



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL  
INSTITUTO DE PESQUISAS HIDRÁULICAS E ESCOLA DE ENGENHARIA  
CURSO DE ENGENHARIA AMBIENTAL**

**AYAN SANTOS FLEISCHMANN**

**MODELAGEM HIDROLÓGICA APLICADA AO BALANÇO  
VERTICAL DE ÁGUA NO SOLO**

Porto Alegre

Dezembro 2014

**AYAN SANTOS FLEISCHMANN**

**MODELAGEM HIDROLÓGICA APLICADA AO BALANÇO  
VERTICAL DE ÁGUA NO SOLO**

TRABALHO DE CONCLUSÃO  
APRESENTADO AO CURSO DE  
ENGENHARIA AMBIENTAL DA  
UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO  
GRANDE DO SUL COMO PARTE DOS  
REQUISITOS PARA A OBTENÇÃO DO  
TÍTULO DE ENGENHEIRO AMBIENTAL.

Orientador: Walter Collischonn

Co-Orientador: Rodrigo Cauduro Dias de Paiva

Porto Alegre

Dezembro 2014

**AYAN SANTOS FLEISCHMANN**

**MODELAGEM HIDROLÓGICA APLICADA AO BALANÇO  
VERTICAL DE ÁGUA NO SOLO**

Trabalho de Conclusão de Curso em Engenharia Ambiental da Universidade Federal do Rio Grande do Sul defendido e aprovado em **03/12/2014** pela Comissão avaliadora constituída pelos professores:

Banca Examinadora:

.....  
Prof. Dr. Walter Collischonn - Orientador

.....  
Prof. Dr. Rodrigo Cauduro Dias de Paiva – Co-orientador

.....  
Prof. Dr. Joel Avruch Goldenfum – Departamento de Hidromecânica e Hidrologia

.....  
Prof. Dr. Juan Martín Bravo – Departamento de Obras Hidráulicas

Conceito:.....

## Sumário

1	Introdução .....	1
2	Objetivos.....	5
3	Organização do trabalho .....	6
4	Fluxo de água no solo e processos hidrológicos .....	7
4.1	Fluxo de água no solo .....	7
4.2	Curvas de retenção de água no solo .....	10
4.3	Infiltração da água da chuva no solo e frente de molhamento.....	15
4.4	Geração de escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo .....	19
4.5	Interceptação e Evapotranspiração .....	21
5	Solução numérica da equação de Richards para meio insaturado .....	24
5.1	Considerações sobre a condutividade internodal .....	28
5.2	Discretização das camadas do solo .....	29
5.3	Discretização temporal .....	30
5.4	Condições de contorno e condições iniciais .....	30
5.5	Termo fonte/sumidouro .....	32
6	Modelagem dos processos hidrológicos .....	34
6.1	Interceptação vegetal .....	36
6.2	Evapotranspiração.....	37
6.3	Escoamento superficial .....	40
6.4	Escoamento sub-superficial .....	42
6.5	Escoamento subterrâneo .....	44
6.6	Modelo bucket .....	44
7	Experimentos numéricos .....	46
	Experimento 1: Teste do esquema numérico.....	46
	Experimento 2.1: Infiltração de água em solo com camada de fundo impermeável.....	51
	Experimento 2.2: Secagem de um solo inicialmente saturado e com drenagem livre no fundo: diferença entre solos de texturas diferentes .....	54
	Experimento 2.3: Efeito da evapotranspiração na distribuição de água no solo .....	56
	Experimento 3: Simulações do modelo de balanço hidrológico vertical .....	61
	Experimento 4: Comparação entre modelo de balanço hidrológico vertical e modelo bucket .....	70

8	Conclusão .....	77
8.1	Desenvolvimentos futuros .....	79
9	Referências .....	80

## Resumo

A modelagem matemática do ciclo hidrológico é uma poderosa ferramenta para melhor compreender e representar os processos existentes na bacia hidrográfica. O recente avanço nos recursos computacionais, na criação de novas bases de dados digitais e na compreensão dos processos hidrológicos tem permitido o desenvolvimento de modelos hidrológicos com alta base física, incorporando representações mais fidedignas dos sistemas ambientais.

Neste contexto, este trabalho estuda representações matemáticas dos processos hidrológicos, com ênfase na solução numérica da equação de Richards para fluxos de água no solo, e apresenta o desenvolvimento de um modelo de balanço vertical de alta base física. Os processos representados são interceptação vegetal, evapotranspiração e escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo. Foram realizados experimentos sintéticos a fim de explorar a representação dos diversos processos hidrológicos.

Os fenômenos de infiltração e secagem do solo foram bem representados, com erros numéricos aceitáveis. O modelo foi então aplicado a uma região de solo argiloso da bacia do rio Taquari-Antas (RS), utilizando uma discretização da coluna de solo de 150 camadas. Além disso, os resultados do modelo multi-camadas foram comparados com um modelo simplificado do tipo bucket (uma camada de solo), a fim de avaliar os ganhos de uma representação mais física na modelagem. Apesar de as conclusões não serem definitivas, avaliou-se que o modelo bucket é mais suscetível a processos de secagem e saturação, possivelmente pela consideração implícita de macroporos neste. Os fluxos de água no solo argiloso do modelo multi-camadas são bastante lentos. Além disso, os escoamentos superficiais apresentaram mecanismos de geração distintos entre os modelos, sendo excesso de infiltração preponderante no multi-camadas, e excesso de saturação o utilizado no bucket. Por fim, as distintas representações dos fluxos subterrâneos geraram comportamentos diferentes entre os modelos, sendo que no bucket estes variaram de acordo com eventos de chuva, ao passo que no multi-camadas agiram em resposta a uma temporada de chuvas. A incorporação do nível das águas subterrâneas no modelo é relevante para a melhor descrição deste processo.

**Palavras-chave:** *modelagem hidrológica, equação de Richards, modelos de base física.*

## **Abstract**

Numerical modelling of the hydrological cycle is a powerful tool to better understand and represent processes that occur within a catchment. Recent advances in computational resources, the creation of new digital databases and the comprehension of hydrological processes have allowed the development of new physically based hydrological models, incorporating more realistic representations of the environmental system.

In this context, this work studies mathematical representations of hydrological processes, focusing on the numerical solution of Richards equation for water fluxes in soil, and presents the development of a physically based vertical balance model. Vegetal interception, evapotranspiration, runoff and subsurface and groundwater flows are the represented processes.

The adopted solution represented satisfactorily soil wetting and drying processes, while acceptable numerical errors were obtained. The model was applied to a region within a mini-basin of River Taquari-Antas catchment, using a soil discretisation of 150 layers for a simulation period of ca. three years. Moreover, model results were compared to a simplified bucket model in order to evaluate the gains obtained with a more physically based modelling strategy. Although the conclusions are not definitive, and the existing necessity of tests in different regions with other types of soil, it could be delineated that the bucket model is more susceptible to wetting and drying processes, probably due to its implicit consideration of macropores. Water fluxes in the multi-layered model clayey soil are very slow. Moreover, runoff generation mechanisms were distinct between models, where infiltration excess was more important in the multi-layered model, while saturation excess was the process considered in the bucket. Lastly, the distinct groundwater flow representations led to different behaviours between the models. In the bucket it varied according to rainfall events, while for the multi-layered model it acted as a response to a whole wet season. Incorporation of groundwater level in the model is relevant to better describe this process.

***Key words:*** hydrological modelling, Richards equation, physically-based models.

# 1 Introdução

A ciência hidrológica lida com a distribuição e a circulação da água e seus constituintes ao longo do ciclo hidrológico, buscando compreender os diversos processos envolvidos, como precipitação, evapotranspiração, infiltração no solo e escoamento nos rios. No ramo da hidrologia aplicada, a resolução de problemas relacionados ao uso dos recursos hídricos, preservação do meio ambiente e ocupação da bacia é abordada, lidando com questões como disponibilidade hídrica e efeitos da mudança de uso de solo e mudanças climáticas (Tucci, 1998; Tucci, 1993; Maidment, 1992).

Neste contexto, a modelagem matemática do ciclo hidrológico se destaca como uma das principais ferramentas para melhor compreender e representar os processos existentes na bacia hidrográfica, bem como prever condições diferentes das observadas (Tucci, 1998). Por outro lado, os processos de transformação chuva-vazão apresentam elevada não-linearidade devido aos diversos elementos envolvidos, tornando bastante complexa a modelagem, sendo necessário então a adoção de diversas simplificações (Beven, 2001a).

Um modelo hidrológico pode ser classificado de diferentes formas. Quanto à variabilidade espacial, pode ser concentrado ou distribuído, sendo este último capaz de melhor representar variáveis como precipitação e umidade do solo, que apresentam grande variação ao longo da bacia. Esta distinção é importante quando se aborda a questão de escala em modelagem hidrológica – modelos de grandes bacias, por exemplo, necessitam naturalmente de um estudo discretizado de seus processos (Tucci, 1998).

Quanto às equações utilizadas, o modelo pode ser conceitual ou empírico, sendo o primeiro aplicado quando as funções adotadas consideram os processos físicos, e o segundo quando os modelos são do tipo “caixa-preta”, ajustando valores calculados a observados sem ter relação com os processos envolvidos (Tucci, 1998).

Um modelo conceitual, também chamado de físico, pode ser entendido como aquele cujos processos hidrológicos são descritos por equações derivadas de princípios físicos como a conservação de massa, energia ou quantidade de movimento. Em última instância, no entanto, todos os modelos utilizam equações de embasamento empírico (por exemplo, equações de Darcy e de Manning), apesar de estas serem baseadas em

parâmetros que possam ser medidos (Beven et al., 1980). Há ainda os modelos semiconceituais, que unem descrições físicas com abordagens empíricas, a fim de simplificar a modelagem. É o caso de muitos modelos de larga escala, ou seja, aqueles voltados para a simulação de grandes bacias hidrográficas (Tucci, 1998).

Uma das principais distinções entre modelos de rigorosa base física e aqueles semiconceituais costuma residir na forma com que consideram a distribuição de água no solo. Dentre os modelos mais simples estão os chamados tipo “bucket” (“balde”), em que o solo é idealizado como sendo um reservatório único, com saídas referentes a evapotranspiração e fluxos superficiais e subterrâneos. No outro extremo estão os modelos que se baseiam na resolução numérica da equação de Richards para fluxo não-saturado, em que a coluna de solo é dividida em diversas camadas, havendo fluxo de água entre elas. Nestes modelos, a distribuição de água no solo é o módulo fundamental, compartilhando condições de contorno com vários processos hidrológicos. Entretanto, o alto custo computacional e a complexidade envolvida restringem o uso destes modelos em grandes escalas.

Por outro lado, estes desafios têm sido cada vez mais abordados na modelagem hidrológica. A existência de novas bases de dados digitais, como modelos digitais de elevação de alta resolução e produtos de sensoriamento remoto para o monitoramento de variáveis hidrológicas (e.g. missões GRACE, SWOT) (Wood et al., 2011), a intensificação de redes telemétricas no Brasil, as quais fornecem dados horários de vazão, chuva e outras variáveis, e o aumento da capacidade computacional, faz com que seja possível o uso de modelos cada vez mais complexos. Assim, simulações detalhadas podem ser realizadas para compreensão de processos hidrológicos que não são satisfatoriamente abordados com modelos do tipo caixa preta (como muitos modelos bucket). O conhecimento mais detalhado dos fluxos de água também agrega informações importantes para muitos estudos de transporte de sedimentos e poluentes (Beven, 2001b). Da mesma forma, predições de impacto de uso de terra e outras mudanças só seriam possíveis com modelos de base física (Beven, 2002).

Neste contexto, recentemente tem-se explorado modelos de base física que integram processos de superfície e sub-superfície (“fully-integrated surface-subsurface flow model”), utilizando soluções 3-D ou mista (1-D para a zona insaturada e 2D ou 3D para zona saturada) para processos sub-superficiais (equação de Richards e de Boussinesq)

e soluções 1D ou 2D para processos superficiais (equações de Saint-Venant) (Maxwell et al., 2014; Jones et al., 2008). Entretanto, estes modelos envolvem muito custo computacional e complexa descrição do terreno, fazendo com que as maiores aplicações sejam para bacias da ordem de até 100 km<sup>2</sup> (Figura 1a).

No outro extremo estão os modelos de escala global, com destaque para os Land Surface Models (LSM) utilizados em Modelos de Circulação Global para estudos, por exemplo, de impactos de mudanças climáticas (Figura 1b). Para estes modelos, a evapotranspiração e os fluxos de água ocorridos na superfície terrestre são de fundamental importância para a descrição dos fluxos de energia na atmosfera. No entanto, a descrição dos processos hidrológicos é de modo geral precária, sendo que o objetivo principal dos LSMs é gerar condições de contorno para a atmosfera (e.g. fluxos de calor latente e sensível), e não delinear o movimento da água na superfície terrestre. De fato, a evolução dos LSM nas últimas décadas tem focado na melhoria da representação da vegetação e sua influência na evapotranspiração. As interações entre águas subterrâneas, zona das raízes e águas superficiais são normalmente grosseiramente abordadas (Pitman, 2003; Overgaard et al., 2006; Wood et al., 2011).

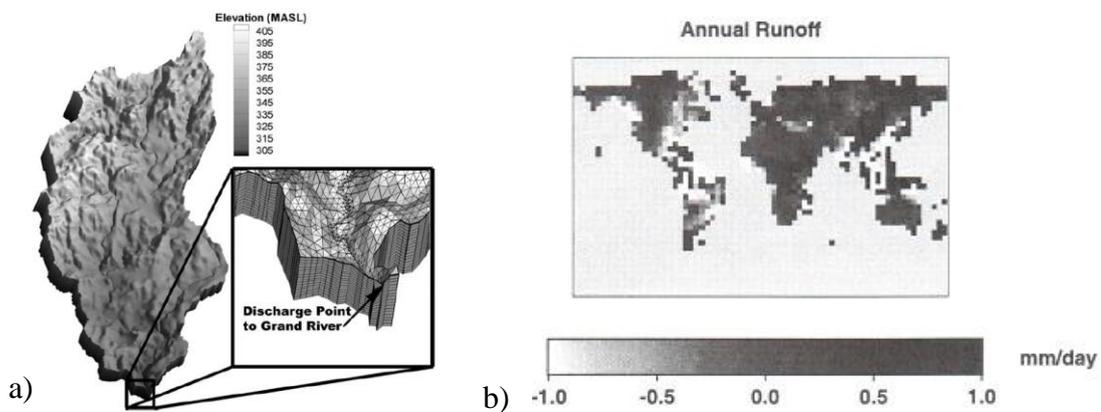


Figura 1. (a) Aplicação do modelo InHM em uma bacia de 75 km<sup>2</sup> em Ontario, Canadá. Fonte: Jones et al. (2008). (b) Aplicação do LSM II-LS em escala global; os resultados indicam a diferença entre escoamento superficial anual observado e calculado em cada pixel de 4° x 5°.

Fonte: Rosenzweig (2005).

Entre modelos distribuídos de superfície e sub-superfície e os LSMs estão os modelos hidrológicos distribuídos de grandes bacias. Nestes, a comum carência de dados observados e a dificuldade de regionalização de características da bacia fazem com que

sejam tratadas de forma empírica a distribuição de parâmetros, como a distribuição das áreas saturadas de uma bacia (Todini, 1996, Tucci, 1998). Em muitos casos, entretanto, estas simplificações fornecem as condições mais confiáveis de modelagem hidrológica. Dentre estes modelos, pode-se citar TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979), PDM (Probability Distributed Model, Moore & Clarke (1981)), ARNO (Todini, 1996), VIC (Liang et al., 1994) e MGB-IPH (Collischonn, 2001). Uma das principais vantagens destes modelos é que a função de distribuição criada não exige a calibração de tantos parâmetros quanto os modelos completamente distribuídos.

Em um recente estudo de comparação entre um modelo bucket e uma formulação deste com representação de 11 camadas de solo e os fluxos de água entre elas, Guimberteau et al. (2014) concluíram que, apesar da dificuldade em comparar modelos conceitualmente diferentes, processos como evapotranspiração tendem a ser melhor representados onde a física é melhor descrita. Modelos bucket não representam detalhadamente os fluxos de água no solo, e muitos sequer consideram a zonas das raízes, retirando água por transpiração ao longo de toda a coluna de solo. A calibração destes modelos é uma tentativa de reduzir os efeitos negativos destas simplificações.

Como mencionado, o fluxo de água no solo pode ser um processo importante a ser considerado na modelagem hidrológica de muitas bacias. A distribuição espacial da umidade do solo apresenta componentes verticais e horizontais, influenciados por fatores como topografia (elevação relativa, declividade, área de drenagem, curvatura), propriedades do solo, tipo e densidade da vegetação, uso do solo, profundidade do lençol freático, precipitação e radiação solar, conforme revisado por Medeiros (2004). Assim, a representação detalhada do fluxo de água no solo, aliado a uma descrição coerente da topografia e demais características da bacia, pode auxiliar modelos hidrológicos de grande escala a melhor representar a influência destes diversos fatores na dinâmica do ciclo hidrológico.

## **2 Objetivos**

Este trabalho visa explorar alternativas de representação matemática de processos hidrológicos verticais com elevada base física, com ênfase na descrição dos fluxos de água no solo, e verifica a aplicabilidade de um modelo de balanço hidrológico de alta base física a modelagem hidrológica de grande escala.

### **3 Organização do trabalho**

Este trabalho foi dividido nas seguintes etapas de desenvolvimento:

- Avaliação de representações matemáticas de processos hidrológicos com alta base física;
- Implementação de uma solução numérica da equação de Richards para fluxo em meio não-saturado;
- Desenvolvimento de um modelo de balanço hidrológico vertical de alta base física;
- Aplicação do modelo a uma coluna de solo representativa de uma mini-bacia hidrográfica;
- Comparação do modelo proposto com um modelo hidrológico simplificado do tipo bucket.

## 4 Fluxo de água no solo e processos hidrológicos

### 4.1 Fluxo de água no solo

A água no solo flui de um ponto de maior energia para um de menor. Esta energia pode ser dividida em duas parcelas – cinética e potencial. A primeira pode ser negligenciada, já que a velocidade da água no solo é normalmente muito baixa. Assim, costuma-se se adotar o gradiente de energia potencial como a força motriz para o transporte de água em solos. Esta energia potencial em um dado ponto representa a posição deste ponto ou o seu estado de energia interna. Deve-se notar ainda que a quantidade absoluta de energia não é importante para a descrição deste movimento, mas sim a quantidade relativa entre o ponto e outro ponto de referência. Normalmente esta referência equivale a um hipotético reservatório de água pura, a pressão atmosférica e à mesma temperatura que a água do solo (Hillel, 2002).

A energia potencial (ou potencial hidráulico do solo) pode ser dividida em algumas parcelas, a fim de representar as diferentes forças que atuam nela, como mostra a equação 1.

$$\Phi_t = \Phi_g + \Phi_p + \Phi_o + \dots \quad (1)$$

onde  $\Phi_g$  o potencial devido à força da gravidade,  $\Phi_p$  o potencial devido às forças de pressão e  $\Phi_o$  o potencial devido à força osmótica (quando há diferença na concentração de solutos entre diferentes pontos). As reticências indicam que outros termos, como a força gerada pelo ar contido no solo, podem ser considerados. No entanto, tipicamente se adota apenas os termos devido a gravidade e pressão para representar o potencial hidráulico, por serem as parcelas atuantes mais significativas.

Existem algumas formas de representação matemática do potencial hidráulico, sendo a mais comum o cálculo de energia por unidade de peso (carga hidráulica). Neste caso, o potencial pode ser interpretado em unidades de coluna de água.

O potencial gravitacional ocorre devido à diferença de posição entre o ponto e um nível de referência (por exemplo, a base da coluna de solo), sendo calculado em termos de carga hidráulica pela diferença de cota entre estes dois pontos.

O potencial devido à pressão deve ser analisado em duas situações, dependendo se o solo está saturado ou insaturado. No caso de a coluna estar com todos seus poros cheios de água, a carga de pressão em dado ponto será positiva e calculada pela altura da coluna d'água acima deste ponto, e será crescente com a profundidade. Caso o solo esteja insaturado, a carga de pressão será negativa e chamada de potencial de sucção ou potencial mátrico. Quanto mais negativo, mais seco está o solo. Além disso, enquanto o meio estiver insaturado, a água no solo estará sujeita às forças de capilaridade (ascensão de fluido em seções muito pequenas) e adsorção (Figura 2a), o que torna o cálculo do potencial mátrico bastante complexo. Cabe salientar ainda que, na forma com que o conceito do potencial de pressão foi concebido, é possível descrevê-lo como um continuum, indo de valores negativos em solos bastante secos a altos valores positivos em solos completamente saturados (Figura 2b).

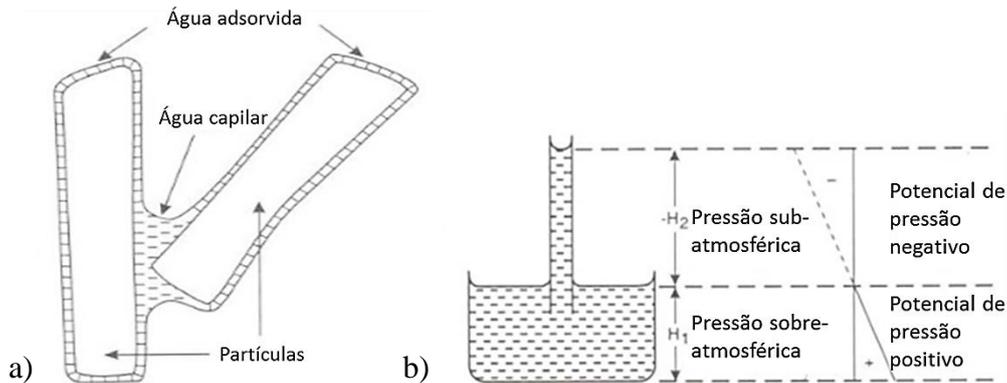


Figura 2. (a) Forças de pressão atuantes em um solo insaturada, representadas pela ação da capilaridade de adsorção. (b) Apresentação do continuum que representa o potencial de pressão, variando entre valores negativos em um solo seco e valores positivos em um solo saturado. Fonte: adaptado de Hillel (2002).

Desta forma, o fluxo de água no solo ocorre devido ao gradiente de carga hidráulica entre dois pontos, sendo a carga representada pela soma das parcelas devido às forças de gravidade e pressão ( $H = z + \psi$ ), sendo  $z$  a diferença de nível entre os pontos (positivo para cima) e  $\psi$  o potencial mátrico. Henry Darcy, no século XIX, derivou a equação de fluxo para meios saturados, que foi posteriormente estendida por Lorenzo Richards (1931) para meios não-saturados:

$$q = -K(\psi)\nabla H \quad (2)$$

onde  $q$  o fluxo de água no solo,  $K$  a condutividade hidráulica (parâmetro dependente do tipo de solo),  $\psi$  o potencial mátrico entre os dois pontos e  $\nabla H$  o gradiente de carga hidráulica entre eles. É importante notar que a condutividade depende do potencial mátrico, apresentando valor máximo quando o solo está saturado, sendo então chamada de condutividade hidráulica saturada.

No presente trabalho, será considerado apenas o fluxo vertical de água no solo, pois a gravidade é a principal força atuante na infiltração. Esta hipótese pode não ser válida para alguns terrenos muito íngremes (DHI, 2007), mas a incorporação de fluxo sub-superficial no modelo vertical proposto, considerando o efeito da declividade do terreno, tende a compensar esta consideração (veja a seção “Escoamento sub-superficial” no capítulo “Modelagem dos processos hidrológicos”).

