido por 3 e o intervalo é reiniciado.

## 5.2 – Malhas numéricas para representação do modelo digital do terreno

Neste modelo primeiro é definida uma malha para todo o domínio tridimensional do problema, a qual será utilizada para o sistema subterrâneo, sendo extraída uma imagem da superfície, gerando uma malha 2D, para a solução numérica do domínio superficial (Figura 6), descartando a geração de duas malhas distintas e a necessidade de interpolações dos resultados nas passagens das variáveis de um sistema para outro.

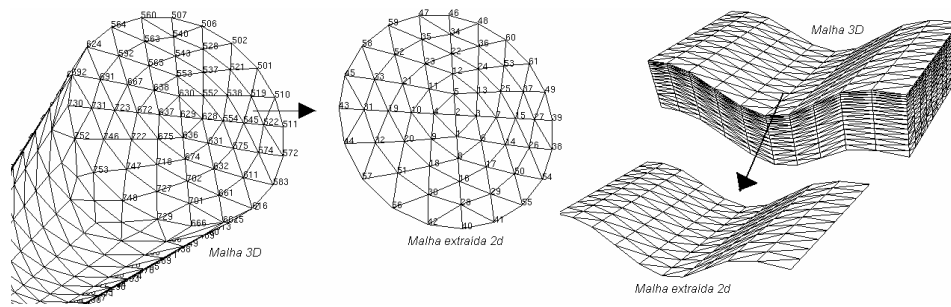


Figura 6. Ilustração de malhas 3D e 2D.

A correspondência nodal é feita através de um vetor que relaciona os identificadores (IDs) entre os nós comuns dos sistemas, como ilustrado na Figura 7.

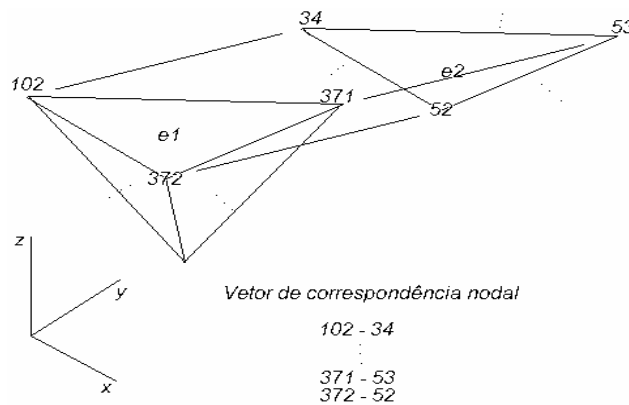


Figura 7. Correspondência nodal na superfície de escoamento do domínio.

### 5.3 - Interação ente os modelos

Este trabalho trata os sistemas como independentes e interligados através de uma rotina de acoplamento que atua nas interfaces. Essa idéia está apoiada na solução numérica adotada, interpretando que um sistema atua diretamente no outro, condicionando as trocas de fluxo através das variáveis de contorno. O modelo acoplado pode ser dividido em três módulos principais: o módulo de fluxo em meios porosos (a partir deste ponto o modelo subterrâneo será denotado de GW), de escoamento superficial (SURF) e módulo de interação. A ordem de execução dos módulos principais durante a solução do problema transiente é cíclica e está representada pelo fluxograma da Figura 8. Cada ciclo completo representa a evolução de um intervalo de tempo do modelo acoplado.

Este fluxograma é um esquema macro de interações entre os módulos, sem detalhar as variáveis de intercâmbio, simbolizando apenas a ordem dos chamados das rotinas no modelo acoplado.

Os quadros preenchidos de cor cinza fazem parte do módulo de interação. O início do ciclo é dado após a leitura dos dados de entrada, de forma independente para cada sistema. Em seguida, o

programa inicia o módulo GW, para a montagem do sistema de equações, referente ao intervalo de tempo a ser resolvido no meio poroso. Suas atribuições de condições de contorno são feitas pela função SHIFT. Estas atribuições fazem à interação nos sentidos, superfície-solo e solo-superfície, retornando ao GW, para a solução do sistema de equações e verificação do teste de convergência em cada iteração. Caso não haja a convergência do método, extrapolando o número máximo de iterações permitidas, o módulo GW diminui o intervalo de tempo utilizado, mantendo as condições de contorno fixas, sempre retornando a função SHIFT. Na seqüência, o programa chama a função HORTON, que calcula o valor do escoamento hortoniano e a função TIME que determina o número de intervalo de tempo a rodar do módulo SURF, a partir da defasagem temporal entre os modelos. Para fechar um ciclo, o programa resolve o escoamento superficial através da rotina SURF, retornando para o modulo GW.