Para fluxo vertical, a equação de fluxo pode ser escrita na forma da equação 3.

$$q = -K(\psi) \frac{\partial H}{\partial z} = -K(\psi) \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} = -K(\psi) \left[ \frac{\partial(\psi)}{\partial z} + 1 \right] \quad (3)$$

Para representar o fluxo de água em meio insaturado, Lorenzo Richards (1931) propôs ainda a adição da equação de fluxo à equação da continuidade:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\nabla \cdot q + S = -\frac{\partial q}{\partial z} + S \quad (4)$$

onde  $\frac{\partial \theta}{\partial t}$  é a variação de umidade do solo  $\theta$  com o tempo  $t$ ,  $q$  o fluxo de água,  $\frac{\partial q}{\partial z}$  a variação de fluxo ao longo da direção  $z$  e  $S$  um termo fonte. Neste caso, a umidade é adimensional e definida como volume de água por volume de solo. Substituindo  $q$  pela equação de fluxo, encontra-se a equação 5, conhecida como equação de Richards.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla \cdot (K(\psi) \nabla H) \quad (5)$$

A equação 5 acima é chamada de formulação mista da equação de Richards, pois é representada em termos tanto de umidade quanto de potencial mátrico. É possível reescrever esta equação em termos apenas de umidade ou potencial mátrico (Hillel, 2002). Definindo a taxa de variação da umidade com o potencial mátrico  $c(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$  como a

capacidade de umidade específica, é possível escrever a equação de Richards na forma de potencial mátrico:

$$c(\psi) \frac{\partial \psi}{\partial t} = \nabla[K(\psi)\nabla H] \quad (6)$$

Ainda, definido  $D(\theta) = \frac{K(\theta)}{c(\theta)}$  como difusividade hidráulica, é possível escrever a equação de Richards na forma de umidade:

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \nabla[D(\theta)\nabla\theta] + \nabla K(\theta) \quad (7)$$

Esta última formulação não pode ser resolvida em casos de condições saturadas, pois o termo de umidade passa a ser constante e a equação fica indefinida. Por outro lado, a equação em sua forma mista tem sido reportada na literatura como a mais útil para resolução numérica da equação de Richards, por apresentar soluções que aproveitam propriedades vantajosas de ambas as formas (Celia & Boloutas, 1990; Caviedes-Voullième et al., 2013).

A equação de Richards possui uma natureza altamente não-linear, devido à relação entre potencial mátrico e umidade. Além disso, soluções analíticas existem para poucos casos, sendo necessários métodos robustos de resolução numérica para sua implementação. Entre os diversos métodos já propostos na literatura, destaca-se o de Casulli & Zanolli (2010), que será apresentado no capítulo 4.

## **4.2 Curvas de retenção de água no solo**

A solução da equação de Richards necessita da descrição da umidade do solo em função do potencial mátrico. Para tanto se utilizam as curvas de retenção de água no solo, representações gráficas da relação entre o potencial mátrico e a umidade do solo (Rawls et al., 1993, Hillel, 2002).

A curva de retenção depende da estrutura e textura do solo, sendo que para baixos valores de sucção (entre 0 e 100 kPa, Hillel (2002)) a retenção de água no solo ocorre principalmente devido a capilaridade, sendo portanto dependente da estrutura deste

(compactação e distribuição dos poros). Por outro lado, para altos valores de sucção os processos de adsorção tendem a ser mais importantes, tornando a textura do solo (fração de areias, siltes e argilas) mais determinante na retenção da água (Hillel, 2002).

A Figura 3 apresenta curvas de retenção para três texturas diferentes – argila, silte e areia. Observa-se que as argilas apresentam maior retenção de umidade que as demais. Além disso, na figura estão destacados dois importantes parâmetros para práticas agronômicas, i.e. a capacidade de campo e o ponto de murcha. O primeiro refere-se à umidade que ocorre no solo alguns dias após um evento de chuva, quando a chamada água gravitacional já saiu da coluna de solo por drenagem de fundo. O segundo parâmetro, ponto de murcha, refere-se à umidade mínima necessária para que plantas possam manter suas funções vitais. Costuma-se adotar faixas de valores de potencial mátrico para os dois parâmetros, correspondentes respectivamente a -0.1 (-1) a -0.33 (-3.33) e -10 (-100) a -30 (-300 m) bar. A determinação das curvas de retenção pode ser realizada experimentalmente através de tensiômetros, equipamentos desenvolvidos inicialmente por Richards.

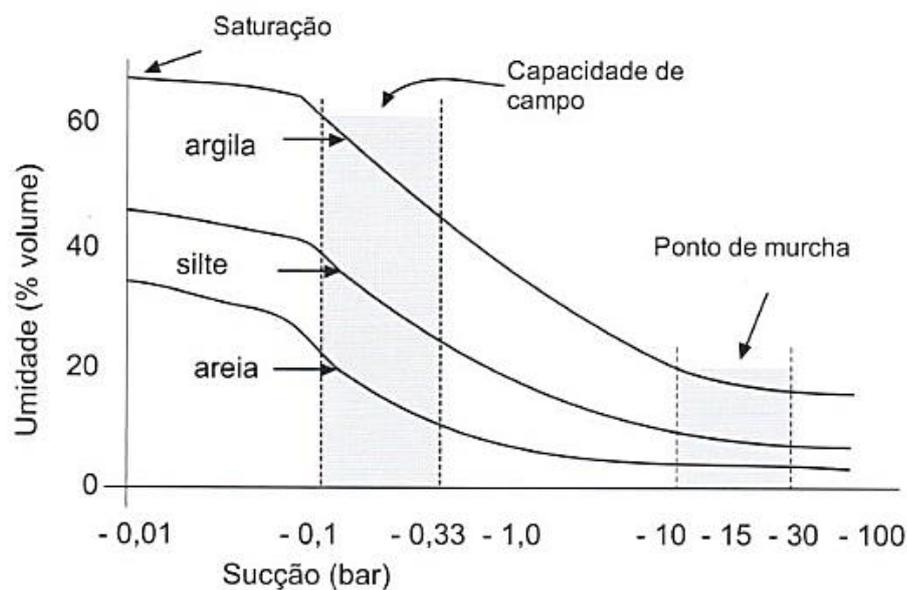


Figura 3. Curva de retenção, capacidade de campo e ponto de murcha. Fonte: Collischonn & Dornelles (2013).

É possível também definir uma função que relacione a condutividade hidráulica ao potencial mátrico (Figura 4), a qual é dependente do tipo de solo. Para baixos valores de sucção (solo saturado ou quase saturado), a condutividade hidráulica de um solo arenoso é

maior que para um argiloso. No entanto, para solos mais secos, a situação inversa ocorre, e devido aos efeitos de adsorção em partículas de argila estes solos passam a apresentar valores maiores de condutividade (quanto maior a umidade, maior a condutividade).

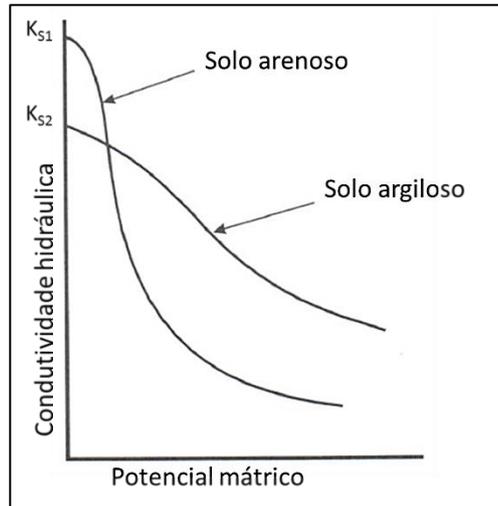


Figura 4. Comportamento da condutividade hidráulica em relação ao potencial mátrico. Fonte: adaptado de Hillel (2002).

Para solução da equação de Richards, é adequado que se utilize um modelo matemático que represente a curva de retenção do solo. Os modelos de van Genuchten (1980) e Brooks & Corey (1964) são os mais utilizados para este fim.

- Modelo de Brooks & Corey (1964):

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta_r + \theta_s - \theta_r \left(\frac{\psi_d}{\psi}\right)^n & \text{se } \psi \leq \psi_d \\ \theta_s & \text{se } \psi > \psi_d \end{cases} \quad (8)$$

$$K(\psi) = K_s \left[ \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{3 + \frac{2}{n}} \quad (9)$$

$$c(\psi) = \begin{cases} n \frac{\theta_s - \theta_r}{|\psi_d|} \left(\frac{\psi_d}{\psi}\right)^{n+1} & \text{se } \psi \leq \psi_d \\ 0 & \text{se } \psi > \psi_d \end{cases} \quad (10)$$

- Modelo de van Genuchten (1980) (Figura 5):

$$\theta(\psi) = \begin{cases} \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha\psi|^n]^m} & \text{se } \psi \leq 0 \\ \theta_s & \text{se } \psi > 0 \end{cases} \quad (11)$$

$$K(\psi) = K_s \left[ \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right]^{\frac{1}{2}} \left\{ 1 - \left[ 1 - \left( \frac{\theta - \theta_r}{\theta_s - \theta_r} \right)^{\frac{1}{m}} \right]^m \right\}^2 \quad (12)$$

$$c(\psi) = \begin{cases} \alpha n m \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + |\alpha\psi|^n]^{m+1}} |\alpha\psi|^{n-1} & \text{se } \psi \leq 0 \\ 0 & \text{se } \psi > 0 \end{cases} \quad (13)$$

onde  $n$ ,  $\psi_d$ ,  $\theta_r$ ,  $\theta_s$  e  $K_s$  são parâmetros dependentes do tipo do solo que controlam a forma da curva de retenção.  $n$  é chamado de índice de distribuição de tamanhos de poro,  $\psi_d$  é a sucção de entrada de ar,  $\theta_r$  é a umidade residual (assumida como a umidade em que a derivada  $\frac{\partial \theta}{\partial \psi}$  é nula),  $\theta_s$  é a umidade de saturação e  $K_s$  a condutividade hidráulica saturada.

Para o modelo de van Genuchten (1980),  $m=1-1/n$  e  $\alpha=-1/\psi_d$ .

A Tabela 1 contém valores médios para estes parâmetros apresentados por Rawls et al. (1982), onde se nota que há uma grande variação entre os parâmetros estimados. Rawls et al. (1982) também apresentam algumas equações empíricas que relacionam a fração de areia e argila e a porosidade do solo aos parâmetros da curva de retenção. A Figura 5 contém um exemplo de curva de retenção construído a partir do modelo de van Genuchten.

Tabela 1. Valores médios para os parâmetros da curva de retenção obtidos por uma intensa coleta de dados para diferentes solos (em termos de textura) realizada por Rawls et al. (1982).

<b>Tipo de solo</b>	<b>n</b>	<b><math>\psi_d</math> (cm)</b>	<b><math>\theta_r</math></b>	<b><math>\theta_s</math></b>	<b><math>K_s</math> (cm/h)</b>
Solo arenoso	0.694	15.98	0.02	0.437	21
Solo franco-arenoso	0.553	20.58	0.041	0.437	2.59
Solo franco- siltoso	0.234	20.76	0.015	0.501	0.68

Solo franco-argiloso	0.242	56.43	0.075	0.464	0.23
Solo argiloso	0.165	85.6	0.09	0.475	0.06

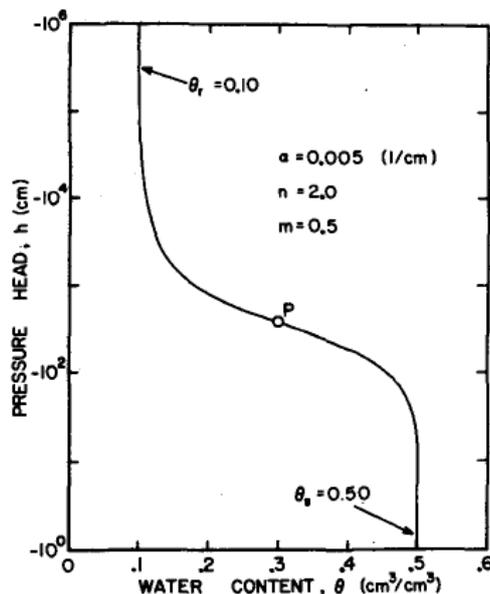


Figura 5. Exemplo de curva de retenção construída a partir do modelo de van Genuchten. Fonte: van Genuchten (1980).

Finalmente, deve-se compreender o efeito de histerese existente nas curvas de retenção. De fato, os solos apresentam comportamentos diferentes durante os processos de molhamento e secagem, fazendo com que haja valores diferentes de sucção para uma mesma umidade, dependendo do estágio em que se encontra o solo (Figura 6). Este efeito ocorre, entre outros motivos, porque durante o molhamento o encapsulamento de ar em bolsões faz com que para um mesmo valor de umidade o potencial mátrico seja inferior em relação à fase de secagem do solo. Outro fator importante é a diferença entre as forças de capilaridade necessárias para preencher ou drenar um poro. A força de sucção para um poro vazio é inversamente proporcional ao raio do canal que conecta este poro ao poro vizinho. Para um poro preenchido com água, a sucção de drenagem é inversamente proporcional ao raio do poro. Como o raio do canal é menor que o do poro, a força de sucção durante a secagem é maior (Hillel, 2002).

Entretanto, os modelos de curva de retenção mais utilizados atualmente ignoram este fenômeno, devido à complexidade de tal modelagem e ao fato de não haver dados suficientes para representar tal processo.

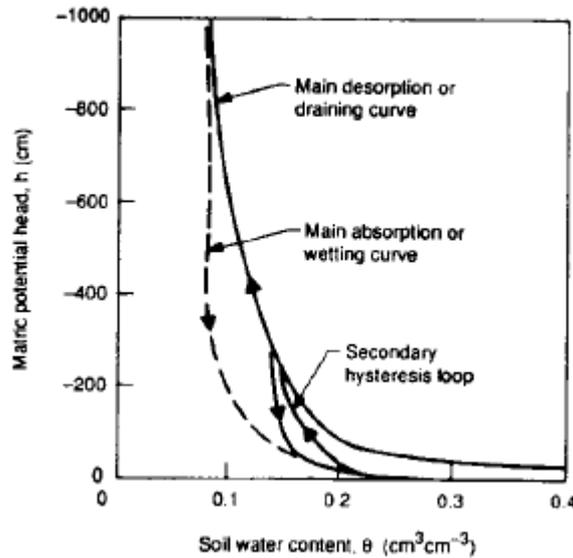


Figura 6. Exemplo de histerese da curva de retenção para um solo franco-arenoso. Fonte: Rawls et al. (1993).

### 4.3 Infiltração da água da chuva no solo e frente de molhamento

A taxa de infiltração é a velocidade com que a água entra no solo. É um parâmetro fundamental para os estudos hidrológicos, indicando não apenas a quantidade de água disponível para as plantas, como também o volume da água da chuva disponível para escoamento superficial após eventos de precipitação.

Esta taxa é dada pela equação de Darcy aplicada ao fluxo vertical unidimensional (equação 14), considerando os gradientes de potencial mátrico e gravitacional.

$$q = -K(\psi) \left[ \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] \quad (14)$$

Para um solo inicialmente seco, nos primeiros instantes de um evento de chuva o gradiente de potencial mátrico é elevado, sendo a principal força motriz do fluxo descendente. Após certo tempo, a diferença de potencial mátrico entre as primeiras camadas é reduzida, tornando o potencial gravitacional o principal mecanismo de ação. Finalmente, quando o solo estiver saturado, a taxa de infiltração será dada simplesmente por  $q = -K_s$ , onde  $K_s$  é a condutividade hidráulica saturada do solo. Desta forma, a taxa

de infiltração em um solo inicialmente seco decai assintoticamente para um valor  $K_s$ , conforme mostra a Figura 7a. Outros fatores também podem influenciar na diminuição da infiltração do solo, como a deterioração da estrutura do solo e o armazenamento de bolhas de ar.

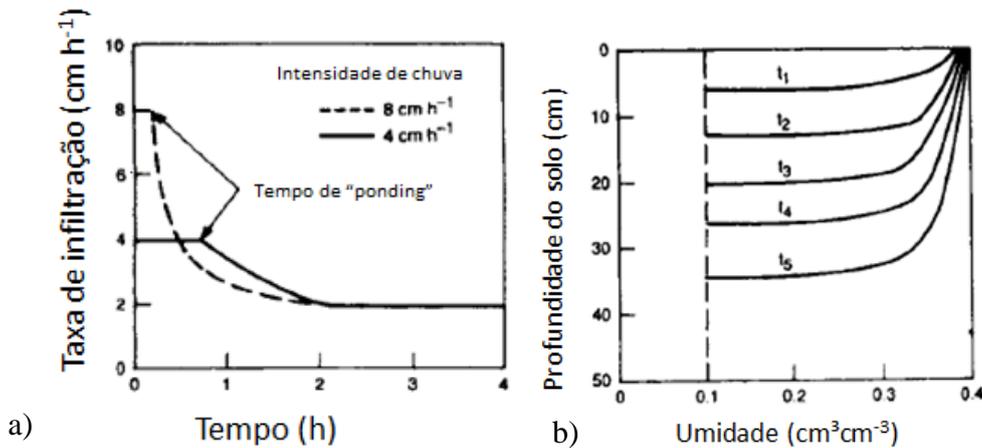


Figura 7. (a) Comportamento da taxa de infiltração durante dois diferentes eventos de chuva. O termo “ponding time” se refere ao tempo necessário para haver acúmulo de água na superfície. (b). Avanço de uma frente de molhamento. Fonte: Rawls et al. (1993).

Quando a taxa de precipitação excede a taxa de infiltração do solo, ocorre a chamada “ponding infiltration” (do inglês “ponding”, “acúmulo de água”), onde há a formação de uma lâmina d’água na superfície do solo. O processo é então chamado de “infiltração controlada pelo perfil”, devido à influência das propriedades físicas do solo (condutividade hidráulica saturada, porosidade) na taxa de infiltração.

Por outro lado, enquanto não ocorre acúmulo de água, utiliza-se o termo de “nonponding infiltration”, e a infiltração é definida pela taxa de precipitação incidente no solo, podendo ser chamada de “infiltração controlada pelo fluxo” (Hillel, 2002; Rawls et al., 1993).

Em um solo inicialmente seco, o surgimento de uma lâmina acumulada na superfície provoca a ocorrência da chamada frente de molhamento, apresentada nas Figuras 7b e 8. Nos primeiros instantes, o solo contém uma dada umidade inicial. Ao longo do tempo as camadas mais superficiais se saturam, constituindo uma brusca frente de molhamento na interface entre as camadas saturadas e insaturadas. Assim, pode-se identificar diferentes zonas ao longo do perfil de solo: zonas de saturação, transmissão e

molhamento, conforme indica a Figura 8. A descrição matemática desta frente de molhamento é um dos principais objetivos da solução numérica da equação de Richards.

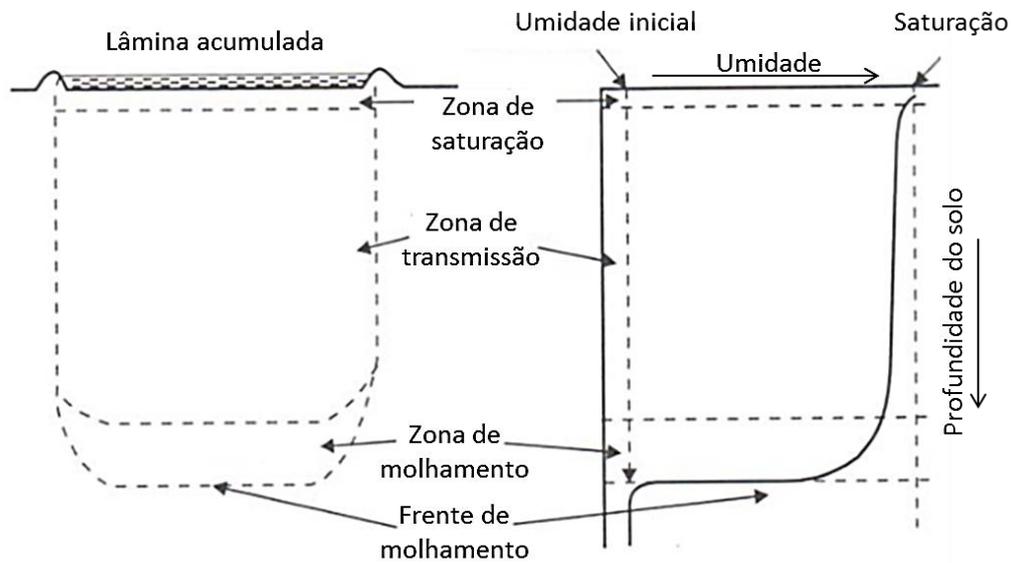


Figura 8. Perfil da frente de molhamento. O esquema na esquerda representa uma seção do perfil de solo, enquanto a figura da direita apresenta as características da frente de molhamento. Fonte: adaptado de Hillel (2002).

Diversos fatores afetam a taxa de infiltração, como fatores de superfície (cobertura vegetal e uso do solo), de manejo (aragem do solo, etc.) e fatores naturais (chuva, congelamento do solo, temperatura do solo) (Rawls et al., 1993). Além destes, outro fator bastante relevante nos processos de infiltração é a existência de macroporos no solo, que criam caminhos preferenciais que podem aumentar significativamente a taxa de infiltração no solo. São formados por macroinvertebrados, raízes de plantas, fissuras (contração de argilas, ciclos de congelamento-derretimento ou intemperismo químico da rocha-mãe) ou ainda pela ação erosiva de fluxos sub-superficiais em solos altamente permeáveis e não coesivos sujeitos a elevados gradientes hidráulicos (Hillel, 2002; Beven & Germann, 1982; DHI, 2007). A importância dos macroporos é reconhecida por diversos modelos hidrológicos, como SWAP e MIKE-SHE, que permitem a incorporação destes fluxos no termo sumidouro da equação de Richards (veja seção “Termo Fonte/Sumidouro” no capítulo “Solução numérica da equação de Richards para meio insaturado”).

Tipicamente, os modelos hidrológicos necessitam de um método que estime as frações da água precipitada que escoam superficialmente (chuva efetiva) e que infiltra no solo. A resolução numérica da equação de Richards pode ser utilizada para cálculo da

infiltração de água no solo, mas sua complexidade faz com que muitos modelos adotem métodos simplificados. Estes métodos podem ser classificados em modelos de excesso de precipitação, modelos empíricos e modelos teóricos, cujos exemplos são, respectivamente, método do Soil Conservation Service (SCS), modelo de Horton e modelo de Green & Ampt (1911) (Rawls et al. 1993). Estes modelos serão brevemente explicados nos próximos parágrafos.

O modelo do SCS utiliza a metodologia da Curva Número (CN), que atribui a cada tipo de solo e vegetação um determinado valor de CN, a fim de calcular a chuva efetiva (diferença entre as lâminas precipitada e perdas por infiltração, armazenamento e interceptação). As equações deste modelo seguem abaixo:

$$Q = \frac{(P - I_a)^2}{(P - I_a) + S} \text{ se } P > I_a \text{ e } Q = 0 \text{ se } P < I_a \quad (15)$$

$$S = \frac{1000}{CN} - 10 \quad (16)$$

onde  $P$  é a precipitação acumulada,  $I_a$  as perdas iniciais de água e  $S$  a potencial máxima retenção depois que o escoamento inicia. Uma aproximação geralmente utilizada para  $I_a$  é  $I_a = 0.2S$ . Por fim, o parâmetro  $CN$  pode ser interpretado como um índice de potencial de geração de escoamento, variando entre 0 e 100, sendo que 0 corresponde a um solo com capacidade de infiltração infinita e 100 a um solo completamente impermeável. O valor é então dependente do tipo e uso de solo, vegetação e condições de umidade antecedente (Collischonn & Dornelles, 2013).

A equação empírica de Horton considera que a taxa de infiltração de água em um solo inicialmente seco decai exponencialmente até atingir um valor constante, equivalente à condutividade saturada hidráulica do solo. Este comportamento pode ser observado na Figura 7.a. A grande dificuldade da implementação desta equação está nos parâmetros,  $f_0$ ,  $f_c$  e  $\beta$ , que devem ser obtidos para cada solo estudado.

$$f_p = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\beta t} \quad (17)$$

onde  $f_p$  a taxa de infiltração,  $f_c$  a taxa de infiltração mínima,  $t$  o tempo,  $f_0$  a taxa de infiltração inicial e  $\beta$  a constante de decaimento. Esta equação só é válida se a precipitação  $P$  é superior a  $f_p$ .

Por fim, o modelo teórico de Green & Ampt (1911) é baseado na teoria de infiltração, e considera a equação de Darcy juntamente como uma interpretação conceitual da frente de molhamento, assumindo uma brusca transição entre a região saturada e insaturada no solo (Figura 9).

$$F(t) = Kt + \psi\Delta\theta \ln \left[ 1 + \frac{F(t)}{\psi\Delta\theta} \right] \quad (18)$$

onde  $F$  é a taxa de infiltração,  $K$  a condutividade hidráulica,  $t$  o tempo,  $\psi$  o potencial mátrico na frente de molhamento e  $\Delta\theta$  a diferença entre a porosidade e a umidade inicial.