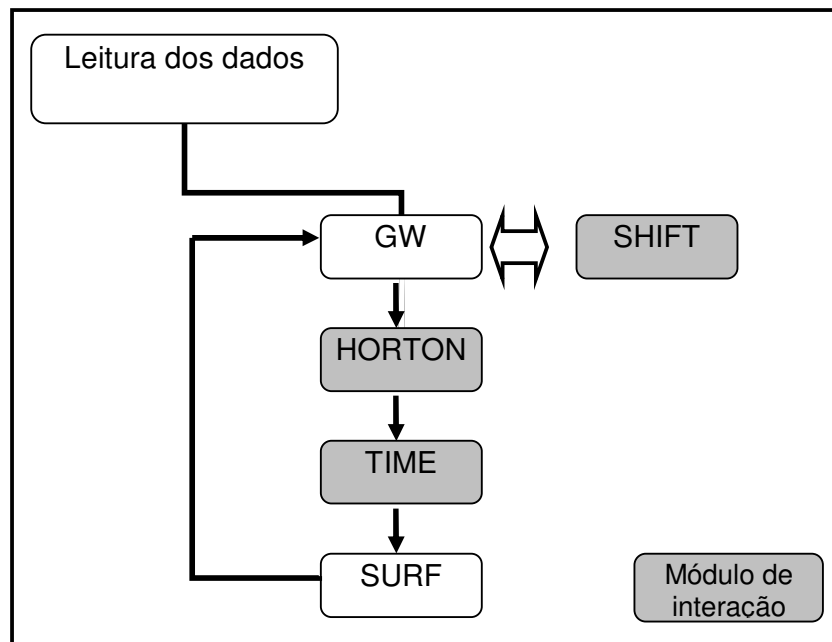


Figura 8. Fluxograma de interação entre os módulos principais.

De modo geral, o modelo acoplado é o produto final do acoplamento dos modelos de escoamento superficial e do programa SWMS3D (Simunek et al, 1995) modificado (GW). O módulo de interação representa o meio de comunicação entre os modelos, assumindo o papel de gerenciá-lo e coordená-los.

## 6 - RESULTADOS

Serão apresentados dois exemplos, sendo o primeiro de validação e o segundo de aplicação.

## 6.1 – Exemplo de validação

A validação do modelo acoplado será dada, através da análise da velocidade de infiltração e da conservação da massa no domínio, para um exemplo simples de infiltração, em uma coluna cilíndrica vertical com diâmetro de 8cm e altura de 20cm.

A malha tridimensional conta com 753 nós e 3361 elementos (Figura 9), formando um cilindro com o eixo maior na direção vertical, e a malha superficial contém 61 nós e 100 elementos, formando uma malha plana com declive nulo. O período de modelagem foi de 4300 segundos, com intervalo mínimo de tempo de 0.01 e máximo de 60 segundos para o SWMS3D (Simunek et al, 1995) modificado (módulo GW) e de 1 segundo para o modelo superficial (módulo SURF). A precipitação teve duração de 2600 segundos e intensidade de 0.002 cm/s ou 7.2 cm/h, com início no tempo 0 (zero) e distribuição uniforme sobre o domínio superficial. A condição inicial foi definida em termos de carga de pressão e adotou-se um valor de -150 cm. Uma condição de contorno impermeável foi imposta na superfície inferior e ao redor do domínio do cilindro. Com relação aos contornos laterais do modelo superficial, este foi considerado impermeável, como se houvesse um recipiente que confinasse o fluido, permitindo apenas o empoçamento da precipitação efetiva e sua distribuição sobre a superfície. Os dados hidrológicos utilizados para cada domínio estão apresentados na tabela 1, representando um solo arenoso.

| SWMS3D' | $\theta_r$                  | $\theta_s$ | $\theta_a$ | $\theta_m$ | Alfa | n           | Ks [cm/s] | Kk [cm/s]  | $\theta_k$ |
|---------|-----------------------------|------------|------------|------------|------|-------------|-----------|------------|------------|
|         |                             | 0.02       | 0.35       | 0.02       | 0.35 | 0.041       | 1.96      | 1) 7.2E-04 | 6.95E-04   |
| SURF    | Manning [ $m^{1/3}h^{-1}$ ] |            |            |            |      | Declividade |           |            |            |
|         | 5.56E-06                    |            |            |            |      | -           |           |            |            |

Tabela 1. Parâmetros hidrológicos.

A velocidade de infiltração é dependente do grau de saturação do solo e de suas propriedades. Neste exemplo, o grau de saturação é variável ao longo do tempo, e dita a capacidade do solo em absorver a precipitação incidente.

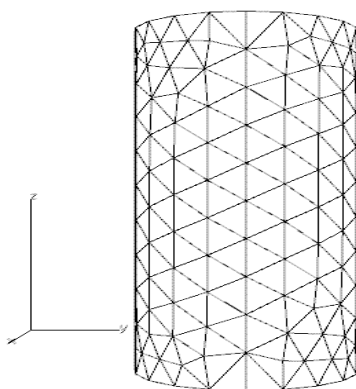


Figura 9. Malha empregada no cilindro.

A Figura 10 apresenta o comportamento da infiltração ( $I$  [cm/s]), precipitação efetiva ( $i_e$  [cm/s]) e o valor da permeabilidade do solo ( $K_s$  [cm/s]), que corresponde ao limite mínimo de infiltração, para um gradiente unitário. A curva de infiltração (curva I) apresenta um comportamento linear, desde o início da simulação, até o tempo 2044s, quando, a capacidade de infiltração torna-se inferior ao fluxo imposto na superfície. Neste ponto, a taxa de empoçamento é dada pela diferença entre a velocidade de infiltração e de precipitação. A curva de precipitação efetiva (curva  $i_e$ ) inicia-se no tempo 2044s e passa a ser negativa no tempo 2600s, quando possui apenas a parcela subtrativa da infiltração. É este valor negativo que é passado ao modelo superficial, reduzindo o valor da carga de pressão na superfície.

Quando cessada a precipitação e toda água acumulada na superfície infiltra no solo, não há mais fluxo no contorno superficial e tanto a curva I quanto à curva  $i_e$  tornam-se nulas, passando a haver somente a redistribuição da umidade do solo advindo da força gravitacional.

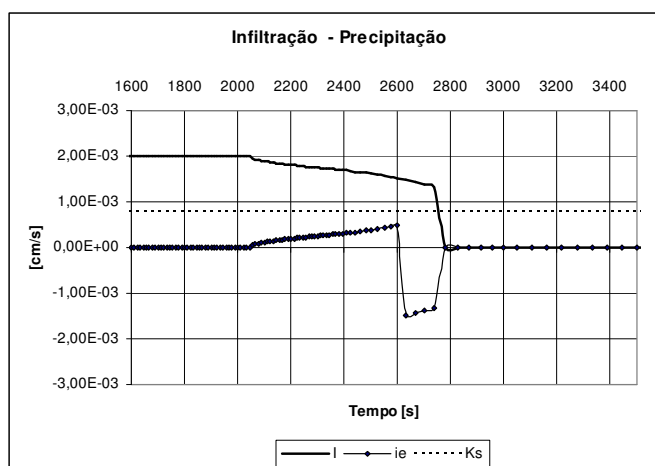


Figura 10. Velocidade de infiltração e de precipitação no centro da superfície superior do cilindro.

### 6.1.1 - Balanço de massa no sistema

Conhecendo a velocidade de precipitação e seu tempo de duração, calcula-se analiticamente o volume de água que adentra ao sistema. A comparação com o resultado numérico está apresentada na Figura 11, onde se representa o volume total de entrada de água ao longo da simulação.

O cálculo do volume numérico é dado pela parcela de água no solo, somado a parcela que se encontra empoçada na superfície. A parcela subterrânea é subtraída da umidade inicial para se obter apenas o volume acrescido pelo evento de precipitação. O resultado foi considerado positivo com erro no final da simulação inferior a 3% no balanço de massa, e comportamento entre infiltração e precipitação efetiva coerente com o modelo teórico.