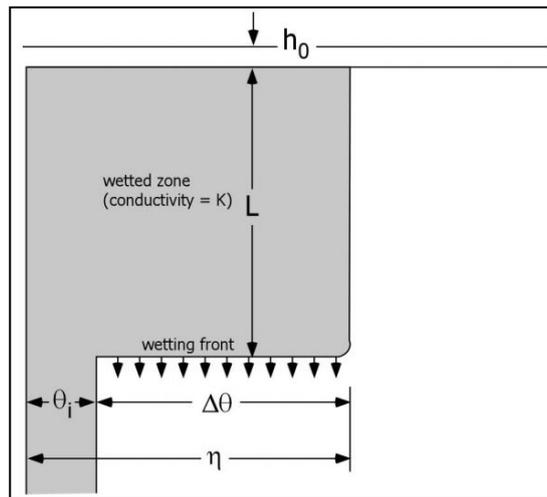


Figura 9. Parâmetros do modelo de Green & Ampt (1911). Fonte: Moore (2014).

#### 4.4 Geração de escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo

A água das chuvas que não é interceptada ou evaporada chega aos rios a partir de fluxo superficial, sub-superficial ou subterrâneo, sendo este último o responsável pela manutenção da vazão de base dos rios. Dependendo da extensão, resistência e conectividade dos caminhos de fluxo, a dinâmica de escoamento varia significativamente (Parajka et al., 2013).

O escoamento superficial (ou escoamento direto) é tipicamente gerado por dois processos diferentes, processos hortoniano e dunniano, assim nomeados em homenagem aos cientistas Robert Horton e Thomas Dunne.

O processo hortoniano, inicialmente proposto por Horton (1933), consolidou as bases da hidrologia moderna, introduzindo o conceito de geração de escoamento superficial por excesso de infiltração. Baseia-se no princípio de que quando a taxa de precipitação é superior à taxa de infiltração de água no solo, ocorre acúmulo de água na superfície, gerando escoamento. O processo hortoniano, entretanto, é preponderante em casos específicos, como em solos de regiões áridas, com baixa condutividade hidráulica ou durante chuvas intensas (Hornberger et al., 1998; Brutsaert, 2005; Parajka et al., 2013).

Dunne & Black (1970) utilizaram o conceito de áreas de contribuição variáveis para explicar a geração de escoamento em regiões onde não havia escoamento por excesso de infiltração. Segundo este princípio, a elevação do nível freático em zonas próximas aos cursos d'água faz com que haja geração de escoamento por excesso de saturação. Ao longo de um evento de chuva, essas áreas de contribuições se expandem, variando de tamanho (Figura 10). Hoje é aceito que a maior parte do escoamento superficial ocorre devido ao processo dunniano (Brutsaert, 2005; Hornberger et al., 1998).

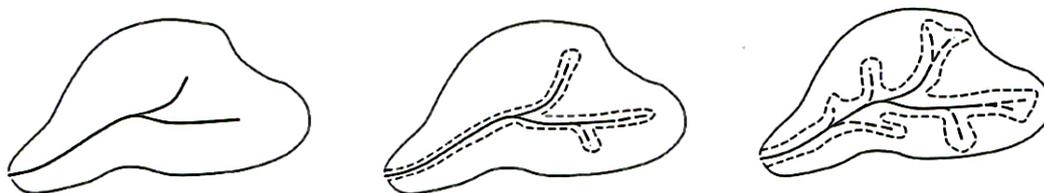


Figura 10. Diferenças na saturação dos solos próximos à rede de drenagem ao longo de um evento de chuva. Fonte: Brutsaert (2005).

A determinação deste tipo de escoamento depende da definição da fração da área da bacia que está saturada. Um método clássico de avaliação de áreas de contribuição variáveis foi proposto por Beven & Kirkby (1979) no modelo TOPMODEL. Os autores derivaram o chamado Índice Topográfico  $IT = \ln\left(\frac{a}{tg\beta}\right)$ , onde  $a$  é a área de drenagem e  $\beta$  é a declividade do terreno, sendo valores mais elevados correspondentes a regiões mais suscetíveis a saturação (como fundo de vales). Este método baseia-se fundamentalmente na hipótese de que a topografia é o fator predominante na geração de escoamento. O

interessante desta metodologia é que pode ser facilmente aplicada usando modelo digitais de elevação.

Uma metodologia alternativa que tem sido utilizada em diversos modelos, (*e.g.* PDM, ARNO, MGB-IPH e VIC), baseia-se na determinação de uma distribuição estatística entre a umidade no solo e a fração da área que está saturada (Beven, 2001b). A estratégia adotada nos modelos VIC (Liang et al., 1994), ARNO (Todini, 1996) e MGB-IPH (Collischonn, 2001) será implementada neste trabalho, e será abordada com mais detalhe em seção própria no capítulo “Modelagem dos Processos Hidrológicos”.

Muitos modelos distribuídos de base física como o MIKE-SHE consideram os processos duniano e hortoniano implicitamente, pois simulam a distribuição de água no solo através da equação de Richards e possuem modelos de água subterrânea acoplados, permitindo uma avaliação da profundidade do lençol freático. Assim, a geração de escoamento tanto por excesso de infiltração quanto por excesso de saturação é representada.

Além do fluxo superficial, existem ainda os escoamentos sub-superficial e subterrâneo, sendo que em alguns casos, como em certas encostas com floresta, o fluxo sub-superficial é o principal componente de um hidrograma (Brutsaert, 2005). A quantidade de água transportada pode ser significativamente aumentada pelo efeito de fluxos preferenciais devido a macroporos existentes no solo (veja seção “Infiltração da água da chuva no solo e frente de molhamento”) (Parajka et al., 2013), sendo este um efeito de difícil abordagem que deve ser considerado na interpretação dos resultados do modelo.

#### **4.5 Interceptação e Evapotranspiração**

Outros processos hidrológicos importantes para a descrição do fluxo da água no solo são a interceptação vegetal e a evapotranspiração, que atuam como sumidouros de água.

A interceptação vegetal age como um reservatório cujo volume retido retorna à atmosfera por evaporação, podendo representar fração relevante da precipitação anual em

algumas bacias. A lâmina interceptada depende do tipo e densidade da vegetação, características da precipitação e condições climáticas (Tucci, 1993b).

Por sua vez, o processo de evapotranspiração envolve a evaporação da lâmina d'água interceptada na vegetação, a transpiração das plantas e a evaporação da água do solo. Sob condições de suficiente umidade do solo, a evapotranspiração depende apenas de fatores meteorológicos (radiação incidente, umidade do ar, intensidade do vento, etc.). Em condições de seca, por outro lado, o processo passa a depender das propriedades do solo (condutividade hidráulica, umidade, etc.), devido à maior dificuldade das plantas em realizar transpiração (Tucci & Beltrame, 1993). Além disso, no estudo da evapotranspiração devem-se considerar as variações temporais devido a flutuações da radiação solar diária, fases de secagem e molhamento em escala de dias e semanas e o ciclo anual de evaporação devido à sazonalidade da radiação solar (Parajka et al., 2013).

Para uma modelagem de base física da evapotranspiração, é fundamental o conhecimento da profundidade média das raízes, a fim de determinar quais camadas do solo são influenciadas pelo processo. Apesar de bastante variável e de difícil determinação, alguns estudos fornecem estimativas do parâmetro, como apresenta a Figura 11 para a distribuição da profundidade máxima das raízes de diversos tipos vegetais (Canadell et al., 1996).

Além disso, a retirada de água do solo pelas plantas não ocorre igualmente ao longo da zona das raízes. Evans et al. (1996) argumentam que cerca de 70% das raízes das plantas costumam estar no primeiro quartil da profundidade das raízes, e portanto, em condições de umidade adequada, 70% da água retirada pelas plantas vem destas camadas mais superficiais. No entanto, a verdadeira distribuição deste processo é de complexa determinação, agregando mais dificuldades à modelagem da evapotranspiração.

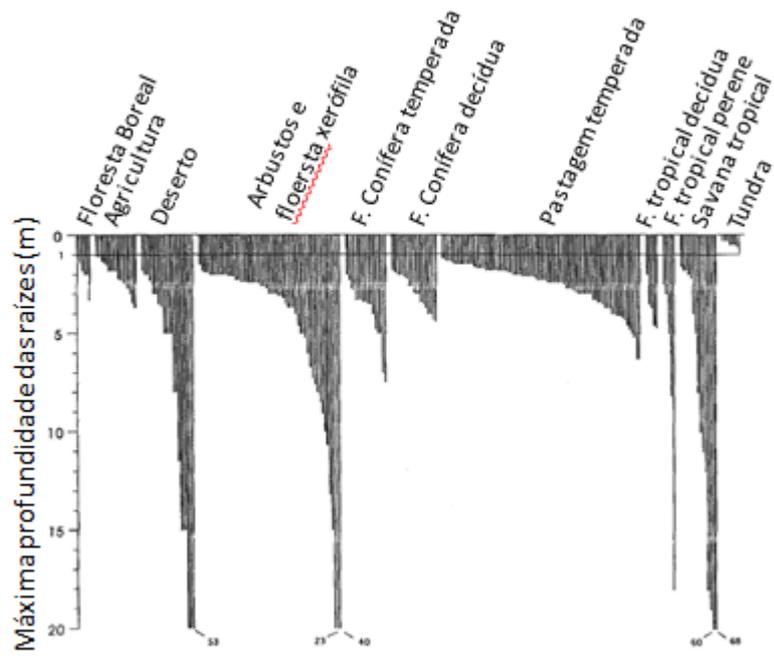


Figura 11. Distribuição das máximas profundidades de raízes de diversos tipos vegetais. Fonte: adaptado de Canadell et al. (1996).

## 5 Solução numérica da equação de Richards para meio insaturado

Nesta seção é apresentado o método de solução numérica por volumes finitos da equação de Richards, baseado no algoritmo aninhado tipo Newton proposto por Casulli & Zanolli (2010). No presente trabalho, o método foi implementado em MATLAB 2010. O algoritmo apresentado a seguir pode ser aplicado para os casos unidimensional, bidimensional e tridimensional da equação de Richards, mas para este trabalho será explorado apenas o caso unidimensional (vertical), condição suficiente para representar o fluxo de água em uma coluna de solo (DHI, 2007, Hillel, 2002).

A discretização por volumes finitos começa pela integração da equação de Richards em um volume  $\Omega$ :

$$\int_{\Omega} \frac{\partial \theta}{\partial t} d\Omega = \int_{\Omega} \nabla \cdot [K(\psi) \nabla (\psi + z)] d\Omega + S \quad (19)$$

onde  $\theta$  é a umidade volumétrica do solo (adimensional),  $K(\psi)$  é a condutividade hidráulica,  $\psi$  o potencial mátrico,  $z$  a elevação e  $S$  um termo fonte/sumidouro.

O teorema do divergente (equação 20) estabelece que a integral de volume do divergente do campo vetorial  $\phi$  é igual à integral de superfície deste campo, orientado pelo vetor normal  $\mathbf{n}$ .

$$\int_{\Omega} \nabla \cdot \phi d\Omega = \int_A (\phi \cdot \mathbf{n}) dA \quad (20)$$

A aplicação deste princípio na equação 19 permite reescrever a equação de Richards, discretizada em volumes finitos (equação 21). Os termos  $\theta_i(\psi_i^n)$  e  $\theta_i(\psi_i^{n-1})$  são os volumes de água em cada camada de solo, representados pela integração da umidade volumétrica do solo em um volume  $\Omega_i$  (equação 22).

$$\theta_i(\psi_i^n) = \theta_i(\psi_i^{n-1}) + \Delta t \left[ \sum_{j \in F_i} K_j^n \frac{\psi_{\gamma(i,j)}^n - \psi_i^n}{\delta_j} + \sum_{j \in F_i} K_j^n \mathbf{n}_{i,j}^z + S_i^n \right] \quad (21)$$

$$\theta_i(\psi_i) = \int_{\Omega_i} \theta(\psi) d\Omega \quad (22)$$

onde o  $i$ -ésimo volume compartilha com o vizinho  $\gamma(i, j)$  a  $j$ -ésima face interna  $F$  em cada tempo  $n$ .  $\Delta t$  é o passo de tempo e  $\delta_j$  é a espessura de cada camada. Além disso,  $K_j^n$  é expressa pela equação  $K_j^n = A_j \max(K_i, K_j)$ , onde  $A_j$  é a área entre os volumes  $i$  e  $\gamma(i, j)$  (Figura 12). O significado desta expressão para a condutividade hidráulica será explorado em seção posterior.

A equação 21 estabelece que o volume  $\theta_i$  no tempo  $n$  é igual ao volume  $\theta_i$  no tempo  $n-1$  acrescido dos volumes devido aos gradientes de pressão (primeiro termo entre colchetes), do gradiente gravitacional (segundo termo) e do termo fonte/sumidouro (terceiro termo).

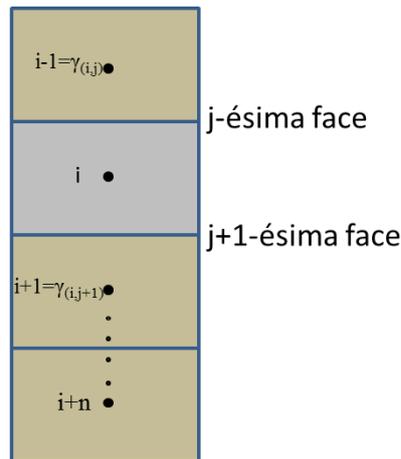


Figura 12. Modelo do esquema numérico por volumes finitos da equação de Richards para o caso de fluxo unidimensional vertical.

Reorganizando a equação 21 é possível escrever a expressão 23.

$$\theta_i(\psi_i^{n-1}) - \Delta t \sum_{j \in F_i} K_j^n \frac{\psi_{\gamma(i,j)}^n - \psi_i^n}{\delta_j} = b_i^{n-1} \quad (23)$$

sendo

$$b_i^{n-1} = \theta_i(\psi_i^{n-1}) + \Delta t \left[ \sum_{j \in F_i} K_j^n n_{i,j}^z + S_i^n \right] \quad (24)$$

que pode ser escrita na forma matricial

$$\boldsymbol{\theta}(\boldsymbol{\psi}) + \mathbf{T}\boldsymbol{\psi} = \mathbf{b} \quad (25)$$

onde  $\boldsymbol{\theta}(\boldsymbol{\psi})$  é um vetor representando os volumes discretos de água,  $\mathbf{T}$  é a matriz difusiva e  $\boldsymbol{\psi}$  o vetor de potencial mátrico, contendo  $i$  termos referentes a cada camada da coluna de solo no tempo  $n$ ; e  $\mathbf{b}$  um vetor de coeficientes, que pode ser aumentado no caso de condições de contorno de Dirichlet serem utilizadas (quando um valor é atribuído ao potencial mátrico da primeira camada ou última camada, adiciona-se este valor ao primeiro ou ao último termo do vetor  $\mathbf{b}$ ). A resolução numérica desta forma matricial fornece a distribuição de potencial mátrico nas camadas do solo, que pode ser convertido em umidade com o uso de uma curva de retenção do solo.

A metodologia empregada por Casulli & Zanolli (2010) para a resolução da equação 25 envolve a utilização da capacidade de umidade específica, definida por  $c(\psi) = \frac{d\theta_i}{d\psi}$ , e a capacidade de umidade do volume  $i$ , definida por  $c_i(\psi) = \int_{\Omega_i} c(\psi) d\Omega$ . O uso desta derivada na resolução numérica da equação de Richards, através de sua correta discretização, permite a obtenção de uma solução com satisfatória conservação de massa (Caviedes-Voullième et al., 2013). Casulli & Zanolli (2010) propuseram a utilização da chamada decomposição de Jordan, em que a capacidade de umidade é escrita pela expressão  $c_i(\psi) = p_i(\psi) - q_i(\psi)$ , onde os termos  $p_i(\psi)$  e  $q_i(\psi)$  são definidos pela constante  $\psi_i^*$ , que é o ponto de máximo da curva de retenção do solo (ponto onde a derivada  $\frac{d\theta_i}{d\psi}$  é zero). Além disso, pode-se escrever também os volumes  $\theta(\psi)$  como  $\theta(\psi) = \theta_1(\psi) - \theta_2(\psi)$ . Assim, o método define as seguintes expressões:

$$\begin{cases} p_i(\psi) = c_i(\psi) & e & q_i(\psi) = 0, & se \psi \leq \psi_i^* \\ q_i(\psi) = c_i(\psi_i^*) & e & q_i(\psi) = p_i(\psi) - c_i(\psi), & se \psi > \psi_i^* \end{cases} \quad (26)$$

$$\begin{cases} \theta_{1,i}(\psi) = \theta_i(\psi) & e & \theta_{2,i}(\psi) = 0, & se \psi \leq \psi_i^* \\ \theta_{1,i}(\psi) = \theta_i(\psi_i^*) + c_i(\psi_i^*)(\psi - \psi_i^*) & e & \theta_{2,i}(\psi) = \theta_{1,i}(\psi) - \theta_i(\psi), & se \psi > \psi_i^* \end{cases} \quad (27)$$

A partir dos sistemas acima, define-se as matrizes diagonais  $\mathbf{P}$  e  $\mathbf{Q}$ , que contêm em suas diagonais principais os termos  $p_i(\psi)$  e  $q_i(\psi)$ , respectivamente. Estas matrizes serão utilizadas a seguir.

Por fim, a resolução numérica da equação de Richards é realizada através das chamadas iterações aninhadas de tipo Newton. A equação 25 pode ser reescrita com o emprego da decomposição de Jordan gerando as expressões dadas abaixo. A seguir, procede-se à linearização do vetor  $\theta_2(\psi^k)$  pelo uso da matriz  $\mathbf{Q}$  através de  $k$  iterações (ciclo externo). Após, o vetor  $\theta_2(\psi^k)$  é linearizado com o uso da matriz  $\mathbf{P}$  através de  $l$  iterações (ciclo interno). Rearranjando as equações, chega-se à forma dada pela equação 29, que para o caso de fluxo unidimensional (vertical) é uma equação matricial  $\mathbf{Ax}=\mathbf{b}$  onde  $\mathbf{A}$  é uma matriz tridiagonal e  $\mathbf{b}$  um vetor de coeficientes.

$$\begin{aligned}\theta_1(\psi^k) - \theta_2(\psi^k) + T\psi^k &= \mathbf{b} \\ \theta_2(\psi^k) &= \theta_2(\psi^{k-1}) + \mathbf{Q}(\psi^{k-1})(\psi^k - \psi^{k-1}) \\ \theta_1(\psi^k) &= \theta_1(\psi^{k,l-1}) + \mathbf{P}(\psi^{k,l-1})(\psi^{k,l} - \psi^{k,l-1}) \\ [\mathbf{P}(\psi^{k,l-1}) + T - \mathbf{Q}(\psi^{k-1})]\psi^{k,l} &= \mathbf{f}^{k,l-1}\end{aligned}\tag{28}$$

Usando a notação simplificada  $\mathbf{Q}^{k-1} = \mathbf{Q}(\psi^{k-1})$  e  $\mathbf{P}^{k,l-1} = \mathbf{P}(\psi^{k,l-1})$ , o termo  $\mathbf{f}^{k,l-1}$  da equação 28 é definido como

$$\mathbf{f}^{k,l-1} = \mathbf{b} + \theta_2(\psi^{k-1}) - \mathbf{Q}^{k-1}(\psi^{k-1})(\psi^{k-1}) - \theta_1(\psi^{k,l-1}) + \mathbf{P}^{k,l-1}(\psi^{k,l-1})\tag{29}$$

O algoritmo das iterações aninhadas, baseado em Casulli & Zanolli (2010), segue abaixo (Tabela 2). A solução do sistema dado pela equação 29 é obtida através da eliminação de Gauss.

Tabela 2. Algoritmo para solução numérica da equação de Richards baseado em Casulli & Zanolli (2010).

---

Do  $k=1,2,\dots$

*Set*  $\psi^{k,0} = \psi^{k-1}$

Do  $l=1,2,\dots$

*Solve*  $[P(\psi^{k,l-1}) + T - Q(\psi^{k-1})]\psi^{k,l} = f^{k,l-1}$

*If*  $\|\mathbf{r}^{k,l}\| < e$ , *then set*  $\psi^k = \psi^{k,l}$  *and exit*

*End do*

*If*  $\|\mathbf{r}^k\| < e$ , *then set*  $\psi = \psi^k$  *and exit*

*End do*

---

\*Os termos  $\|\mathbf{r}^{k,l}\|$  e  $\|\mathbf{r}^k\|$  se referem às normas dos vetores  $\mathbf{r}^{k,l}$  e  $\mathbf{r}^k$ , respectivamente.

Para a solução numérica será utilizado o modelo de van Genuchten para descrição da curva de retenção de solo, fornecendo as relações entre potencial mátrico e condutividade hidráulica, umidade do solo e capacidade de umidade específica.

Para o modelo de van Genuchten, o potencial mátrico crítico, necessário para o método de Casulli & Zanolli (2010), corresponde ao ponto de máximo da curva de capacidade de umidade específica, sendo portanto igual a:

$$\psi^* = -\frac{1}{\alpha} \left( \frac{n-1}{n} \right)^{\frac{1}{n}} \quad (30)$$

## 5.1 Considerações sobre a condutividade internodal

Para o método de volumes finitos descrito acima é necessário que se defina um valor para a condutividade hidráulica entre duas camadas de solo vizinhas (Figura 12), existindo várias formas para descrevê-la. Caviedes-Voullième et al. (2013) apresentam quatro formulações utilizadas na literatura, e comentam que não há resultados conclusivos sobre qual é a melhor, apesar de que a média aritmética tem sido a mais utilizada. Além disso, Baker et al. (2002) apud Caviedes-Voullième et al. (2013) indicam que a quarta

forma seria a única que não violaria princípios matemáticos (condições de máximo e mínimo para equações elípticas):

$$K_w = \frac{K_i + K_j}{2} \quad (31)$$

$$K_w = \sqrt{K_i K_j} \quad (32)$$

$$K_w = \frac{2}{\frac{1}{K_i} + \frac{1}{K_j}} \quad (33)$$

$$K_w = \begin{cases} \max(K_i, K_j) & \text{se } h_j - h_i + z_j - z \geq 0 \\ \min(K_i, K_j) & \text{se } h_j - h_i + z_j - z < 0 \end{cases} \quad (34)$$

Casulli & Zanolli (2010) utilizam uma quinta formulação em seu algoritmo, representado pelo valor máximo entre as condutividades hidráulicas das células adjacentes. Esta forma foi a adotada neste trabalho a fim de melhor comparar os resultados obtidos com aqueles apresentados por Casulli & Zanolli (2010).

$$K_w = \max(K_i, K_j) \quad (35)$$

## **5.2 Discretização das camadas do solo**

Neste trabalho, a coluna de solo testada foi discretizada em um número elevado de camadas, da ordem de 150 e 300 camadas. Entretanto, para simulações de períodos mais longos, e para modelos hidrológicos que possuam várias colunas de solo processadas em uma bacia, é necessário que se reduza o número de camadas a fim de aumentar a velocidade do processo. Assim, vários modelos resolvem a equação de Richards com uma discretização da ordem de 10 camadas (como em De Rosnay et al. (2000)).

Além disso, devido às maiores variações de umidade no topo do solo, é comum ser adotada uma estratégia de discretização com camadas menores no topo e maiores no fundo. O modelo MIKE-SHE, por exemplo, recomenda uma discretização de 1-5 cm no topo e 10-50 cm no fundo do perfil do solo. Da mesma forma, Kroes et al. (2008)

argumentam que a distância nodal deveria ser na ordem de centímetros próximo à superfície do solo. Esta estratégia de discretização será implementada em desenvolvimentos futuros deste trabalho.

### **5.3 Discretização temporal**

O passo de tempo utilizado neste trabalho será avaliado em um experimento numérico, onde será avaliado o erro no balanço de massa para diferentes valores de intervalo de tempo.

### **5.4 Condições de contorno e condições iniciais**

Para o caso de simulações verticais de fluxo de água, são necessárias duas condições de contorno, uma no topo e outra no fundo da coluna do solo. As condições abordadas neste trabalho são de dois tipos: (1) condição de primeiro tipo ou de Dirichlet e (2) condição de segundo tipo ou de Neumann. No caso da primeira, é fornecido para a fronteira do sistema o valor do potencial mátrico. Por exemplo, quando há acúmulo de lâmina d'água no topo da coluna, o potencial na primeira camada é igual à altura desta lâmina. Quando se sabe o nível do lençol freático no fundo do solo, o potencial da última camada é igual a zero (camada saturada). Para o caso da segunda condição, é fornecido para o sistema de equações o fluxo de água que entra ou sai da coluna de solo. É utilizada, por exemplo, quando se sabe a taxa de infiltração no topo do solo ou se houver uma camada impermeável no fundo (fluxo zero).

A seguir serão discutidas as condições de contorno adotadas neste trabalho para simulação da equação de Richards dentro do modelo de balanço hidrológico proposto.

#### **Topo da coluna de solo**

Para este trabalho adotou-se uma estratégia utilizada em outros modelos hidrológicos (como MIKE-SHE e SWAP), que resolvem a equação de Richards alterando a condição de contorno dependendo da umidade da primeira camada de solo (DHI, 2007;

Kroes, et al., 2008). Foi implementado uma rotina semelhante ao modelo MIKE-SHE (DHI, 2007).

De modo geral, quando a primeira camada não está saturada, a condição de contorno é do tipo fluxo (Neumann), sendo o fluxo igual à taxa de precipitação líquida. Caso a primeira camada esteja saturada, ocorre um acúmulo de água na superfície que é escoado inteiramente como escoamento hortoniano (o volume sai do sistema), e a condição de contorno passa a ser do tipo carga (Dirichlet), assumindo um valor de pressão igual à espessura da primeira camada.

Se a condição de contorno utilizada foi do tipo fluxo, no final de cada passo de tempo testa-se se a primeira camada está saturada. Caso positivo, a solução é novamente calculada utilizando a carga de pressão como condição de contorno.

No modelo é assumido que toda lâmina armazenada na superfície escoar como escoamento superficial hortoniano, e portanto a carga de pressão é igual à espessura da primeira camada (e não a soma da espessura com a lâmina de chuva armazenada).

Se a condição de contorno utilizada foi do tipo carga, no final de cada passo de tempo calcula-se o volume disponível para infiltração (precipitação líquida + evapotranspiração da primeira camada) e compara-se este valor com o volume infiltrado. Caso a infiltração na primeira camada exceda a infiltração disponível, a solução é recalculada com a condição do tipo fluxo, tendo como fluxo a taxa de precipitação líquida.

Apenas uma mudança de condição de contorno é permitida por passo de tempo.

### Fundo da coluna de solo

Assumiu-se para fundo da coluna uma condição de drenagem livre, baseado na hipótese de que o solo é profundo e que o fluxo ocorre apenas devido ao potencial gravitacional (equação 36), adotando  $\frac{\partial \psi}{\partial z} = 0$  no fundo. Assim, a condição de contorno é um fluxo igual à condutividade hidráulica da última camada de solo.

$$q = -K(\psi) \left[ \frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right] = -K(\psi) \quad (36)$$

Quando a litologia influencia a percolação, a condutividade hidráulica pode ser diferente da representada pela última camada de solo. Por exemplo, em solos rasos com um substrato pouco poroso, a percolação para o aquífero é quase nula, e um valor de condutividade bem pequeno poderia ser adotado.

Na situação em que o solo fosse assumido raso e a profundidade do lençol freático fosse conhecida, poderia-se utilizar uma condição tipo Neumann, assumindo  $\psi = 0$  na linha d'água. O lençol freático forneceria água ao solo através de ascensão capilar, sendo este tipo de condição característico de regiões de várzeas, em que o nível da água é bastante elevado.

Uma terceira condição de contorno poderia ser adotada se houvessem camadas impermeáveis no fundo da camada de solo (aquicluda ou aquitardo), sendo adotado um fluxo nulo como condição de contorno. Neste caso, a água seria acumulada nas camadas inferiores devido ao fluxo gravitacional, até que toda a coluna estivesse saturada, momento em que não haveria mais infiltração de água. Esta condição será explorada em exemplo da solução numérica da equação de Richards posteriormente.

### Condições iniciais

Adotou-se como condições iniciais do sistema um potencial mátrico de -1 m para todas as camadas da coluna de solo, referente a um sistema levemente insaturado.

## **5.5 Termo fonte/sumidouro**

O termo  $S$  na equação 19 representa as possíveis fontes ou sumidouros existentes em cada camada de solo. Neste trabalho, serão considerados as parcelas de sumidouro referentes a evapotranspiração e fluxo subsuperficial ao longo do perfil do solo. Estes termos serão abordados individualmente nas seções seguintes. Cabe salientar ainda que no modelo é assumido que a evapotranspiração interage com a umidade existente apenas na zona das raízes, ao passo que o fluxo subsuperficial ocorre ao longo de todo o perfil de solo.

Outros modelos consideram ainda diferentes tipos de termos sumidouro, como por exemplo o SWAP, onde é possível acrescentar termos referentes a (i) drenagem subsuperficial através de tubulações (característico de regiões agrícolas norte-americanas e europeias) e (ii) macroporos (considerados como um bypass). O modelo MIKE-SHE também permite a inclusão de fluxo através de macroporos, com o uso de uma equação empírica simples (equação 37). De fato, para muitos tipos de solos o efeito dos fluxos por macroporos são relevantes (DHI, 2007).

$$Q_{bypass} = P_{net} P_{frac} \sqrt{\alpha_{10} \beta_{50}} / \Delta t \quad (37)$$

onde  $Q_{bypass}$  é o fluxo através dos macroporos,  $P_{net}$  a taxa líquida de precipitação,  $P_{frac}$  é a máxima fração da precipitação que pode escoar pelos macroporos em condições úmidas, e  $\alpha_{10}$  e  $\beta_{50}$  são parâmetros dependentes da umidade do solo nas profundidades 10 cm e 50 cm, respectivamente, e  $\Delta t$  o passo de tempo.

## 6 Modelagem dos processos hidrológicos

Neste capítulo serão abordadas as estratégias adotadas para modelar os processos hidrológicos de geração de escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo, interceptação vegetal e evapotranspiração. A Figura 13 apresenta um esquema do modelo multi-camadas proposto, onde a precipitação ( $P$ ) é inicialmente interceptada pela vegetação e parte do volume evapora. O volume  $P'$  que atinge o solo pode infiltrar ou ser acumulado na superfície, onde gera escoamento superficial (processos dunniano e hortoniano). A água que infiltra no solo flui verticalmente entre as camadas, podendo haver ascensão capilar ou percolação para camadas mais inferiores. Na zona das raízes, os processos de evapotranspiração e escoamento sub-superficial retiram água do solo, ao passo que nas demais camadas apenas o escoamento sub-superficial age como sumidouro. Por fim, a água que atinge o fundo da coluna de solo é drenada livremente gerando escoamento subterrâneo. O passo de tempo adotado para as simulações é de 10 minutos, conforme testes realizados (veja seção “Teste do esquema numérico” do capítulo “Resultados e discussões”). O modelo foi implementado no MATLAB 2010.

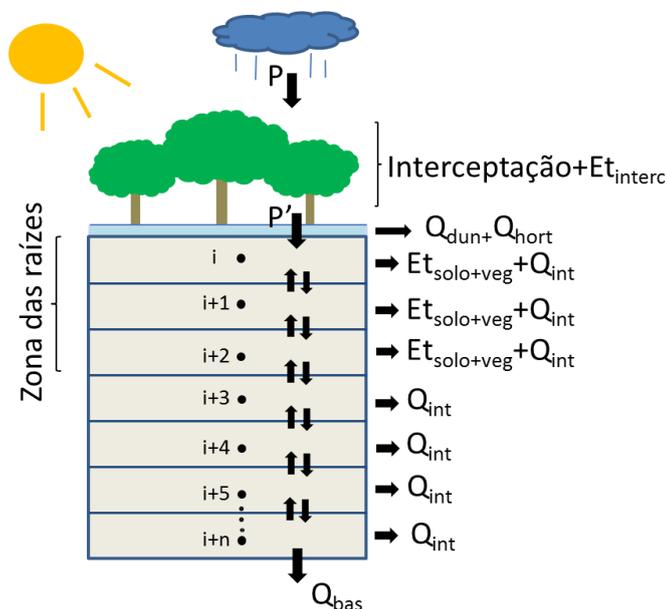


Figura 13. Esquema do modelo multi-camadas proposto.  $P$ : precipitação;  $P'$ : precipitação líquida;

$Q_{dun}$ : escoamento gerado pelo processo dunniano;  $Q_{hort}$ : escoamento gerado pelo processo hortoniano;  $Et_{interc}$ : evaporação da lâmina interceptada;  $Et_{solo+veg}$ : evaporação do solo e transpiração;  $Q_{int}$ : escoamento sub-superficial;  $Q_{bas}$ : escoamento subterrâneo.

Através da equação de Richards é calculada a distribuição de água no solo, que por sua vez fornece condições de contorno para todos os demais processos hidrológicos considerados, à exceção da interceptação: a evapotranspiração ocorre à taxa potencial até um certo limite de umidade no solo, abaixo do qual começa a decrescer; o fluxo superficial depende da taxa de infiltração de água no solo e da umidade do solo; e os fluxos sub-superficiais e subterrâneos são definidos basicamente pela condutividade hidráulica nas diversas camadas (fluxo subsuperficial) e na última camada de solo (subterrâneo). Assim, a distribuição de água na camada insaturada pode ser considerada o módulo central do modelo.

O modelo proposto aqui pode ser considerado como conceitual de base física, mas foi desenvolvido visando ao uso em escala de bacia. Assim, deve-se ter clara a inacuracidade em utilizar valores descritores de um determinado solo para toda a bacia. Por outro lado, como já mencionado anteriormente, o uso da equação de Richards continua sendo a melhor opção dos hidrólogos para agregar mais base física aos modelos hidrológicos (Beven, 2001).

A Tabela 3 apresenta os parâmetros do modelo proposto, cujas explicações estão nas seções seguintes. De todos, apenas o parâmetro b do escoamento superficial não pode ser obtido diretamente com ensaios de campo.

Tabela 3. Parâmetros do modelo de balanço hidrológico vertical.

<b>Nome</b>	<b>Processo envolvido</b>
Umidade de saturação ( $\theta_s$ )	Meio não-saturado, Fluxos sub-superficial e subterrâneo
Umidade residual ( $\theta_r$ )	Meio não-saturado, Fluxos sub-superficial e subterrâneo
$\alpha$ (modelo van Genuchten)	Meio não-saturado, Fluxos sub-superficial e subterrâneo
n (modelo van Genuchten)	Meio não-saturado, Fluxos sub-superficial e subterrâneo
Condutividade hidráulica saturada ( $K_s$ )	Meio não-saturado, Fluxos sub-superficial e subterrâneo
Nº de camadas	Meio não-saturado

Profundidade da zona das raízes	Meio não-saturado
Profundidade do solo	Meio não-saturado
Declividade	Fluxo Sub-superficial
Distância média entre divisor de água e rede de drenagem	Fluxo Sub-superficial
b	Fluxo superficial
Resistência superficial ( $r_{su}$ )	Evapotranspiração
Albedo	Evapotranspiração
Altura média das árvores	Evapotranspiração
Constante de máximo armazenamento ( $\alpha$ )	Interceptação vegetal

## 6.1 Interceptação vegetal

O modelo utiliza a mesma formulação de interceptação vegetal da lâmina interceptada que o MGB-IPH (Collischonn, 2001). Assume-se que há um reservatório de volume interceptado cujo máximo armazenamento é igual a  $SIL(em\ mm) = \alpha IAF$ , onde  $\alpha$  é uma constante e  $IAF$  é o Índice de Área Foliar, que é a razão entre a área das folhas e a área de solo ocupada pela vegetação. Para modelos com intervalo de tempo diário,  $\alpha$  é normalmente assumido como 0.2 (Wigmosta et al., 1994, Collischonn, 2001). Entretanto, para o passo de tempo assumido neste trabalho ( $\Delta t=10$  min), um valor de 0.2 significaria um armazenamento máximo muito elevado, fazendo com que pouco volume chegasse ao solo. Assim, foi assumido um valor de  $\alpha=0.2$  e uma relação entre o passo de tempo de 10 minutos utilizado neste modelo e o passo diário (equação 38). Entretanto, cabe ressaltar que para futuros desenvolvimentos do modelo pretende-se adotar uma representação mais rigorosa da interceptação vegetal, utilizando por exemplo um modelo em que a lâmina interceptada tenda ao máximo armazenamento para valores elevados de precipitação (Tucci, 1993b).

$$SIL(em\ mm) = 0.2IAF \frac{\Delta t_{modelo}}{\Delta t_{1dia}} \quad (38)$$

Para simular a variação de volume no reservatório, a cada passo de tempo se utiliza as equações 39-41. Caso o reservatório esteja cheio, a precipitação passa diretamente para o solo; caso contrário, a precipitação é armazenada no dossel, sendo limitada pelo valor máximo de armazenamento SIL.

$$SF^n = SF^{n-1} + P \text{ quando } SF^{n-1} + P < SIL \quad (39)$$

$$SF^n = SIL \text{ quando } SF^{n-1} + P \geq SIL \quad (40)$$

$$P = P - (SF^n - SF^{n-1}) \quad (41)$$

onde  $SF$  é o volume armazenado no reservatório,  $n$  é o índice de tempo e  $P$  a precipitação.

## 6.2 Evapotranspiração

O modelo utiliza a mesma formulação de evapotranspiração adotada no MGB-IPH (Collischonn, 2001), baseada em Wigmosta et al. (1994). Existem duas parcelas de evapotranspiração distintas, uma para a lâmina interceptada (evaporação da lâmina interceptada) e outra para a água do solo (evaporação da água do solo + transpiração).

A estratégia adotada assume que a demanda evaporativa é inicialmente atendida pela evaporação da lâmina interceptada, sendo a demanda restante utilizada para evaporação da água do solo e transpiração das plantas. A equação básica de cálculo é o modelo de resistência de Penman-Monteith (equação 42).

$$E = \left( \frac{\Delta \cdot (R_L - G) + \rho_A \cdot c_p \cdot \frac{(e_s - e_d)}{r_a}}{\Delta + \gamma \cdot \left(1 + \frac{r_s}{r_a}\right)} \right) \cdot \frac{1}{\lambda \rho_w} \quad (42)$$

onde  $E$  ( $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ) é a taxa de evaporação de água,  $\lambda$  ( $\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1}$ ) é o calor latente de vaporização,  $\Delta$  ( $\text{kPa} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ) é a taxa de variação de pressão de saturação do vapor,  $R_L$  ( $\text{MJ} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) é a radiação líquida na superfície,  $G$  ( $\text{MK} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{s}^{-1}$ ) é o fluxo de energia para o solo,  $\rho_A$  ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ) é a massa específica do ar,  $\rho_w$  ( $\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$ ) é a massa específica da água,  $c_p$  ( $\text{MJ} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ ) é o

calor específico do ar úmido,  $e_s$  (kPa) é a pressão de vapor,  $\gamma$  (kPa.°C<sup>-1</sup>) é a constante psicrométrica,  $r_s$  (s.m<sup>-1</sup>) é a resistência superficial da vegetação e  $r_a$  (s.m<sup>-1</sup>) é a resistência aerodinâmica. Os métodos de obtenção dos valores dos parâmetros podem ser encontrados em Collischonn (2001).

A evaporação da lâmina interceptada é computada pela evapotranspiração potencial, calculada pela equação 42 com valor de resistência superficial nulo. Se a lâmina interceptada é superior à evapotranspiração potencial, a evaporação é igual à potencial; caso contrário, a evaporação é igual à lâmina interceptada (equações 43-44). A cada passo de tempo o volume da lâmina é atualizado.

$$EI = EIP \text{ se } SF^k > EIP \quad (43)$$

$$EI = SF^k \text{ se } SF^k \leq EIP \quad (44)$$

onde  $EI$  é a evaporação da lâmina interceptada e  $EIP$  é a evapotranspiração potencial.

Para calcular a evapotranspiração do solo, avalia-se inicialmente qual a fração da demanda evaporativa já foi atendida (equação 45). Em seguida, calcula-se a evapotranspiração através da equação 46 com valor de resistência superficial referente ao tipo de vegetação, multiplicada pela demanda evaporativa restante.

$$FDE = \frac{EIP - EI}{EIP} \quad (45)$$

$$E = ET \cdot FDE \quad (46)$$

onde  $FDE$  é a demanda evaporativa restante,  $E$  é a evapotranspiração real do solo e  $ET$  a evapotranspiração do solo considerando toda a energia disponível.

Para valores de umidade do solo acima de um determinado limite, a evapotranspiração do solo ocorre a uma taxa máxima. No entanto, abaixo deste limite, as plantas não conseguem mais retirar água com a mesma eficiência, decrescendo a taxa de evapotranspiração. Este processo é descrito no modelo através de uma alteração da resistência superficial original, conforme Wigmosta et al. (1994). Utiliza-se um coeficiente de ajuste  $F_4$  que é igual a 1 para valores acima desta umidade mínima, e aumenta

inversamente à umidade do solo para valores abaixo (equação 48) (para mais detalhes veja Collischonn (2001)).

$$r_{su} = F_4 \cdot r_s \quad (47)$$

$$\frac{1}{F_4} = \frac{W - W_r}{W_l - W_r} \quad (48)$$

onde  $r_{su}$  é a resistência superficial corrigida pela umidade do solo,  $F_4$  o fator multiplicativo,  $r_s$  a resistência superficial original,  $W$  a umidade do solo,  $W_r$  a umidade residual do solo (assumida como  $0.1W_m$ , sendo  $W_m$  a máxima capacidade de armazenamento do solo, explicada na próxima seção) e  $W_l$  a umidade limite para que haja influência da umidade (assumida como  $0.5W_m$ ).

Por fim, as seguintes informações são necessárias como dados de entrada do modelo para o cálculo da evapotranspiração: temperatura do ar, umidade relativa, insolação, velocidade do vento, pressão atmosférica, albedo, índice de área foliar, altura da vegetação e resistência superficial. As cinco primeiras variáveis podem ser obtidas junto a uma estação climatológica (por exemplo, do Instituto Nacional de Meteorologia – INMET), enquanto as quatro últimas são parâmetros calibráveis do modelo.

No modelo, a evaporação da lâmina interceptada é descontada da precipitação bruta para fornecer a lâmina líquida que atinge o solo. A evapotranspiração do solo, por sua vez, é retirada das camadas iniciais do solo (termo sumidouro na equação de Richards), correspondentes à zona das raízes das plantas, sendo a profundidade das raízes um parâmetro calibrável do modelo (veja seção “Interceptação e Evapotranspiração” do capítulo “Fluxo de água no solo e processos hidrológicos”). Outra denominação para esta zona poderia ser “zona de água no solo”, correspondendo à máxima profundidade na qual a água pode retornar à superfície por capilaridade e/ou por ação das raízes das plantas.

Outro aspecto relevante é a forma com que o termo evapotranspiração é implementado no modelo. Este termo é calculado pela equação de Penman-Monteith como uma estimativa dos processos de evaporação de água do solo e transpiração das plantas. Assim, é correto interpretar que o valor da evapotranspiração calculada varia ao longo da zona das raízes, sendo maior nas camadas mais superiores devido à evaporação da água do solo e ao efeito conjunto das plantas de raízes profundas e rasas, e menor nas mais

inferiores, onde apenas as plantas de raízes profundas atuam. Desta forma, surgem dois métodos de representação da evapotranspiração: (1) distribuição uniforme ao longo das raízes; e (2) distribuição linear, sendo a evapotranspiração maior nas camadas superiores e menor nas inferiores. Estes dois casos serão explorados na seção “Efeito da evapotranspiração na distribuição de água no solo” no capítulo “Resultados e discussões”.

### **6.3 Escoamento superficial**

O modelo considera o escoamento superficial gerado pelos processos dunniano e hortoniano. O primeiro é simulado com a rotina adotada no modelo ARNO (Todini, 1996), utilizada também no modelo MGB-IPH. Para o escoamento hortoniano assume-se que toda lâmina d’água acumulada na superfície durante eventos de chuva sai do sistema como fluxo superficial. Estes métodos serão explorados a seguir.

Para o caso de escoamento dunniano, é necessário estimar a fração da área da bacia que está saturada. O modelo de Todini (1996) assume que há uma distribuição estatística entre a relação  $w/wm$  (umidade do solo/armazenamento máximo de água no solo) e a fração da área que está saturada ( $x$ ), cuja forma é controlada pelo parâmetro calibrável  $b$  (equação 49).

$$x = 1 - \left(1 - \frac{w}{wm}\right)^b \quad (49)$$

A Figura 14b apresenta as diferentes respostas da bacia para diferentes valores de  $b$ . Como exemplo, caso houvesse uma umidade relativa de 20% no solo, e  $b$  fosse igual a 0.5, a fração da bacia que estaria saturada seria de 10%. Neste caso, a água precipitada em 10% da área escoaria superficialmente. No método utilizado por Todini (1996) pode-se assumir o solo como composto por diversas colunas de solo de diferentes tamanho. Durante um evento de chuva, enquanto determinada coluna ainda está insaturada, outras colunas com capacidade máxima de armazenamento menor já estarão saturadas, gerando escoamento superficial (Figura 14a; ver Collischonn (2001) para mais explicações sobre o método). A partir desta ideia, Todini (1996) derivou uma equação de escoamento a partir dos valores de precipitação,  $Wm$  (armazenamento máximo médio da bacia),  $W$  (umidade de solo média da bacia) e  $b$ .

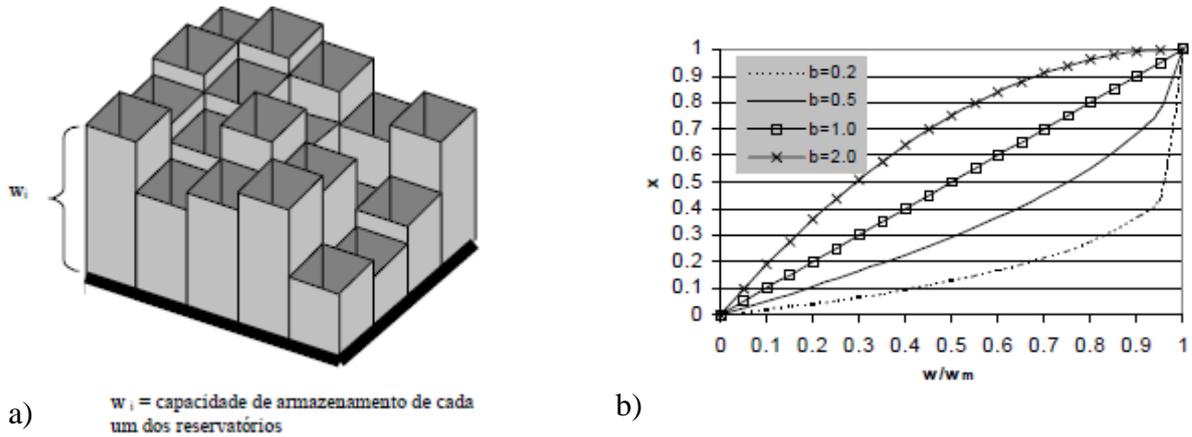


Figura 14. (a) Modelo conceitual do solo utilizado nos modelos ARNO e MGB-IPH. (b) comportamento da porcentagem de áreas saturadas no terreno em função do parâmetro  $b$  e da relação  $w/w_m$ . Fonte: Collischonn (2001).

A lâmina superficial escoada é calculada pela equação 50 quando o solo está saturado ( $Y \leq 0$ ) e pela equação 51 quando o solo está insaturado ( $Y > 0$ ).

$$D_{sup} = \Delta t \cdot P^k - (W_m - W^{k-1}) \quad (50)$$

$$D_{sup} = \Delta t \cdot P^k - (W_m - W^{k-1}) + W_m \cdot Y^{b+1} \quad (51)$$

$$Y = \left[ \left( 1 - \frac{W^{n-1}}{W_m} \right)^{\frac{1}{b+1}} - \frac{\Delta t \cdot P^n}{(b+1) \cdot W_m} \right] \quad (52)$$

onde  $D_{sup}$  é a lâmina superficial escoada,  $W_m$  o armazenamento máximo médio do solo,  $W^{n-1}$  a umidade integrada na coluna de solo no tempo  $n-1$ ,  $P^n$  a precipitação líquida no tempo  $n$  (descontada a interceptação) e  $b$  o parâmetro calibrável que controla a forma da curva de saturação do solo. A Figura 14b apresenta o efeito de diferentes valores de  $b$  na curva de saturação da bacia.

O valor da umidade  $W$  acima pode ser entendido como a umidade efetiva do solo, referente à umidade necessária para gerar escoamento superficial no solo. Assim, deve-se descontar o valor da umidade residual (ou ponto de murcha), que dificilmente é retirada do solo (Collischonn, 2001). Os valores de  $W$  e  $W_m$  utilizados neste modelo são subtraídos

pelo volume residual, obtido pela multiplicação da umidade residual  $\theta_r$  pela profundidade do solo.