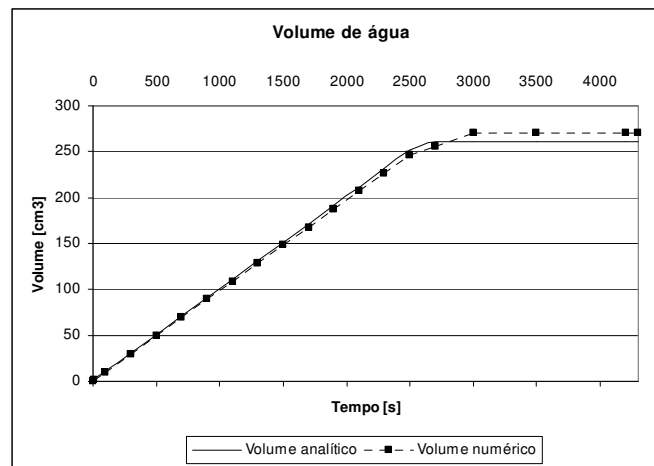


Figura 11. Gráfico de volume de água ao longo do tempo, utilizando os seguintes parâmetros:  $K_s = 0.000772\text{cm/s}$ ,  $K_k = 0.000695\text{cm/s}$ ,  $S_s = 0.0001\text{cm}^{-1}$

## 6.2 – Exemplo de interação entre escoamento superficial - subterrâneo

Este exemplo faz a simulação de um fluxo aplicado a montante de  $0.28\text{ m}^3/\text{h}$  no domínio superficial, condição inicial de superfície seca e precipitação variável no tempo. O domínio está ilustrado na figura 12, com declividade constante de  $5^\circ$  no sentido do eixo y (sentido da vazão de entrada e de saída).

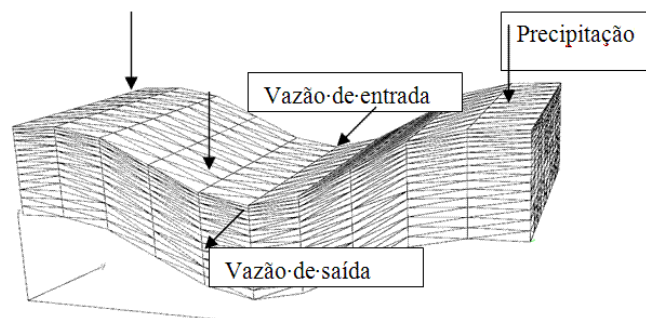


Figura 12. Domínio 3D do modelo e esquema dos fluxos impostos.

A malha utilizada (figura 12) é constituída de 121 nós e 200 elementos no domínio superficial e 2170 nós e 10386 elementos no domínio subterrâneo, gerando um modelo 3D com dimensões x,y de 100cm x 51cm com espessura constante de 20cm. No domínio subterrâneo, foi dada uma condição inicial não saturada com carga de pressão de -55 cm.

As condições de contorno superficial correspondem ao hietograma da Figura 13, e no domínio subterrâneo considerou-se impermeáveis as laterais e o fundo do modelo possibilitando fluxo somente pela superfície. Os parâmetros hidrológicos utilizados estão apresentados na Tabela 1.

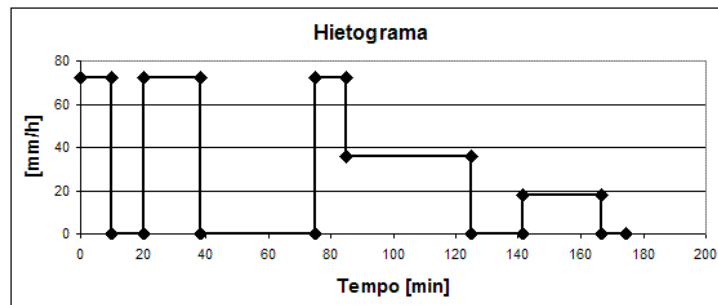


Figura 13. Hietograma de entrada do modelo.