Para o caso de escoamento hortoniano, considera-se que toda lâmina d'água acumulada na superfície escoava livremente (sai do sistema), ou seja, não há acumulação acima da primeira camada.

Uma metodologia alternativa é utilizada no modelo SWAP, onde o escoamento superficial só é gerado quando a altura da lâmina acumulada for superior a um determinado limite. Por simplicidade não se adotou tal estratégia neste trabalho.

#### **6.4 Escoamento sub-superficial**

O escoamento sub-superficial é tratado no modelo como um termo sumidouro de cada camada de solo. Considerando a equação de Richards na direção  $x$ , e assumindo que nesta direção o fluxo de água se dá principalmente pelo gradiente gravitacional (gradiente de pressão nulo), o fluxo sub-superficial pode ser calculado pela equação 53 abaixo. Esta hipótese é razoável, pois nos processos de infiltração de água no solo o fluxo é preferencialmente vertical, não havendo significativa diferença de potencial mátrico na direção horizontal. Utilizando a equação da continuidade na direção  $x$ , e considerando o terreno como uma rampa de declividade  $\alpha$  com comprimento  $L$  até a rede de drenagem (Figura 15), e que  $q_x = 0$  em  $x=0$  e  $q_x = q_x$  em  $x=2L$ , o termo sumidouro devido ao fluxo sub-superficial é obtido pela equação 54.

$$q_x = -K(\psi) \left( \frac{\partial \psi}{\partial x} - \frac{\partial z}{\partial x} \right) = K(\psi) \left( \frac{\partial z}{\partial x} \right) = K(\psi) t g \alpha \quad (53)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -\frac{\partial q_x}{\partial x} \cong -\frac{\Delta q_x}{\Delta x} = -\frac{K(\psi) t g \alpha}{2L} \quad (54)$$

onde  $q_x$  é o fluxo na direção  $x$ ,  $K(\psi)$  é a condutividade hidráulica em função do potencial mátrico  $\psi$ ,  $\alpha$  é a declividade do terreno,  $L$  o comprimento da rampa e  $\frac{\partial \theta}{\partial t}$  é a variação da umidade do solo com o tempo  $t$ .

Como a solução da equação de Richards utiliza a umidade em unidade de lâmina, o termo sumidouro é expresso pela equação 55.

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} \partial z = -\frac{\partial q_x}{\partial x} \partial z \cong -\frac{\Delta q_x}{\Delta x} \partial z = -\frac{K(\psi) \operatorname{tg} \alpha}{2L} \partial z \quad (55)$$

onde  $\partial z$  é a espessura da camada de solo.

O comprimento  $L$  da rampa pode ser entendido como a distância média do divisor de águas até o curso d'água na bacia. Assim, pode ser estimado pela equação proposta por Strahler (1946) a partir da densidade de drenagem da bacia. Por sua vez, este parâmetro pode ser obtido através de um pacote de geoprocessamento, como ArcHydro (Maidment, 2002).

$$D_d = \frac{\sum L}{A} \quad (56)$$

$$X = \frac{1}{2 \cdot D_d} \quad (57)$$

onde  $D_d$  ( $\text{km}^{-1}$ ) é a densidade de drenagem,  $L$  (km) o comprimento de cada curso d'água,  $A$  ( $\text{km}^2$ ) a área da bacia e  $X$  (km) a distância média do divisor de águas até o curso d'água na bacia.

Por fim, seria possível estabelecer uma profundidade máxima em que há escoamento sub-superficial. No entanto, para este trabalho adotou-se a geração deste escoamento ao longo de toda a profundidade do solo.

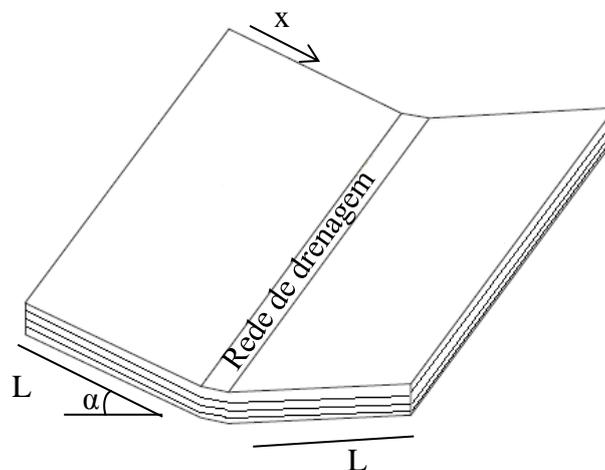


Figura 15. Modelo de rampa utilizado para o cálculo do fluxo superficial.

## 6.5 Escoamento subterrâneo

No fundo da camada de solo assume-se uma condição de contorno de drenagem livre, onde a umidade de solo que chega à última camada flui livremente por gravidade como fluxo subterrâneo. Desta forma, o fluxo foi adotado como igual à condutividade hidráulica da última camada.

## 6.6 Modelo bucket

O modelo tipo bucket utilizado para comparação com o modelo multi-camadas foi baseado no MGB-IPH, um modelo distribuído para bacias de grande escala (Collischonn, 2001). O solo é simulado como um único reservatório (uma única camada) com capacidade de armazenamento máximo  $W_m$  (parâmetro calibrável). Os processos descritos são interceptação vegetal, evapotranspiração, escoamento superficial, sub-superficial e subterrâneo. Para cada passo de tempo, é calculado o balanço de massas apresentado na equação 58.

$$W^n = W^{n-1} + \Delta t(P' - ET - D_{sup} - D_{int} - D_{bas}) \quad (58)$$

onde  $W$  é a umidade do solo,  $n$  o índice de tempo,  $\Delta t$  o passo de tempo,  $P'$  a precipitação descontada da interceptação,  $ET$  a evapotranspiração,  $D_{sup}$  a lâmina de escoamento superficial,  $D_{int}$  a lâmina sub-superficial e  $D_{bas}$  a lâmina subterrânea.

Os processos de interceptação, evapotranspiração e escoamento superficial foram calculados com as mesmas equações utilizadas no modelo multi-camadas. Assim, a diferença reside na descrição dos escoamentos sub-superficial e subterrâneo (equações 59-60).

$$D_{int} = K_{int} \left( \frac{W - W_z}{W_m - W_z} \right)^{3+2/\lambda} \quad (59)$$

onde  $D_{int}$  é a lâmina sub-superficial escoada,  $K_{int}$  é um parâmetro de calibração,  $W$  é a umidade do solo,  $W_m$  a capacidade de armazenamento máxima média,  $W_z$  um parâmetro de umidade abaixo do qual não há fluxo sub-superficial, e  $\lambda$  o índice de porosidade do solo.

$$Dbas = Kbas \left( \frac{W - W_l}{W_m - W_l} \right) \quad (60)$$

onde  $Dbas$  é a lâmina subterrânea escoada,  $Kbas$  é um parâmetro de calibração,  $W$  é a umidade do solo,  $W_m$  a umidade máxima média da mini-bacia e  $W_l$  um parâmetro de umidade abaixo do qual não há fluxo sub-superficial.

As equações de escoamento sub-superficial e subterrâneo são baseadas na razão entre a umidade do solo e o armazenamento máximo, sendo a primeira equação semelhante ao modelo de Brooks & Corey (1964) para condutividade hidráulica em função da umidade. Além disso, o expoente utilizado na descrição do fluxo sub-superficial permite que durante eventos de chuva a lâmina gerada seja maior que a subterrânea, ocorrendo o inverso durante períodos de estiagem. Finalmente, no MGB-IPH tem sido utilizado um valor constante de  $\lambda=0.67$  e valores iguais para  $W_l$  e  $W_z (=0.1Wm)$ , sendo o modelo pouco sensível a esses parâmetros. A mesma estratégia é utilizada neste trabalho.

## 7 Experimentos numéricos

Neste capítulo serão apresentados os resultados de experimentos numéricos da equação de Richards e do modelo de balanço hidrológico vertical proposto. Os resultados serão apresentados na seguinte ordem:

- **Experimento 1:** Teste de validação do esquema numérico da equação de Richards, para o qual foi simulado o avanço de uma frente de molhamento sujeita a uma mudança brusca nas condições de contorno de topo. Foi utilizado por Casulli & Zanolli (2010) para testar o método proposto para simulação da equação de Richards;
- **Experimento 2:** Três testes descritivos do fluxo de água no solo. (2.1) infiltração de água no solo com camada de fundo impermeável; (2.2) secagem de um solo inicialmente saturado e com drenagem livre no fundo, explorando a diferença entre solos de diferentes texturas; e (2.3) efeito da evapotranspiração na distribuição de água no solo;
- **Experimento 3:** Aplicação do modelo multi-camadas a uma coluna de solo representativa de uma região do rio Taquari-Antas (RS);
- **Experimento 4:** Comparação entre o modelo multi-camadas e o modelo tipo bucket.

### **Experimento 1: Teste do esquema numérico**

*Objetivo do experimento:* Testar o esquema numérico utilizado para simulação da equação de Richards. É apresentado o erro no balanço de massa e uma análise da sensibilidade do esquema a diferentes passos de tempo.

Este teste, proposto inicialmente por Kavetski et al. (2002), é apresentado no trabalho de Casulli & Zanolli (2010) para testar o esquema numérico por volumes finitos. A simulação envolve uma frente abrupta avançando em uma coluna de solo de 2 m franco-argiloso, com uma condição de contorno de topo que alterna entre potencial mátrico positivo e negativo, dando um “choque numérico” no sistema (Figura 16). O padrão da condição de contorno, apresentado na equação 61, é representativo de um sistema de

irrigação (Kavetski et al., 2002). Inicialmente há uma variação senoidal em torno de  $\psi = -0.05$  m, subindo no tempo 100 000 s para um patamar de  $\psi = 0.1$  m, e decaindo exponencialmente para  $\psi = -0.05$  m a partir do tempo 180 000 s. No fundo, assume-se a existência de um lençol freático ( $\psi = 0$  m). Além disso, ao longo do perfil a condição inicial é uma distribuição linear do potencial mátrico, que satura em direção ao fundo ( $\psi = -2$  m no topo e  $\psi = 0$  m no fundo). A Tabela 4 apresenta os valores dos demais parâmetros utilizados na simulação.

$$\psi(z, t) = \begin{cases} -0.05 + 0.03\text{sen}(2\pi t/100\,000) & \text{se } 0 < t \leq 100\,000 \\ 0.1 & \text{se } 100\,000 < t \leq 180\,000 \\ -0.05 + 2\,952.45\text{sen}(-t/18\,204.8) & \text{se } 180\,000 < t \leq 300\,000 \end{cases} \quad (61)$$

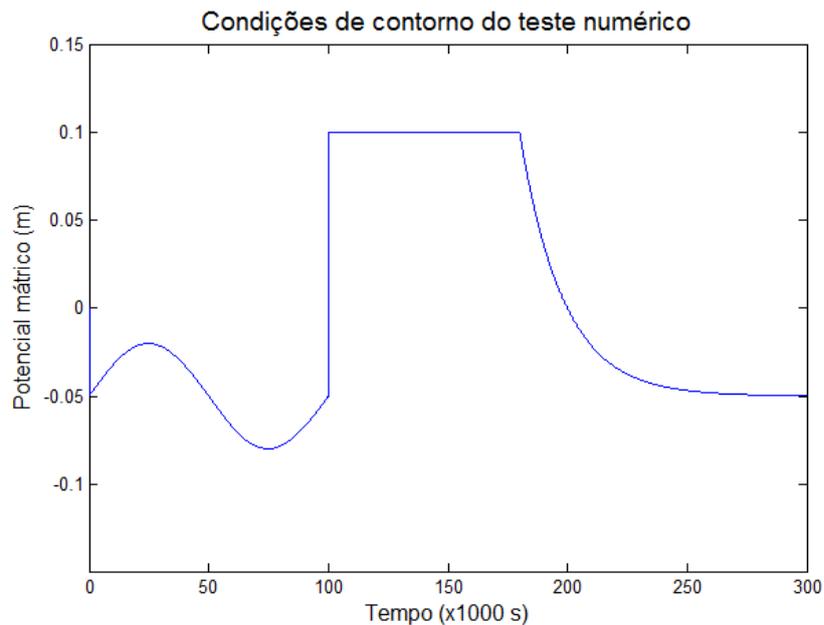


Figura 16. Condições de contorno utilizadas no teste numérico. No tempo 100 000 s ocorre um aumento abrupto no potencial mátrico da camada de contorno.

Tabela 4. Valores dos parâmetros utilizados na simulação do teste numérico.

<b>Parâmetro</b>	<b>Valor</b>
$\theta_s$	0.41
$\theta_r$	0.095
$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	1.9
N	1.31
$K_s$ (m/d)	0.062
$\Delta t$ (s)	1000
Nº de camadas	320
Profundidade do solo (m)	2
Erro	10 <sup>-12</sup>

Os resultados do teste para três diferentes tempos, 50 000, 150 000 e 300 000 s, estão na Figura 17. Casulli & Zanolli (2010) comentam que a mudança nas condições de contorno provocam um “choque numérico” que desafia o esquema de solução proposto. Assim, os resultados indicam que o método é robusto para resolver a equação de Richards. Após cerca de 300 000 s a coluna possui uma distribuição quase uniforme de potencial mátrico, apresentando valores em torno de  $\psi = -0.05$  m para a maioria das camadas. A validação da implementação deste método foi realizada via inspeção visual, comparando seus resultados com os publicados por Casulli & Zanolli (2010).

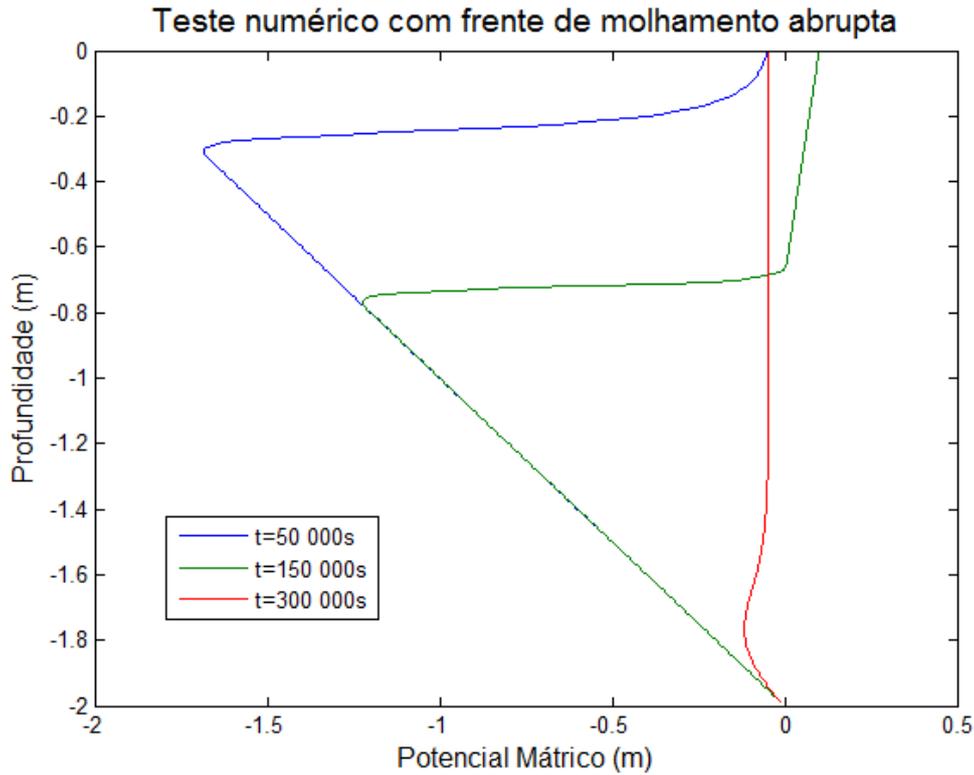


Figura 17. Avanço da frente de molhamento sujeita a mudança brusca nas condições de contorno de topo.

O erro no balanço de massa pode ser calculado para cada passo de tempo pela equação 62, onde a diferença entre a umidade nos tempos  $n$  e zero é comparada com o fluxo líquido entrando na coluna de solo entre os tempos 0 e  $n$ , padronizada pela umidade total do solo no tempo zero (Caviedes-Voullième et al., 2013). Ou seja, esta estimativa calcula a diferença entre a mudança de volume e o fluxo líquido de água em relação ao volume inicial no solo.

$$EBM = \frac{\sum_{i=1}^N (\theta_i^n - \theta_i^0) - \sum_{j=1}^n (q_{1-1/2}^j - q_{N+1/2}^j) \Delta t}{\sum_{i=1}^N \theta_i^0} \quad (62)$$

onde  $\theta_i$  é o volume de água da camada  $i$  nos tempos  $n$  e 0,  $q_{1-1/2}^j$  é o fluxo entrando no solo no tempo  $j$ ,  $q_{N+1/2}^j$  é o fluxo saindo do solo no tempo  $j$  e  $\Delta t$  o passo de tempo.

Para a análise do passo de tempo comparou-se o comportamento dos resultados para quatro  $\Delta t$ s diferentes, 250, 500, 1000 e 2000 s. Os resultados da análise do erro no

balanço de massa estão apresentados na Figura 18. No tempo 100,000 s, o choque numérico provocou os maiores erros de massa, chegando a valores de 2% para o passo de tempo 2000 s. O passo de tempo 250 s, por outro lado, apresentou um valor máximo de 0.2% de erro, e valores da ordem de 0.01% antes do tempo 100,000 s e após 200,000 s. Observa-se também que existe uma relação de proporcionalidade entre o passo de tempo e o erro, sendo os erros máximos dos  $\Delta t$ 's 2000 s e 250 s, 2 e 0.5%, respectivamente.

A Figura 19 apresenta os resultados do teste numérico com frente de molhamento abrupto para os quatro  $\Delta t$ 's analisados no balanço de massas. Como mostrado anteriormente, o uso de um  $\Delta t$  de 2000 s conduz a erros consideráveis na solução. Assim, para as demais aplicações da resolução da equação de Richards, adotou-se um passo de tempo entre 1200 e 600 s.

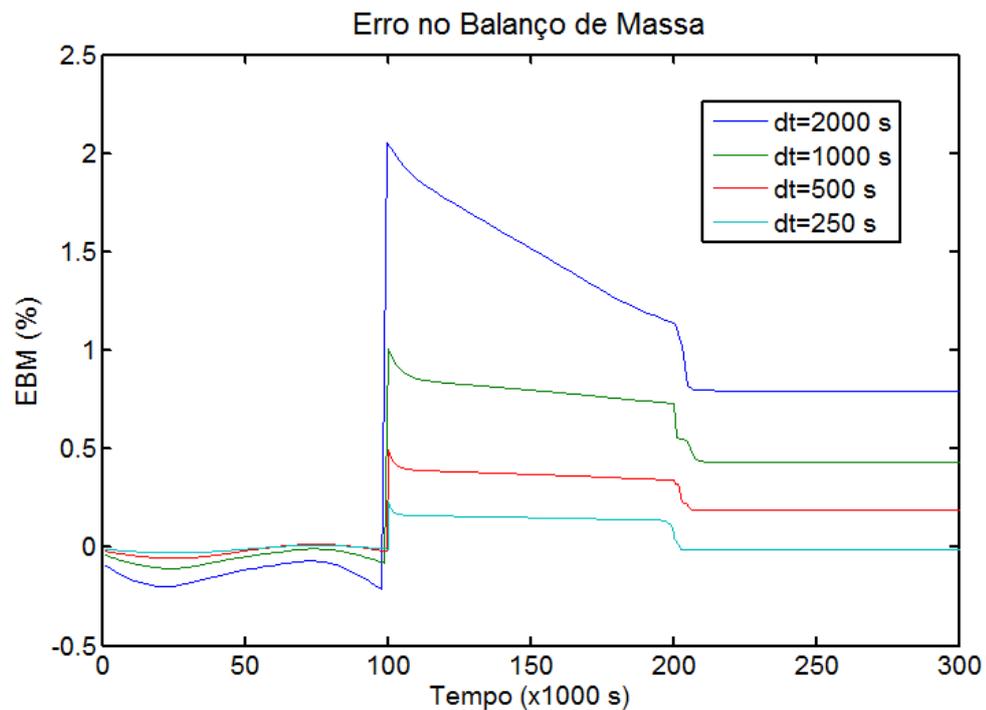


Figura 18. Análise do erro no balanço de massas do experimento 1. Resultados mostrados para passos de tempo 250, 500, 1000 e 2000 s.

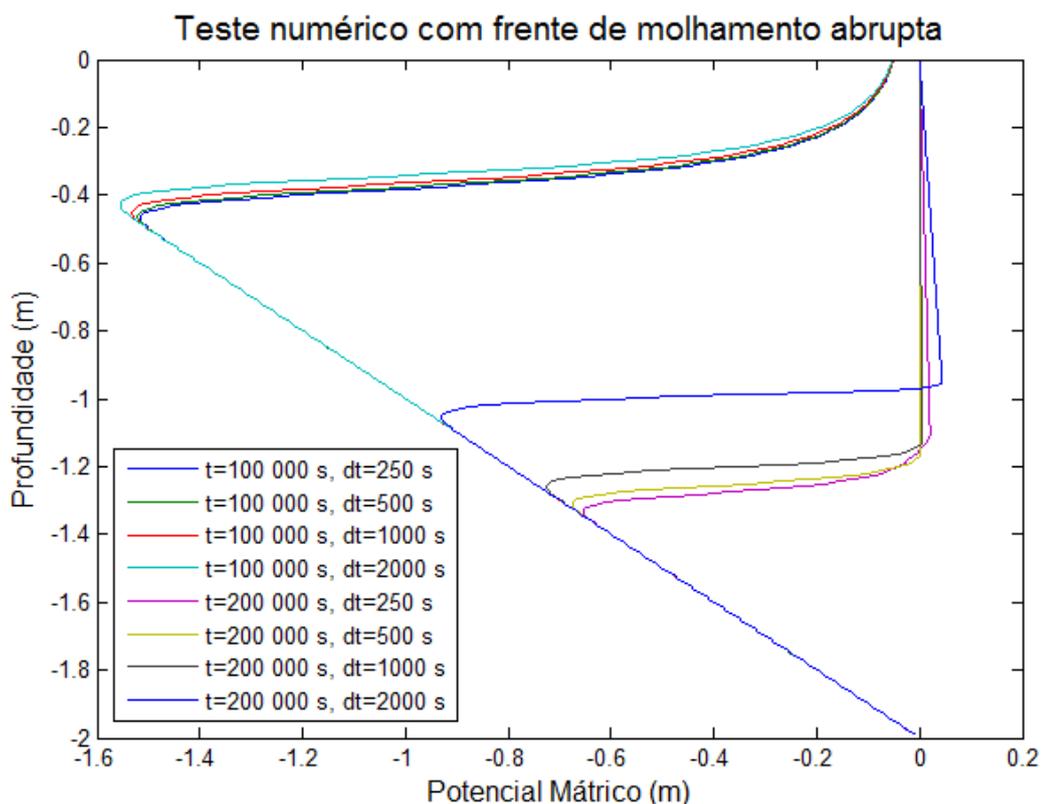


Figura 19. Análise do efeito de diferentes passos de tempo na solução da equação de Richards.

### **Experimento 2.1: Infiltração de água em solo com camada de fundo impermeável**

*Objetivo do experimento:* compreender o fenômeno de infiltração de água em um solo com uma camada de fundo impermeável através da simulação da equação de Richards. É apresentado o resultado da simulação e uma avaliação da evolução temporal da taxa de infiltração.

Este teste apresenta o avanço de uma frente de molhamento em uma coluna de solo franco-argiloso inicialmente levemente insaturado, onde uma lâmina d'água constante foi adotada na superfície do solo e uma camada impermeável no fundo deste.

A condição inicial é  $\psi = -0.8$  m ao longo de toda a coluna de solo. As condições de contorno é uma carga constante de  $\psi = 0.1$  m no topo (condição de Dirichlet) e fluxo zero no fundo (condição de Neumann), representando uma camada impermeável. A Tabela 5 apresenta os valores dos parâmetros utilizados na simulação.

Tabela 5. Valores dos parâmetros utilizados na simulação do teste de infiltração.

Parâmetro	Valor
$\theta_s$	0.41
$\theta_r$	0.095
$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	1.9
N	1.31
$K_s$ (m/d)	0.062
$\Delta t$ (s)	1000
Nº de camadas	320
Profundidade do solo (m)	2
Condição inicial ( $\psi$ ) (m)	-0.08
Erro	10 <sup>-12</sup>

A Figura 20 apresenta o avanço da frente de molhamento ao longo do tempo, representado em quatro tempos diferentes,  $t=50\ 000$  s,  $100\ 000$  s,  $150\ 000$  s e  $220\ 000$  s. A frente avança gradualmente, até saturar todo o solo, sendo que há um acúmulo de água no fundo devido à camada impermeável. No final da simulação, quando toda a coluna está saturada, uma distribuição hidrostática é estabelecida ao longo do perfil.

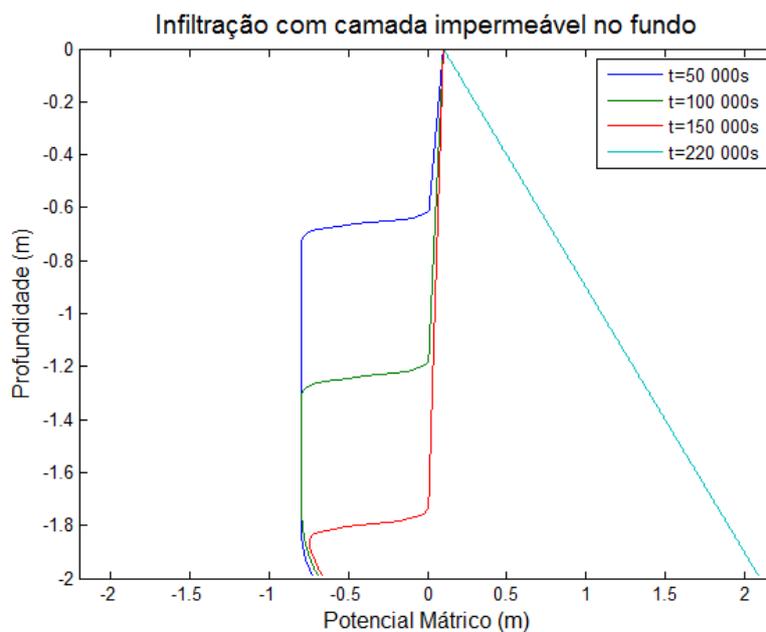


Figura 20. Avanço da frente de molhamento para o teste de infiltração em uma coluna de solo com camada impermeável no fundo.

Devido à simplicidade do teste, é possível utilizá-lo para avaliar a evolução temporal da taxa de infiltração, apresentando um decaimento exponencial até um valor limite (condutividade hidráulica saturada) de forma semelhante à proposta pela equação de Horton (veja seção “Infiltração da água da chuva no solo e frente de molhamento” no capítulo “Fluxo de água no solo”). A taxa de infiltração é dada pela equação de fluxo não saturado (equação 63) aplicada entre a camada de contorno e a primeira camada de solo.

$$q = K_j^n \frac{\psi_{\gamma(l,j)}^n - \psi_i^n}{\delta_j} + K_j^n \quad (63)$$

A Figura 21 apresenta o comportamento da taxa de infiltração ao longo do tempo. Inicialmente a taxa decai até um valor assintótico igual à condutividade hidráulica saturada (0.062 m/d). No entanto, após 167 000 s a coluna torna-se inteiramente saturada, e como a camada de fundo é impermeável, a taxa de infiltração reduz-se a zero. Para isto ocorrer, a partir do tempo 167 000 s é necessário que o fluxo de água devido ao gradiente de potencial mátrico seja igual à condutividade hidráulica saturada, mas com sinal contrário. De fato ocorre um remanejamento dos potenciais mátricos ao longo da coluna permitindo à solução numérica da equação de Richards obter sucesso na representação deste processo.

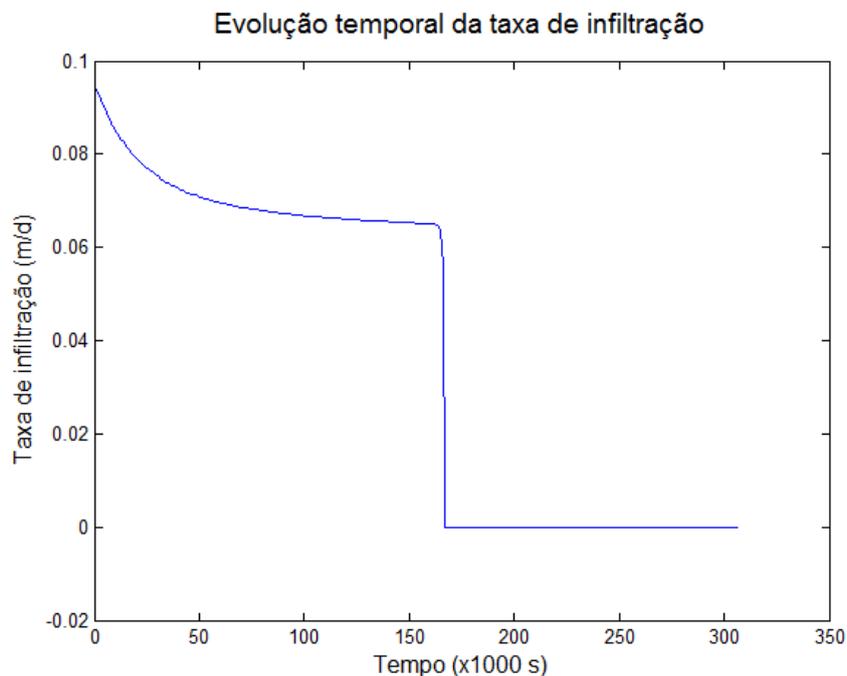


Figura 21. Comportamento da taxa de infiltração ao longo do tempo. No tempo 167 000 s a coluna torna-se saturada, e a taxa é reduzida a zero.

## **Experimento 2.2: Secagem de um solo inicialmente saturado e com drenagem livre no fundo: diferença entre solos de texturas diferentes**

*Objetivo do experimento: compreender o fenômeno de secagem do solo através da simulação da equação de Richards. É apresentado o resultado da simulação para diferentes texturas de solo.*

Este teste apresenta o processo de secagem de um solo inicialmente saturado, a chamada “frente de secamento” (Hillel, 2002). As condições de contorno são fluxo zero no topo e drenagem livre no fundo, assumindo que o solo seja profundo e que o gradiente de potencial mátrico seja nulo no fundo. A condição inicial é  $\psi = -0.01$  m para todas as camadas. Utilizou-se dois conjuntos de parâmetros descritivos do solo a fim de avaliar a diferença entre os processos para solos franco-argiloso e arenoso (Tabela 6).

Este teste de secagem não é representativo de um solo real, pois não foi considerado nenhum processo de sumidouro, como fluxo sub-superficial e evapotranspiração. Entretanto, permite a compreensão dos efeitos de drenagem do solo na distribuição de água nas diversas camadas e da diferença entre texturas distintas. Os resultados para os dois tipos de solo estão nas Figuras 22-23.

A frente de secamento caracteriza-se por uma curva convexa. Nos testes pode-se ver claramente a diferença entre os solos franco-argiloso e arenoso, com a frente do último avançando mais rapidamente, e a diferença entre as frentes ao longo dos dias maior do que no solo franco-argiloso. Nota-se também que o tempo do processo de secagem é mais lento que o de uma frente de molhamento. O motivo desta diferença será abordado na próxima seção.

Tabela 6. Valores dos parâmetros utilizados na simulação do teste de secagem do solo.

Parâmetro	Solo franco-argiloso	Solo arenoso
$\theta_s$	0.41	0.35
$\theta_r$	0.095	0.035
$\alpha$ ( $m^{-1}$ )	1.9	6.67
N	1.31	1.31
$K_s$ (m/d)	0.062	8.47
$\Delta t$ (s)	1000	1000
Nº de camadas	320	320
Profundidade do solo (m)	2	2
Condição inicial ( $\psi$ ) (m)	-0.01	-0.01
Erro	$10^{-12}$	$10^{-12}$

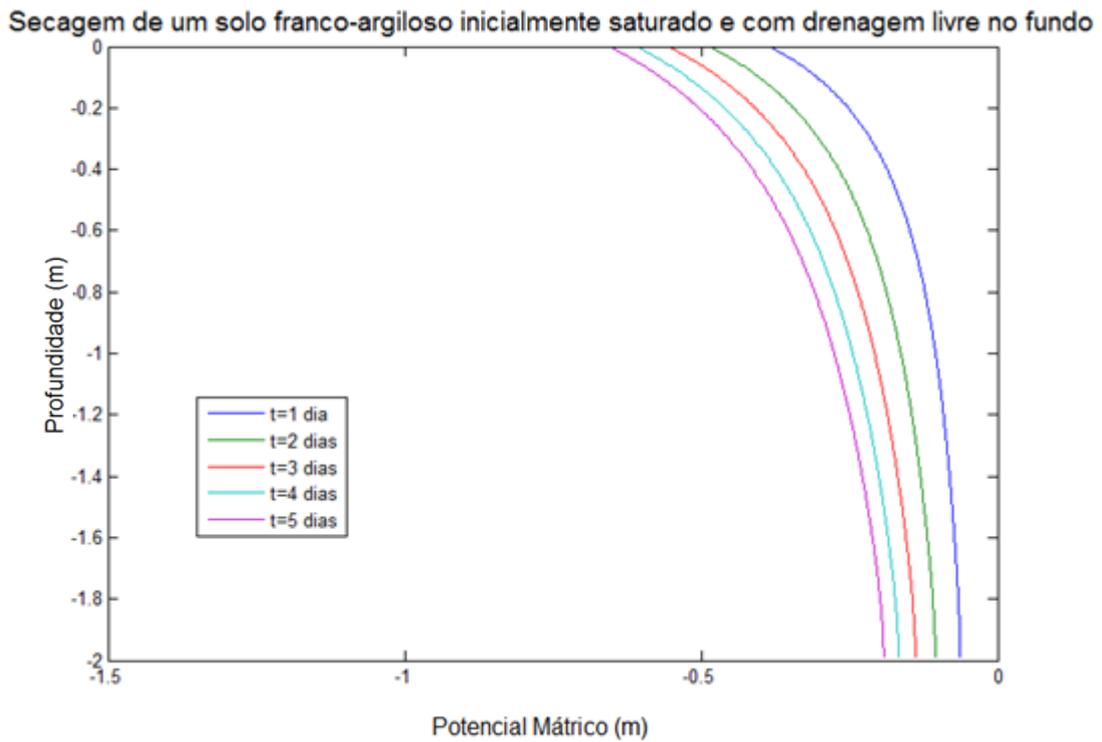


Figura 22. Secagem de um solo franco-argiloso durante período de cinco dias.

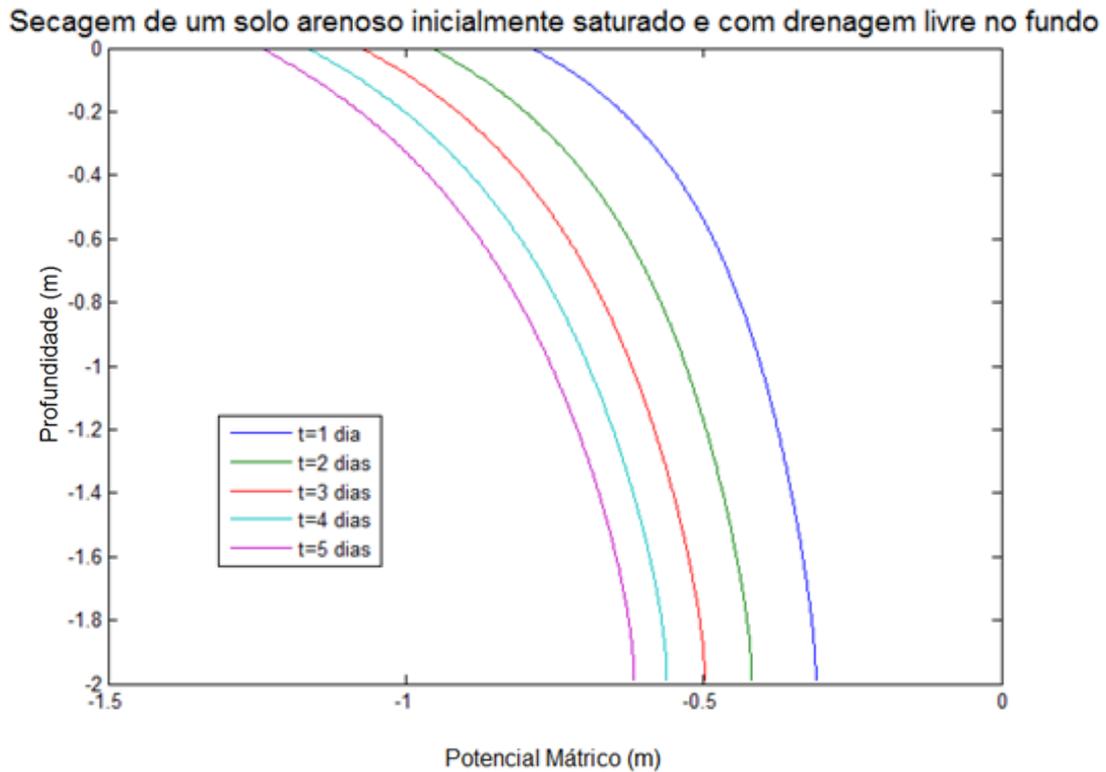


Figura 23. Secagem de um solo arenoso durante período de cinco dias.

### **Experimento 2.3: Efeito da evapotranspiração na distribuição de água no solo**

*Objetivo do experimento:* compreender o fenômeno de secagem do solo submetido ao processo de evapotranspiração através da simulação da equação de Richards. É apresentado o resultado da simulação para um solo com retirada por evapotranspiração ao longo dos primeiros 30 e 60 cm, e um solo sem evapotranspiração. Também é avaliado o efeito de diferentes distribuições da evapotranspiração ao longo da coluna.

Os testes apresentados nesta seção discutem o efeito da evapotranspiração na distribuição de água no solo. É novamente apresentado o fenômeno de “frente de secamento”.

A configuração é fluxo zero no topo e drenagem livre no fundo. A condição inicial é  $\psi = -0.01$  m ao longo de todo o perfil. O primeiro teste apresenta a evolução temporal da secagem de um solo submetido a três processos diferentes (Figura 24): (1) taxa de

evapotranspiração constante de 50 mm/mês distribuída igualmente nos primeiros 30 cm; (2) taxa de evapotranspiração constante de 50 mm/mês distribuída igualmente nos primeiros 60 cm; e (3) taxa de evapotranspiração nula. Os resultados estão plotados para 1, 2, 5 e 10 dias após o início da simulação. O eixo das abscissas apresenta os volumes de água em cada camada de solo; a unidade é m<sup>3</sup> pois se considera uma lâmina em metros distribuída em uma área unitária (1 m<sup>2</sup>). A Tabela 7 apresenta os valores dos parâmetros utilizados.

Tabela 7. Valores dos parâmetros utilizados na simulação do teste de evapotranspiração.

<b>Parâmetro</b>	<b>Valor</b>
$\theta_s$	0.41
$\theta_r$	0.095
$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	1.9
N	1.31
$K_s$ (m/d)	0.062
$\Delta t$ (s)	1200
Nº de camadas	320
Profundidade do solo (m)	2
Condição inicial ( $\psi$ ) (m)	-0.01
Erro	10 <sup>-12</sup>

Para os solos com evapotranspiração, nos primeiros intervalos de tempo a curva é convexa, mas após certo período torna-se côncava, apresentando um característico ponto de inflexão (Figura 24). Hillel (2002) argumenta que este fato pode ser justificado pelo comportamento da difusividade hidráulica em função da umidade (veja seção “Fluxo de água no solo” no capítulo “Fluxo de água no solo”). O fluxo em meio não-saturado em sua forma de umidade assume a expressão  $q = -D(\theta)\nabla\theta$ , onde  $D(\theta) = K(\theta)/C(\theta)$ , com  $C(\theta) = \partial\theta/\partial\psi$ , é a difusividade hidráulica. Esta função decresce exponencialmente com a diminuição da umidade do solo. Após certo limite, o solo está tão seco que a difusividade passa a ser dominada pela fase vapor, e a difusividade aumenta com a diminuição da umidade, caracterizando o ponto de inflexão.

Nota-se também que a evapotranspiração altera volumes de água em camadas onde não há retirada por evapotranspiração direta (abaixo de 30 e 60 cm), devido ao remanejo dos volumes por causa do gradiente de potencial mátrico.

Além disso, a evapotranspiração nos primeiros 30 cm tendeu a retirar mais água do solo, provavelmente pelos maiores gradientes de potencial mátrico gerados (o valor de 50 mm/mês é dividido entre menos camadas criando valores maiores de sumidouro nas camadas superiores). Localmente, a evapotranspiração nos primeiros 30 cm tornou o solo mais seco nas camadas mais superiores, ao passo que o inverso ocorreu nas camadas mais inferiores.

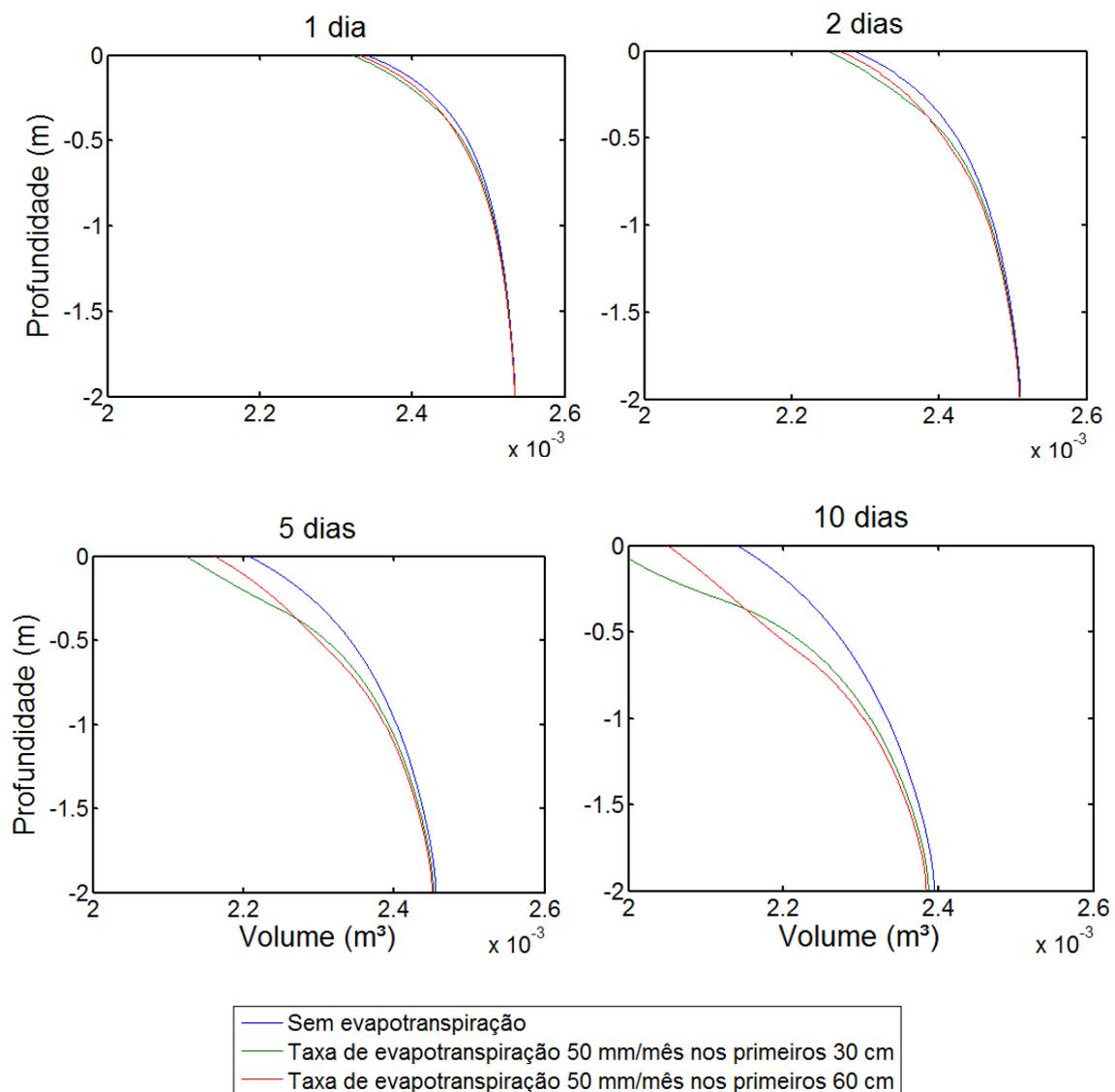


Figura 24. Experimentos sobre o efeito da evapotranspiração no solo considerando diferentes profundidades de raízes (30 e 60 cm) e nenhuma evapotranspiração. Resultados apresentados para os tempos 1, 2, 5 e 10 dias após o início da simulação.

Como mencionado anteriormente, estima-se que cerca de 70% das raízes das plantas costumam estar no primeiro quartil da profundidade das raízes, e portanto, em condições de umidade adequada, 70% da água retirada pelas plantas vem destas camadas mais superficiais (Evans et al., 1996). Além disso, a equação de Penman-Monteith para cálculo da evapotranspiração incorpora tanto a transpiração quando a evaporação do solo exposto, reforçando a hipótese de que a maior parte da evapotranspiração ocorre nas primeiras camadas. Para estudar a influência da retirada desigual de água na zona das raízes, o teste a seguir foi realizado, comparando três colunas de solo: uma com evapotranspiração distribuída igualmente na zona das raízes; outra com evapotranspiração distribuída linearmente, sendo igual à metade da evapotranspiração no topo e zero no fundo da zona das raízes; e por fim, uma coluna sem evapotranspiração. A zona das raízes foi fixada em 60 cm, e os demais parâmetros adotados foram iguais aos do exemplo anterior (Tabela 7).

Os resultados estão na Figura 25. A solução numérica apresentou instabilidades, e o valor de erro teve de ser alterado para  $10^{-5}$  para haver convergência. Pode-se observar que a evapotranspiração distribuída linearmente gerou um gradiente maior de potencial mátrico ao longo do perfil de solo, causando uma maior perda de água por percolação.

No entanto, apesar de alguns modelos hidrológicos terem assumido uma distribuição desigual da evapotranspiração ao longo da zona das raízes, existe bastante incerteza na forma com que tal estratégia é implementada. Isto, aliado à instabilidade numérica da solução, fez com que se decidisse adotar uma distribuição uniforme para o modelo proposto neste trabalho.

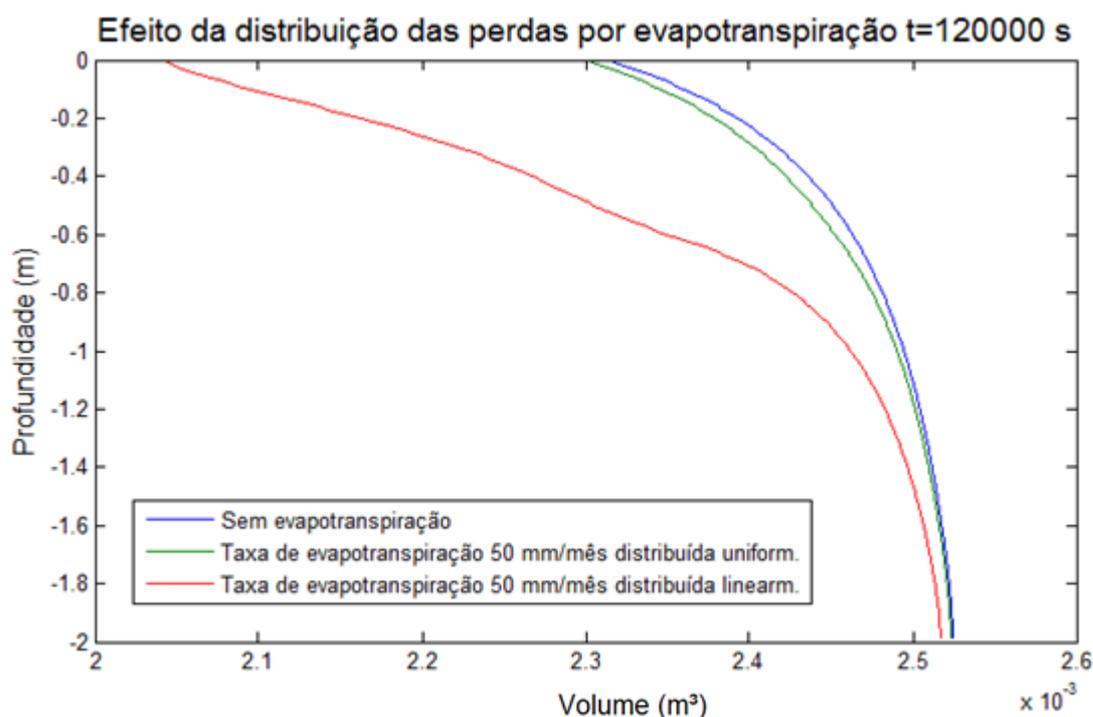


Figura 25. Experimentos sobre o efeito de diferentes distribuições de evapotranspiração no solo considerando distribuições uniforme e linear. Resultados mostrados para o tempo 120,000 s.