### 6.3 - Resultados

O tempo de simulação foi de 174 minutos, no qual nos primeiros instantes o solo estava não saturado. A imposição do fluxo a montante junto com precipitação nos instantes iniciais, forma o avanço do escoamento superficial em solo não saturado, com vazão de saída nula (Figura 14), após o início do fluxo superficial a jusante, passa a ocorrer à definição do lençol freático, em função do nível da água superficial (Figura 15). Ao longo do tempo ocorrem diversos eventos de precipitação gerando a oscilação do lençol freático, aumentando em tempos chuvosos (figura 16) e drenando (ou rebaixado) durante intervalos sem chuva. Este retorna ao patamar apresentado na figura 15, onde a vazão de saída tende a se igualar à vazão de entrada para longos intervalos sem chuva. Por fim, a Figura 17 mostra o hidrograma no ponto mais baixo à jusante do modelo.

O resultado encontrado apresenta o potencial do modelo em representar o início do empoçamento, desenvolvimento de pequenos córregos e a formação do nível freático variável com o tempo e dependente das águas superficiais e da precipitação.



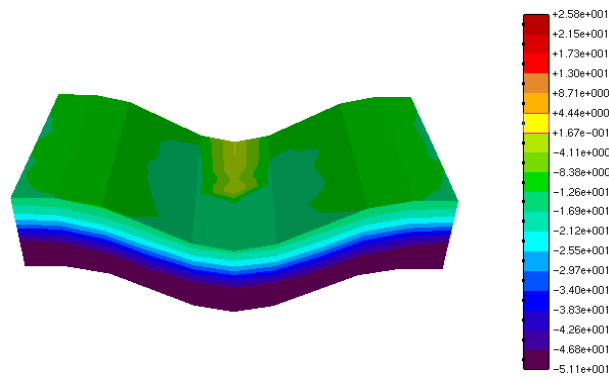


Figura 14. Avanço da frente de molhamento (tempo de simulação 6min).

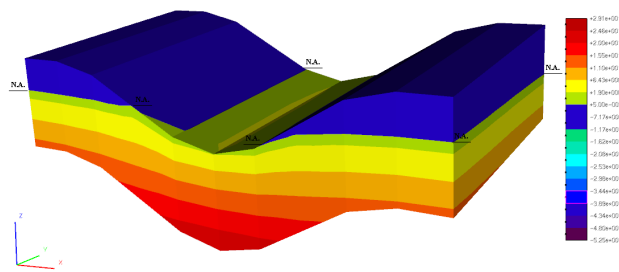


Figura 15. Nível freático baixo (onde: N.A. Nível da água e tempo = 66min).

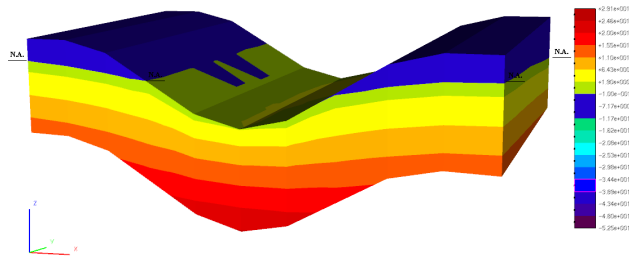


Figura 16. Nível freático após um evento de precipitação (onde: N.A. Nível da água e tempo = 78min).

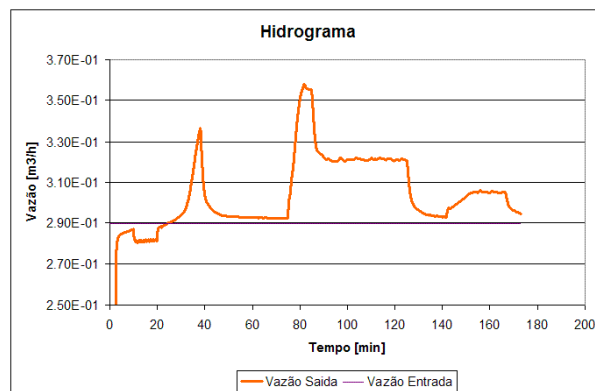


Figura 17. Hidrograma na saída do modelo superficial.

## 7 - CONCLUSÃO

Este trabalho apresenta uma ferramenta de acoplamento e previsão de fluxos superficiais e subterrâneos, baseado nas variáveis hidrológicas da região de estudo, permitindo avaliar as suas interações. Desta forma, o modelo acoplado permite analisar as influências do fluxo subterrâneo no comportamento das águas superficiais e vice-versa. Os resultados deste trabalho apresentam seu potencial de aplicação em micro bacias hidrográficas, considerando as variações do nível freático e os fluxos solo-superfície e superfície-solo, além de fornecer o hidrograma para qualquer ponto no domínio superficial.