A comparação entre os testes de evapotranspiração e o teste de infiltração no solo com camada de fundo impermeável permite constatar uma interessante característica do fluxo de água no solo: o fenômeno de secagem é mais lento que o de infiltração. Nas simulações realizadas, isto ocorre porque o valor da condutividade hidráulica é superior em solos mais saturados, fazendo com que o avanço da frente de molhamento ocorra como um “funil largamente aberto”, e o processo de evaporação seja bastante lento. Segundo Hillel (2002), na natureza existem ainda outros dois efeitos a serem considerados. As variações diurnas de evapotranspiração fazem com que durante o dia ocorra a secagem do solo e à noite uma ascensão de água devido a capilaridade. Por sua vez, estes processos alternados de secagem e molhamento intensificam o efeito de histerese (veja seção “Curvas de retenção de água no solo” no capítulo “Fluxo de água no solo”), que age reduzindo o molhamento das primeiras camadas, diminuindo a taxa de evaporação. Desta forma, os fenômenos acima descritos agem em conjunto, fazendo com que os processos de fluxo de água no solo auxiliem o crescimento das plantas.

### **Experimento 3: Simulações do modelo de balanço hidrológico vertical**

*Objetivo do experimento: avaliar os resultados da simulação do modelo de balanço hidrológico vertical aplicado a uma coluna de solo representativa de uma região com floresta e solo argiloso de uma região da bacia do rio Taquari-Antas. É apresentado o resultado da simulação de um período de cerca de três anos através de gráficos das séries temporais de umidade e dos fluxos de evapotranspiração e escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo.*

A bacia do rio Taquari-Antas foi utilizada para este experimento pois o autor do trabalho está inserido no contexto do projeto “Desenvolvimento e apoio à implantação de uma estratégia integrada de prevenção de riscos associados a regimes hidrológicos na Bacia do Taquari-Antas RS”, desenvolvido pelo Centro Universitário de Estudos e Pesquisa Sobre Desastres (CEPED/UFRGS), havendo disponibilidade de dados para a modelagem.

Assim, as simulações foram realizadas para uma parte de uma mini-bacia da bacia hidrográfica do rio Taquari-Antas localizada próximo à estação telemétrica do INMET de Bento Gonçalves (Figura 26), a fim de utilizar dados pluviométricos e climatológicos disponíveis para o local. No contexto deste trabalho, uma mini-bacia é definida como a região de drenagem de um determinado trecho de rio, definido entre duas confluências ou entre uma confluência e uma nascente. Como a mini-bacia selecionada contém áreas urbanas, de floresta e de campo, optou-se por fazer uma simulação apenas para a região de floresta, representante de cerca de 43% da área da mini-bacia.

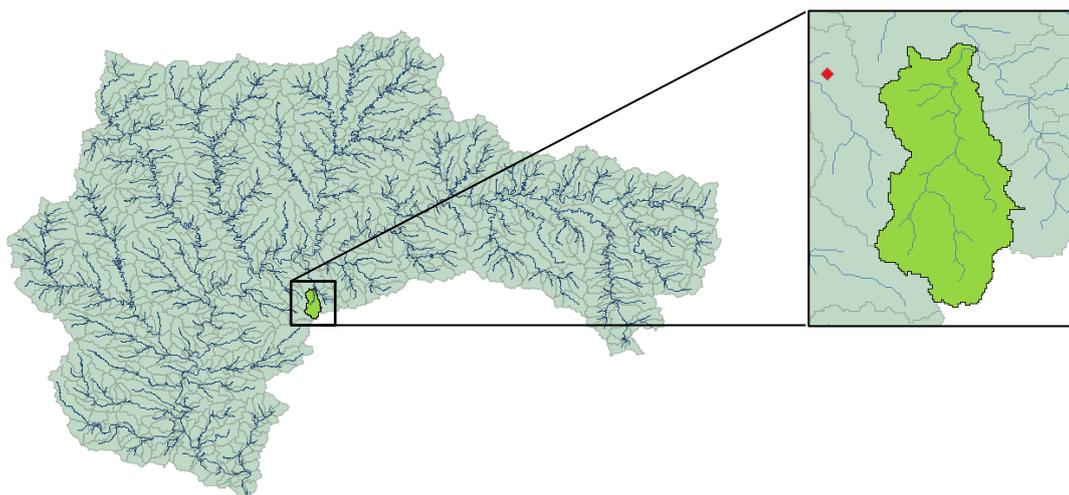


Figura 26. Localização da mini-bacia utilizada na simulação na bacia do rio Taquari-Antas. O detalhe apresenta a mini-bacia com a rede de drenagem discretizada para cálculo da densidade de drenagem. O ponto vermelho indica o posto pluviométrico do INMET de Bento Gonçalves.

A seguir é apresentada a metodologia de obtenção dos parâmetros necessários para a simulação, e a Tabela 8 apresenta um resumo dos valores dos parâmetros obtidos.

(a) As **informações topográficas da mini-bacia** foram obtidas através do processamento de um modelo digital de elevação (MDE) do SRTM 90 m (Jarvis et al., 2008) com o pacote ArcHydro do ArcGIS® (Maidment, 2002) e o programa PrePro-MGB-IPH (disponível em <http://www.ufrgs.br/hge/mgb-iph/downloads/>), desenvolvido para pré-processamento de dados do modelo MGB-IPH. Com o ArcHydro foi obtida a rede de drenagem da bacia do Taquari-Antas, utilizando como critério de início da rede de drenagem uma área de drenagem mínima de 40.5 km<sup>2</sup>, sendo que a partir desta rede o pacote delineou 980 mini-bacias (Figura 26). A mini-bacia selecionada, próxima à estação telemétrica de Bento Gonçalves, está apresentada na Figura 26.

(b) Para cálculo da **distância média entre o divisor de águas e a rede de drenagem** (parâmetro do fluxo sub-superficial) é necessário obter a densidade de drenagem da mini-bacia. Assim, utilizou-se uma rede de drenagem discretizada com um critério de área mínima de 0.81 km<sup>2</sup>, fazendo a rede calculada próxima à observada através de imagens de satélite (Detalhe da

Figura 26). Assim, a densidade de drenagem e o comprimento da rampa calculados foram  $D_d=0.64 \text{ km}^{-1}$  e  $L=770 \text{ m}$ , respectivamente.

- (c) A **declividade** da mini-bacia foi calculada através do programa PrePro-MGB-IPH, tendo como dados de entrada o MDE e a rede de drenagem. O processo envolve a determinação do afluente mais longo da mini-bacia, definido como o trecho de drenagem fictício mais extenso encontrado no modelo digital de elevação até alcançar a rede de drenagem verdadeira. Calcula-se então a diferença de cotas entre os pixels mais alto e mais baixo deste afluente, e a declividade é computada pela razão entre esta diferença e o comprimento do afluente. O comprimento do rio é calculado por um algoritmo apresentado em Paz et al. (2008). A declividade final obtida foi  $21.6 \text{ m/km} = 1.23^\circ$ . Além disso, a área de drenagem da mini-bacia foi calculada em  $52 \text{ km}^2$ . Uma forma mais correta de derivar a declividade da rampa poderia ser através de um mapa de declividades, onde se calcularia a média das declividades do terreno.
  
- (d) A **série histórica de precipitação** foi obtida junto ao INMET para a estação automática Bento Gonçalves (00086979) para o período de Junho de 2009 a Outubro de 2014. Os dados têm resolução temporal horária, e para o passo de tempo de 10 minutos utilizado neste modelo procedeu-se a uma discretização desta série, onde a chuva de uma determinada hora foi dividida igualmente em seis intervalos de 10 minutos.
  
- (e) Os **dados climatológicos** utilizados para o cálculo de evapotranspiração foram informações de normais climatológicas 1960-1990, com médias mensais da estação climatológica convencional Bento Gonçalves (00083941) para as variáveis temperatura do ar, umidade relativa, insolação, velocidade do vento e pressão atmosférica.
  
- (f) O **solo da mini-bacia** é classificado como Argissolo Vermelho Alumínico Típico, contendo alto teor de alumínio com material de origem basáltico e profundidade menor que  $1.5 \text{ m}$ , de acordo com o mapa de solos RADAM-Brasil (DRH/SEMA, 2011). Assumindo a profundidade de  $1.5 \text{ m}$ , adotou-se

para a **zona das raízes** um valor de 1 m. Além disso, assumindo umidade residual 0.095 e porosidade 0.41, o **parâmetro Wm** é estimado em 515 mm.

- (g) Os parâmetros descritivos do solo e dos processos hidrológicos variam de acordo com o tipo de cobertura vegetal e solo (que poderiam assumir a nomenclatura Unidade de Resposta Hidrológica (URH)) (Beven, 2001b). Assim, os testes serão feitos para apenas uma URH que compõe a mini-bacia, correspondente a **floresta com solo argiloso**. Esta URH corresponde a 43% da área da mini-bacia. Os parâmetros declividade e densidade de drenagem, apesar de terem sido derivados para toda a mini-bacia, serão utilizados para a simulação desta URH. Demais URHs desta mini-bacia são área urbana e campos de agricultura, e não serão simuladas aqui.
  
- (h) O **parâmetro b** de escoamento superficial foi obtido através da calibração do modelo MGB-IPH para a bacia Taquari-Antas (realizada no contexto do Projeto Taquari-Antas do CEPED), sendo igual a 0.04. Destaca-se que este modelo utiliza parâmetros representativos de uma grande bacia, e deve ser usado com cautela para modelar a mini-bacia aqui proposta.
  
- (i) Como já mencionado anteriormente, o **passo de tempo** utilizado é de 10 minutos. Assumiu-se que um erro de 0.5% no balanço de massa é satisfatório para os objetivos do trabalho. Os resultados mostrados a seguir apresentam uma simulação de 150,000 intervalos de tempo, equivalente a um período de cerca de dois anos e 10 meses, iniciando em 10/06/2009 e terminando em 17/04/2012.
  
- (j) Na transição entre **condições de contorno** do tipo Neumann e Dirichlet, em alguns intervalos de tempo a solução convergiu apenas para um erro de  $10^{-3}$ . Assim, para evitar a não-convergência para o erro adotado de  $10^{-6}$ , estabeleceu-se um número máximo de cinco iterações por intervalo de tempo. O número de iterações médio durante o período de simulação foi cerca de 1.5 iterações por intervalo de tempo.

Tabela 8. Valores dos parâmetros utilizados na simulação do balanço hidrológico vertical.

<b>Parâmetro</b>	<b>Valor</b>
$\theta_s$	0.41
$\theta_r$	0.095
$\alpha$ (m <sup>-1</sup> )	1.9
$n$	1.31
$K_s$ (m/dia)	0.022
$b$ (parâmetro de escoamento superficial)	0.04
$Wm$ (mm)	515
$\Delta t$ (min)	10
Nº de camadas	150
Profundidade da zona das raízes (m)	1
Profundidade do solo (m)	1.5
Declividade (°)	1.23
Distância média entre divisor de água e rede de drenagem (m)	700
Índice de área foliar	7
Albedo	0.13
Resistência superficial (s.m <sup>-1</sup> )	90
Altura média das árvores (m)	10
Condição inicial ao longo do perfil de solo ( $\psi$ em m)	-1
Erro	10 <sup>-6</sup>

### Resultados da simulação

A seguir são apresentados os resultados da simulação para o período de 10/06/2009 a 17/04/2012 para a região de floresta com solo argiloso da mini-bacia selecionada. As Figuras 27-32 apresentam, nesta ordem: série de precipitação utilizada, escoamento superficial, umidade, escoamento sub-superficial, escoamento subterrâneo e evapotranspiração.

O processo de geração de escoamento superficial foi influenciado principalmente pelo excesso de infiltração. A média anual (período de 2.85 anos) de fluxo hortoniano foi

de 976 mm/ano, em comparação a 127 mm/ano para fluxo dunniano. De fato, em muitos intervalos de tempo houve saturação da primeira camada de solo. A consideração de que todo o volume armazenado na superfície escoava livremente colaborou para a preponderância do fluxo hortoniano. A adoção de um critério de lâmina armazenada mínima para geração de escoamento superficial, como no modelo SWAP, pode ser futuramente considerada. Por outro lado, o fluxo dunniano, fortemente dependente da relação  $W/W_m$  do solo (umidade, Figura 29), foi pequeno pois em nenhum momento o solo chegou à saturação completa. Neste trabalho o escoamento dunniano do modelo multicamadas foi calculado a partir da umidade integrada ao longo de toda a coluna de solo, apresentando valores baixos. Talvez uma representação mais correta fosse a consideração apenas da umidade referente às primeiras camadas do solo.

A estratégia adotada para cálculo do escoamento sub-superficial, considerando a propagação em uma rampa, gerou valores extremamente baixos, da ordem de grandeza de  $10^{-6}$  mm/ $\Delta t$ . A representação de macroporos neste modelo poderia servir para aumentar o fluxo sub-superficial, além de agregar mais sentido físico, considerando o papel fundamental destes no fluxo de água no solo.

Por outro lado, a defasagem entre os picos dos fluxos superficial e sub-superficial durante eventos de chuva foi bem representada, com o pico do segundo ocorrendo alguns intervalos de tempo após o do primeiro. Isto ocorreu pois o pico do escoamento sub-superficial acontece no momento após o evento de chuva em que há maior umidade ao longo da coluna de solo, sendo dependente do fluxo de água ao longo desta. O escoamento superficial, por outro lado, tem seu máximo no mesmo intervalo de tempo que o pico da chuva.

A consideração de drenagem livre no fundo da coluna de solo resultou num padrão interessante de representação do sistema. As variações do fluxo subterrâneo não refletem os eventos de chuva isolados, mas sim um período chuvoso. Assim, os picos existentes no hidrograma da Figura 31 são provenientes da lenta distribuição de água no solo, ocorrendo alguns meses após os picos do período de chuvas, estando em acordo com os picos da umidade (Figura 29). A hipótese de drenagem livre pode não ser correta para este tipo de solo, cuja profundidade média  $< 1.5$  m indica um perfil raso, onde poderia haver ascensão capilar do lençol freático. De Rosnay et al. (2002) utilizam esta mesma hipótese na formulação de um Land Surface Model e argumentam que esta é uma solução válida dada a falta de dados de profundidade de solo e a dificuldade em parametrizar os processos de troca aquífero-solo.

Pretende-se, como futura melhoria deste trabalho, incorporar a profundidade do lençol freático no modelo. O cálculo da superfície do lençol freático pode ser realizado com o método apresentado por Fan & Miguez-Macho (2010) e Fan et al. (2014), utilizando como dados de entrada a taxa de recarga da região (obtida a partir do filtro de vazão de base apresentado em Collischonn & Fan (2013)), transmissividade do aquífero (mapas de províncias hidrogeológicas) e modelo digital de elevação. O resultado do método é uma matriz numérica das profundidades do lençol freático (arquivo raster), pixel a pixel ao longo da bacia estudada. Neste caso, a condição de contorno de fundo seria alterada para o tipo Dirichlet, com um potencial mátrico nulo assumido no nível da água subterrânea.

A evapotranspiração ocorreu à taxa máxima durante todo o período, não sendo influenciada pelo conteúdo de água na zona das raízes, pois este sempre se manteve acima do limite de  $0.5 \cdot W_m$  abaixo do qual ocorre diminuição do processo (Figura 32).

Por fim, é importante notar que todos os parâmetros utilizados podem ser obtidos diretamente através de medições de campo, exceto o parâmetro  $b$ . Entretanto, a física do sistema ainda não está satisfatoriamente descrita, havendo ainda fatores a representar, como a presença de macroporos, que apesar de complexa modelagem, influenciam significativamente os resultados.

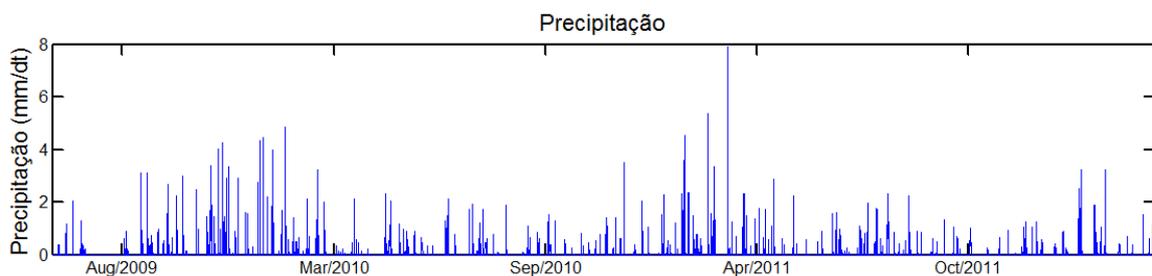


Figura 27. Precipitação para o período simulado de 10/06/2009 a 17/04/2012.

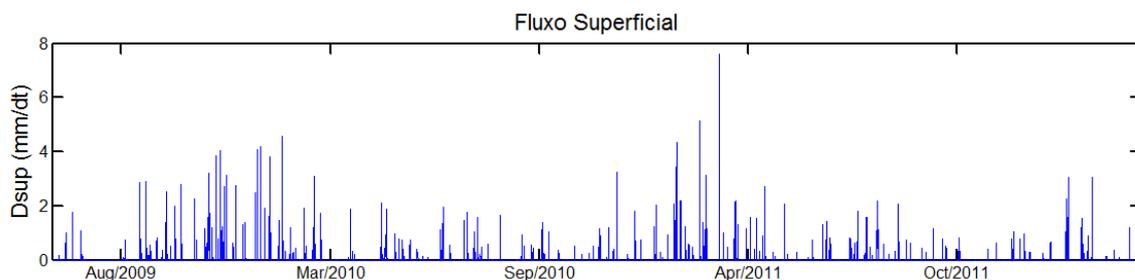


Figura 28. Escoamento superficial para o período simulado.

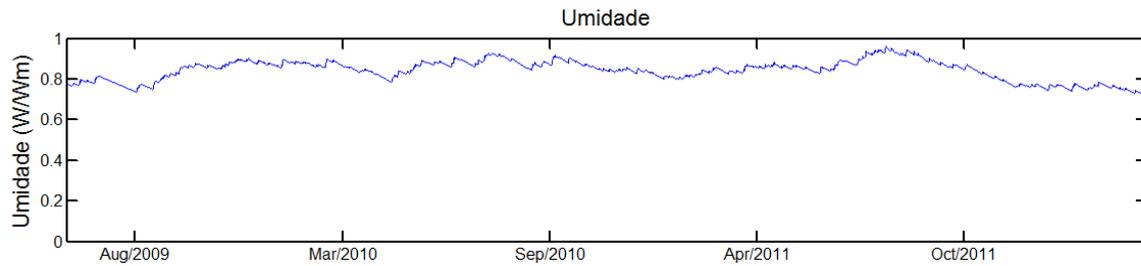


Figura 29. Umidade efetiva do solo para o período simulado.

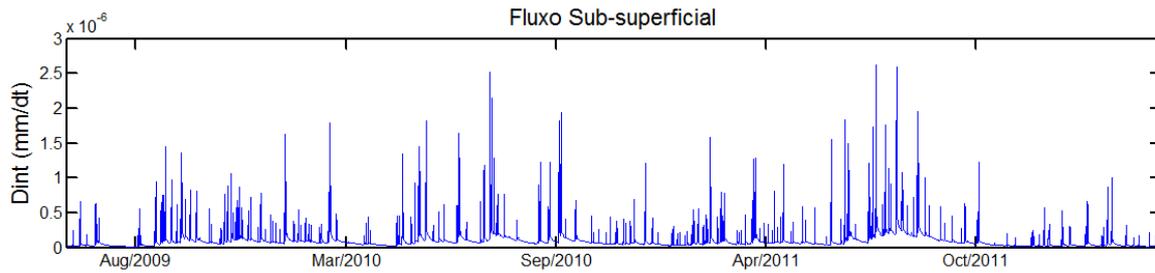


Figura 30. Escoamento sub-superficial para o período simulado.

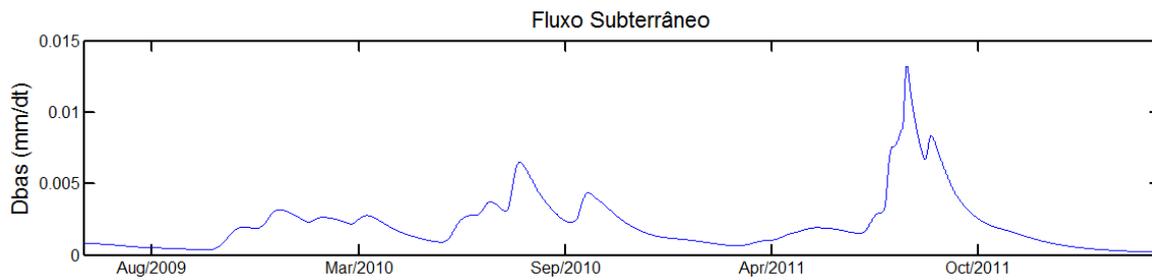


Figura 31. Escoamento subterrâneo para o período simulado.

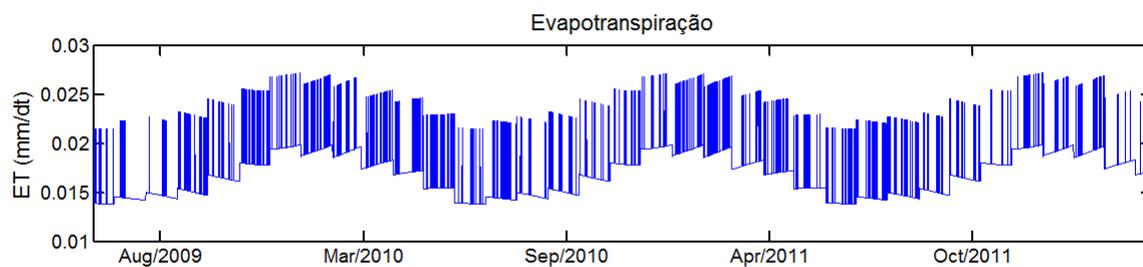


Figura 32. Evapotranspiração para o período simulado.

## Limitações do modelo

Os resultados mostrados acima refletem um esforço de representação de maior base física dos processos hidrológicos, em comparação com as estratégias adotadas em muitos modelos de grandes bacias. Entretanto, simplificações foram adotadas, e as seguintes limitações do modelo podem ser identificadas:

- Interceptação vegetal com um parâmetro de limite máximo arbitrado. É necessário incorporar um modelo mais complexo que leve em consideração a precipitação;
- Uso de dados climatológicos baseados nas normais climatológicas, sendo utilizados valores mensais de temperatura, umidade relativa do ar, velocidade do vento, etc. Uma distribuição ao longo do dia seria bem mais correta, representando por exemplo as variações de temperatura diurnas, fundamental para descrição da evapotranspiração. Além disso, durante eventos de chuva há menor evapotranspiração, o que não foi considerado nas simulações rodadas;
- “Upscaling” de parâmetros locais do solo, como os parâmetros da curva de retenção e condutividade hidráulica saturada, com a extrapolação destes valores para uma grande área;
- Utilização de um único valor para cada parâmetro descritor do solo. Poderia-se considerar um decaimento exponencial da condutividade hidráulica, como utilizado no modelo TOPMODEL (Beven & Kirkby, 1979), refletindo efeitos como a compactação do solo com a profundidade;
- Uso do parâmetro  $b$  de escoamento superficial importado de um modelo de grandes bacias para representar distribuição da fração de áreas saturadas;
- Consideração de drenagem livre no fundo da coluna de solo. O solo da região simulada é raso ( $< 1.5$  m), e esta hipótese talvez não seja representativa do sistema;
- Fluxos sub-superficial e subterrâneos não consideram macroporos;
- Por fim, o modelo proposto é de difícil validação, dado que simula uma única coluna de solo. Pretende-se acoplá-lo a um modelo de grandes bacias para verificação dos resultados;
- Ao passo que o fluxo sub-superficial é propagado ao longo da rampa da mini-bacia, os fluxos superficial e subterrâneo não sofrem propagação. Esta diferença conceitual dificulta a comparação entre as ordens de grandeza dos escoamentos, bem como uma correta interpretação da defasagem entre picos dos diferentes

processos (poderia-se utilizar, por exemplo, a estratégia de reservatórios lineares adotada no MGB-IPH (Collischonn, 2001)).