O método de elementos finitos apresentou-se muito apropriado, possibilitando representar a grande variabilidade espacial e temporal das variáveis analisadas. A utilização de elementos triangulares na superfície fornece uma boa discretização e representação da superfície topográfica, formando planos bem definidos e possibilitando o cálculo dos declives do terreno para cada elemento. Este método também possibilita que as condições iniciais das cargas de pressão sejam bem caracterizadas espacialmente, no entanto, fazendo-se necessário um pré-processamento. A atribuição das condições de contorno, de forma variável, permite fazer o acoplamento entre os sistemas com trocas de fluxo e/ou carga de pressão entre os nós comuns das malhas. Com isso, obtêm-se variações espaciais e temporais durante o processo de solução, enquadrando-se no algoritmo de acoplamento proposto.

As condições de contorno não representam unicamente as condições impostas pelo modelador, mas também as condições secundárias ou respostas de um sistema a variações do seu gradiente hidráulico, que modificam seu padrão de fluxo, resultando em vazões no contorno comum entre os sistemas.

## 8 - REFERÊNCIAS

- BEDIANT P.B; HEBER W.C., 2002, Hydrology and Floodplain Analysis. Prattice Hall, Inc
- CASTAGNOLI, J.P., 2005. Uma implementação numérica do acoplamento água superficial - água subterrânea. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, PUC-Rio, Rio de Janeiro, Brasil
- CHOW VT, MAIDMENT DR, MAYS LW., 1988, .Applied hydrology. New York: McGraw-Hill
- FLANAGAN, D. C.; NEARING, N. A. USDA . 1995, Water Erosion Prediction Project. Hillslope Profile and watershed model documentation. USDA-ARS, National Soil Erosion Research Laboratory

FIEDLER F. R.; RAMIREZ J. A. , 2000,.A numerical method for simulating discontinuous shallow flow over an infiltrating surface. International Journal for Numerical Methods in Fluids. v. 32, p. 219–240

GREEN, W.H.; AMPT, G.A. Studies on soil physics-1. The flow of air and water through soils. Journal of Agricultural Science, Cambridge, v.4, n.1, p.1-24, 1911. Hachum, A.Y.; Alfaro, J.F. Rain infiltration

HORTON, R.E. , 1933, The role of infiltration in the hydrologic cycle. American Geophysical Union, Transaction, v. 14, p. 446-460

HORTON, R.E. , 1939, Analysis of runoff plant experiments with varying infiltration capacity. Trans American Geophysical Union, Transaction, v. 20, p. 693-711

KOLLET S. J.; MAXWELL R.M. , 2006,.Integrated surface–groundwater flow modeling: A free-surface overland flow boundary condition in a parallel groundwater flow model. Advances in Water Resources, v. 29, p. 945–958

LANÇA R. M. M.; RODRIGUES A. C. , 2000., Um Modelo Distribuído de Precipitação/Escoamento Superficial. Aplicação à Ribeira de Alportel em Condições de Cheia”, in Recursos Hídricos, Revista da APRH, v. 21, n. 3, pp. 107-116

PHILIP J. R. , 1957,. The Theory of Infiltration: The infiltration equation and its solution. Soil Sci, v. 83, n. 5, p 345-357

PREVEDELLO C. L. , 1996, Física do solo com problemas resolvidos, Curitiba

RENNÓ D. C.; SOARES J. V. , 2000, .Modelos Hidrológicos para Gestão Ambiental , INPE, relatório parcial

SIMUNEK J.; HUANG K.; VAN GENUCHTEN M. T. , 1995, The SWMS- 3D Code for Simulating Water Flow and Solute Transport in Three-Dimensional Variably-Saturated Media. Research Report No. 139 U. S. SALINITY LABORATORY AGRICULTURAL RESEARCH SERVICE U. S. DEPARTMENT OF AGRICULTURE RIVERSIDE, California.

WHITEHEAD P.G.; , 1993,.Robinson M. Experimental basin studies: an international and historic perspective of forest impacts. Journal de Hydrology, v. 145, p. 217-230