#### **Experimento 4: Comparação entre modelo de balanço hidrológico vertical e modelo bucket**

**Objetivo do experimento:** *comparar os resultados da simulação do modelo de balanço hidrológico vertical proposto com um modelo bucket baseado no MGB-IPH. Duas estratégias diferentes de comparação dos modelos foram adotadas, conforme descrito a seguir.*

A fim de comparar o modelo multi-camadas com o modelo tipo bucket, duas estratégias foram adotadas:

- Avaliação de três diferentes simulações com o modelo bucket, variando o parâmetro  $W_m$ , que descreve a capacidade máxima média de armazenamento do solo;
- Calibração do fluxo sub-superficial do modelo multi-camadas, a fim de gerar um escoamento sub-superficial com a mesma ordem de grandeza que o modelo bucket.

Os testes do modelo bucket foram realizados para a mesma mini-bacia e período de simulação do Experimento 3. A mesma condição inicial também foi aplicada, equivalente a um potencial mátrico de -1 m ao longo de toda coluna do solo, ou a uma relação  $W/W_m \approx 0.8$ . Os únicos parâmetros que diferem do modelo multi-camadas são  $K_{int}$  e  $K_{bas}$ , termos dos fluxos sub-superficial e subterrâneo, respectivamente, cujos valores adotados foram 2 mm/dia e 0.45 mm/dia, respectivamente.

#### **Avaliação do parâmetro $W_m$**

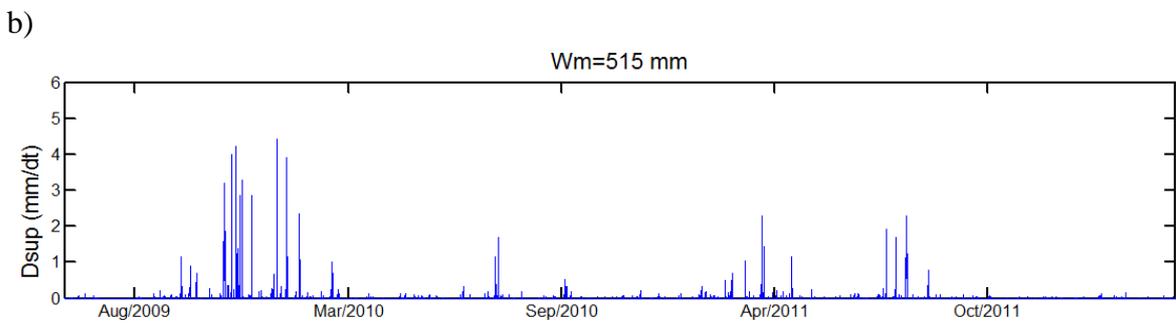
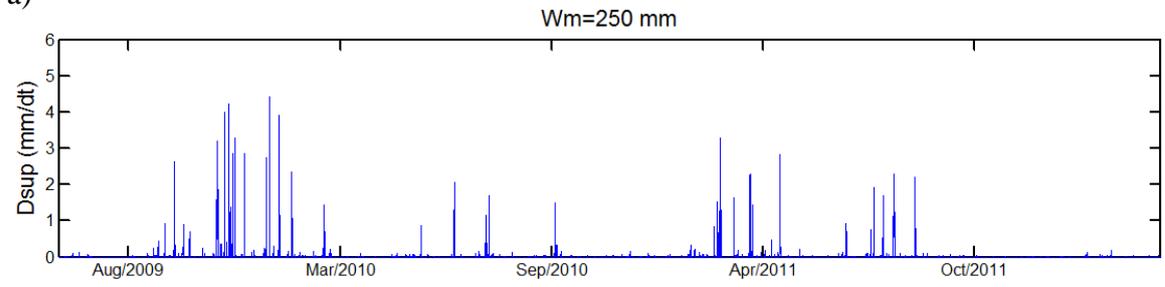
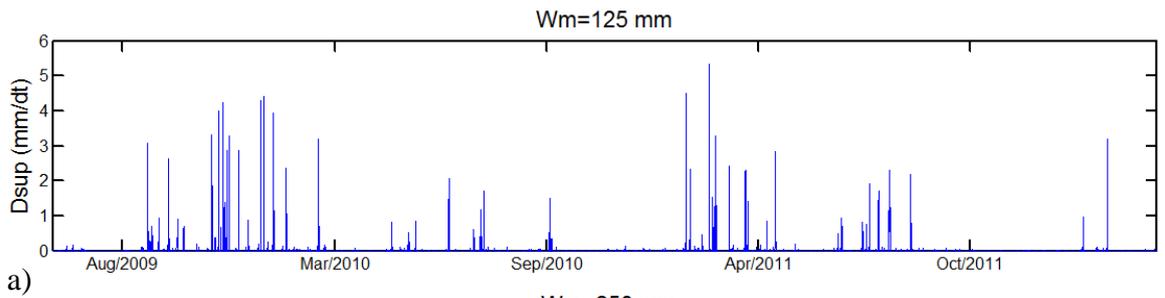
O primeiro experimento foi realizado variando os valores de  $W_m$  do modelo bucket. Este é um dos principais parâmetros calibráveis do MGB-IPH, sendo que a calibração para a bacia do Taquari-Antas forneceu um valor de 125 mm para a região que compreende a mini-bacia aqui simulada. Entretanto, considerando um solo de 1.5 m de profundidade, umidade residual de 0.095 e porosidade 0.41, um valor de  $W_m$  mais

coerente seria da ordem de 515 mm (conforme utilizado na simulação multi-camadas). Esta diferença pode ser (i) porque o solo da bacia calibrada não é majoritariamente argiloso ou apresenta profundidade significativamente menor que 1.5 m, ou (ii) porque a calibração do bucket acabou por compensar a ausência de uma maior base física no modelo.

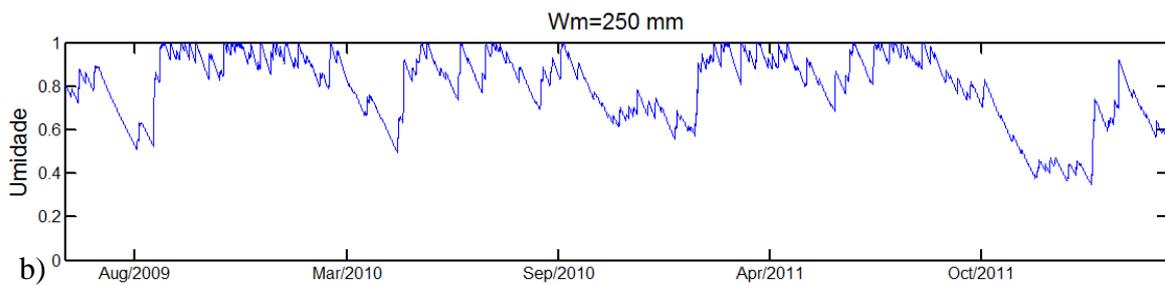
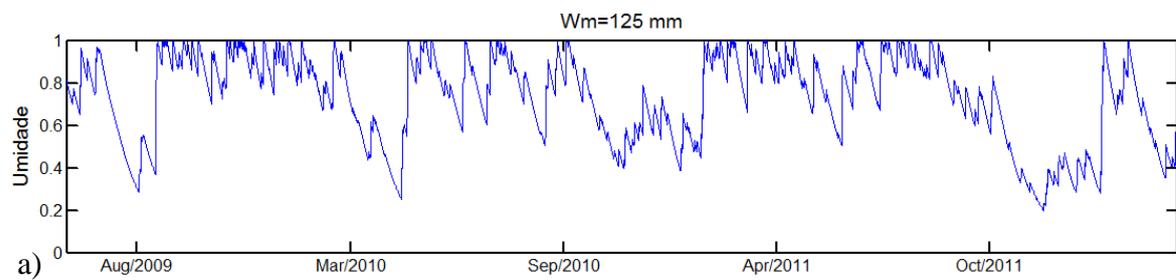
As Figuras 33 e 34 apresentam o escoamento superficial e a umidade resultantes das simulações do modelo bucket com  $W_m$  125, 250 e 515 mm. O escoamento superficial é apenas gerado pelo processo dunniano, e apresentou valores bem superiores ao escoamento dunniano do modelo multi-camadas, devido à saturação da coluna do solo, que ocorreu várias vezes. Por outro lado, no modelo multi-camadas o escoamento hortoniano gerou picos mais intensos e mais distribuídos ao longo do tempo.

Além disso, o gráfico de umidade do solo (Figura 34) mostra que o bucket  $W_m=515$  mm apresenta um comportamento mais parecido com o modelo multi-camadas (Figura 29), mantendo-se próximo à umidade de 0.8.

Por fim, os fluxos subterrâneos apresentam comportamentos bastante distintos entre os dois modelos. Ao passo que no multi-camadas os picos decorrentes de um longo período chuvoso, no bucket eles ocorrem como resposta a cada evento de chuva, já que a formulação adotada diz que o fluxo subterrâneo é proporcional ao valor de  $W/W_m$ . Estes efeitos podem ser reflexo da influência de caminhos preferenciais, já que na ausência destes (modelo multi-camadas) os fluxos de água em meio argiloso são muito lentos. Os gráficos dos fluxos subterrâneos não foram apresentados, pois possuem o mesmo comportamento da umidade do solo (Figura 34), dado que são modelados pela multiplicação entre uma constante ( $K_{bas}$ ) e a umidade (equação 60).



b)   
 c)   
 Figura 33. Escoamento superficial para o modelo bucket com (a)  $W_m=125$  mm, (b)  $W_m=250$  mm e (c)  $W_m=515$  mm.



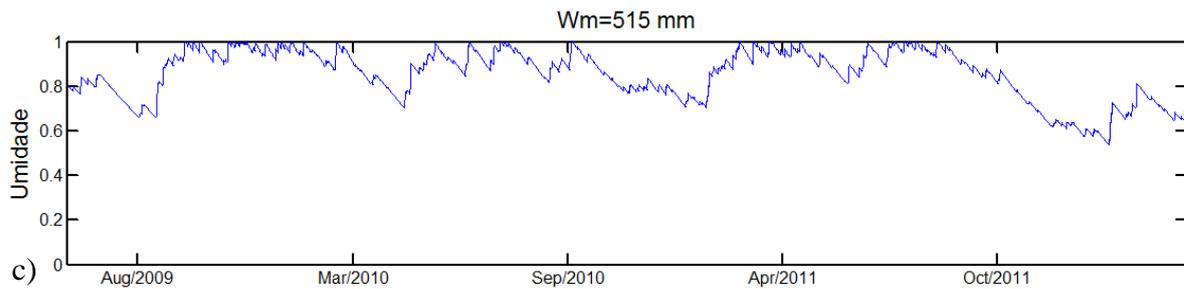


Figura 34. Umidade para o modelo bucket com (a)  $W_m=125$  mm, (b)  $W_m=250$  mm e (c)  $W_m=515$  mm.

### Calibração do fluxo sub-superficial

O segundo experimento realizado envolveu a calibração do modelo multi-camadas a fim de que o fluxo sub-superficial na saturação seja igual ao fluxo sub-superficial do modelo bucket na saturação. Este experimento é justificado pois este fluxo no modelo multi-camadas apresentou ordem de grandeza muito pequena ( $10^{-6}$ ), podendo explicar a pequena variação da umidade ao longo do tempo.

Assim, a igualdade abaixo foi resolvida, considerando o fluxo de saída de cada camada, e que o fluxo sub-superficial do modelo bucket pode ser dividido igualmente para as 150 camadas:

$$\frac{Ks \cdot \partial z \cdot tg\alpha}{2L} C = \frac{Kint}{150} \quad (64)$$

onde  $Ks$  é a condutividade hidráulica saturada (neste caso igual a 20 mm/d),  $\partial z$  a espessura de cada camada (1.5/150),  $tg\alpha$  a declividade do terreno (0.0215),  $L$  a distância do divisor de água até a rede de drenagem (700 m),  $C$  a constante de calibração e  $Kint$  o parâmetro de fluxo sub-superficial do modelo bucket (2 mm/d).

Obteve-se um valor de  $C=4284$ . O modelo multi-camadas foi simulado novamente com esta constante, e os resultados do fluxo sub-superficial de ambos os modelos (multi-camadas e bucket com  $W_m=515$  mm) estão na Figura 35.

O modelo bucket apresentou saturação completa em alguns momentos, gerando valores superiores de fluxo sub-superficial. Além disso, o decréscimo no modelo bucket

para valores menores de  $W/W_m$  é menor que o da função condutividade hidráulica no modelo multi-camadas, de forma que os valores do modelo bucket foram superiores na maior parte do tempo superiores.

Além disso, da mesma forma que para o modelo multi-camadas não calibrado, os picos dos modelos multi-camadas e bucket ocorreram no mesmo intervalo de tempo.

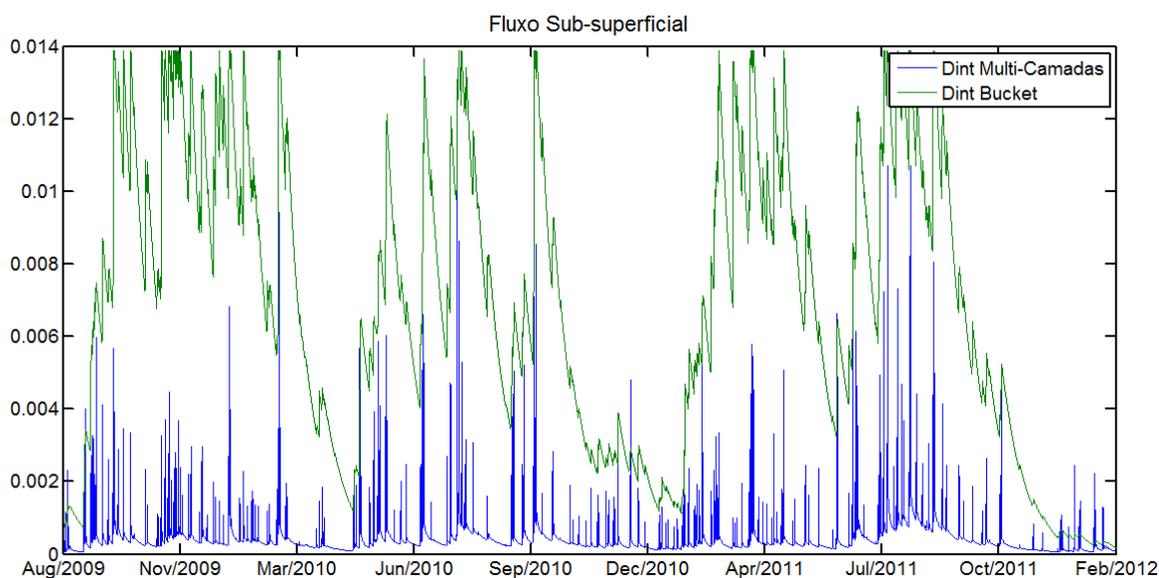


Figura 35. Fluxo sub-superficial para os modelos bucket  $W_m=515$  mm e multi-camadas, após a calibração do fluxo sub-superficial do modelo multi-camadas.

### Considerações sobre os modelos multi-camadas e bucket

A Tabela 9 apresenta um resumo das simulações realizadas com os modelos multi-camadas e bucket, apresentando as médias anuais dos fluxos superficial, sub-superficial e subterrâneo e evapotranspiração para o período simulado.

Nota-se que o fluxo superficial do modelo multi-camadas apresentou valores muito elevados (1103 mm/ano), sendo o processo hortoniano responsável por 976 mm/ano destes, contra 127 mm/ano pelo processo dunniano. Além disso, o balanço de massas anual não foi satisfeito ( $P-(ET+D_{sup}+D_{int}+D_{bas})\cdot\Delta t=W_f-W_0$ ), o que ainda não foi entendido completamente. Pretende-se explorar este erro em próximos desenvolvimentos do trabalho. Por outro lado, para o modelo bucket o balanço de massas foi satisfeito, já que a equação da continuidade é resolvida explicitamente neste. As médias anuais de fluxo superficial

apresentam valores semelhantes da ordem de 500 mm/ano, diminuindo nas representações com menor  $Wm$ .

O fluxo subterrâneo aparenta ser subestimado com a condição de drenagem livre, e a incorporação do nível das águas subterrâneas pode ser uma boa estratégia a ser adotada no modelo. Por outro lado, a principal diferença entre os modelos residiu no fluxo sub-superficial, que apresentou valores bem inferiores no modelo multi-camadas. Entretanto, deve-se considerar que estes fluxos não são diretamente comparáveis, visto que no multi-camadas há a consideração de propagação dentro da mini-bacia, ao passo que no bucket o volume gerado é apenas o que sai da coluna.

O modelo bucket apresenta maiores variações de umidade ao longo do tempo. A representação dos lentos fluxos de água no solo argiloso apresentados no modelo multi-camadas podem não ser muito representativos da realidade devido à ausência de macroporos.

Também é importante ressaltar que os fluxos superficial, sub-superficial e subterrâneo retirados da coluna de solo não chegam ao mesmo tempo ao exutório da mini-bacia, devendo ser considerado para isso um retardo devido à propagação dentro da área. No modelo multi-camadas, apenas o fluxo sub-superficial é propagado ao longo da rampa. Pretende-se em desenvolvimento futuro implementar uma rotina hidráulica no sistema.

A fim de melhor comparar os modelos bucket e multi-camadas, outros testes devem ainda ser realizados. Períodos mais longos e diferentes tipos de solos podem ser avaliados, e uma análise de sensibilidade do modelo multi-camadas, em termos do número de camadas com o qual o modelo se aproxima do bucket, pode ser efetuada.

Tabela 9. Valores médios anuais dos fluxos hidrológicos para os modelos multi-camadas (calibrado e não calibrado) e bucket ( $W_m=125, 250$  e  $515$  mm).

<b>Modelo</b>	<b>Precipitação (mm/ano)</b>	<b>Dsup (mm/ano)</b>	<b>Dint (mm/ano)</b>	<b>Dbas (mm/ano)</b>	<b>ET (mm/ano)</b>
MC - Dint não calibrado	1771	1103	0.0049	114	922
MC - Dint calibrado	1771	1098	19	97	922
Bucket - $W_m=125$ mm	1771	590	204	113	877
Bucket - $W_m=250$ mm	1771	495	258	126	909
Bucket - $W_m=515$ mm	1771	416	323	136	922

\*MC: Modelo Multi-Camadas; Dsup: fluxo superficial; Dint: fluxo sub-superficial;  
Dbas: fluxo subterrâneo; ET: evapotranspiração;

## 8 Conclusão

Este trabalho apresentou exercícios de modelagem buscando explorar representações matemáticas de processos hidrológicos com alta base física, com foco na descrição dos fluxos de água no solo. Foi desenvolvido um modelo de balanço hidrológico vertical baseado na equação de Richards para simular os fluxos de água ao longo de uma coluna de solo, considerando processos de interceptação vegetal, evapotranspiração e escoamentos superficial, sub-superficial e subterrâneo. O modelo foi testado em uma série de experimentos sintéticos que visaram explorar a capacidade de representar diferentes fenômenos hidrológicos. Além disso, em um experimento final onde uma região da bacia do rio Taquari-Antas foi simulada, o modelo multi-camadas aqui desenvolvido foi comparado com um modelo do tipo bucket (uma camada de solo).

A solução da equação de Richards implementada representou bem os processos de infiltração e secagem do solo, mostrando-se apta a simular o balanço hidrológico vertical proposto.

Para o período simulado de cerca de três anos em uma região de floresta com solo argiloso na bacia do rio Taquari-Antas, o escoamento superficial ocorreu principalmente pelo processo hortoniano (excesso de infiltração). Talvez o uso da umidade apenas das camadas mais superiores para a definição do processo duniano alterasse esta dinâmica. O escoamento sub-superficial apresentou um comportamento coerente durante eventos, mas a estratégia adotada de fluxo horizontal devido à declividade da rampa gerou valores de ordem de grandeza muito baixa. A existência de macroporos no solo aumenta significativamente estes fluxos, sendo a sua consideração importante em futuros desenvolvimentos. Em termos de respostas a eventos de chuva, os processos de escoamento superficial e sub-superficial apresentaram uma defasagem de picos coerente. Por outro lado, a suposição de drenagem livre para o escoamento subterrâneo gerou uma resposta sazonal, e não a eventos únicos, com picos representando um longo período chuvoso, e defasados em meses em relação a este devido à lentidão dos fluxos no solo argiloso.

Os resultados do modelo multi-camadas foram comparados a um modelo do tipo bucket, a fim de avaliar os ganhos na representação dos processos. Esta comparação não é

trivial, visto que os modelos possuem abordagens conceituais diferentes. Entretanto, apesar de não serem definitivas, algumas conclusões puderam ser traçadas. O modelo bucket tende a ter sua umidade alterada mais rapidamente, possivelmente porque ele incorpora implicitamente a existência de macroporos, o que não é feito no modelo multi-camadas. Além disso, os volumes escoados superficialmente foram gerados por mecanismos distintos – hortoniano (principalmente) para multi-camadas e dunniano para bucket. Por fim, a calibração do modelo bucket apresentado neste trabalho pode ser tendenciosa, compensando ausências como o processo de geração de escoamento hortoniano a fim de otimizar funções objetivo. A equifinalidade dos parâmetros calibráveis é uma preocupação constante na modelagem hidrológica.

Por ser uma simulação de uma única coluna de solo, a validação do modelo não pode ser abordada. Em desenvolvimento futuro deste trabalho, pretende-se agregar processos hidráulicos, além de processar diversas mini-bacias em conjunto, buscando representar a resposta de uma bacia a uma série histórica de precipitações e possibilitar comparações com dados observados.

Por fim, nesta busca por agregar sentido físico aos modelos hidrológicos de bacia, é preciso compreender alguns aspectos que cerceiam a representatividade destes modelos. Beven (2001a) cita cinco deles - não-linearidade, escala, unicidade, equifinalidade e incerteza. De fato, a dificuldade em representar os fluxos de água no solo em modelos de bacia provêm não apenas da **não-linearidade** das equações de fluxo e dos demais processos hidrológicos, mas também da incompatibilidade entre a **escala** das medidas de campo e das predições obtidas com o modelo. Os métodos de amostragem fornecem medidas pontuais das características do solo, como condutividade hidráulica, porosidade e umidade (Haverkamp et al., 1998), ao passo que o modelo necessita de estimativas para toda a bacia. A equação de Richards, por exemplo, sendo um descritor de pequena escala, não deveria ser utilizada na escala do modelo. (Beven, 2001a).

Outra grande dificuldade de modelos de bacia reside na consideração da **unicidade** de bacias individuais, respeitando que a hidrologia de cada sub-bacia é distinta e única. Talvez a compreensão da natureza e das causas desta heterogeneidade levasse a uma melhora nos modelos de base física, mas este entendimento traria mais complexidade à análise, e provavelmente novos parâmetros para descrevê-la, necessitando mais campanhas de coleta de dados e levando a mais complexidade (Beven, 2001b; Beven, 2002). Isto por

fim levaria ao aumento das **incertezas** envolvidas e ao risco de recorrer à **equifinalidade** dos parâmetros a fim de compensar tais dificuldades. No entanto, o desenvolvimento de modelos de alta base física contínua, e métodos que permitam um acoplamento robusto entre processos de superfície e sub-superfície em escala de bacia seguem como grandes desafios da ciência hidrológica.

## **8.1 Desenvolvimentos futuros**

Para desenvolvimento futuro do modelo de balanço hidrológico vertical proposto, pode-se abordar os seguintes itens:

- Aprimorar o modelo numérico, de modo a resolver alguns casos de não convergência da solução adotada;
- Aprimorar o modelo de interceptação vegetal utilizado e incorporar variações diurnas do clima;
- Acoplar modelo de superfície de água subterrânea;
- Avaliar uma menor discretização da profundidade do solo, reduzindo o número de camadas para cerca de dez unidades, a fim de reduzir o custo computacional do modelo;
- Acoplar o modelo de balanço vertical de uma mini-bacia ao modelo distribuído MGB-IPH, simulando o balanço hidrológico em diversas mini-bacias e a propagação de vazões ao longo da rede de drenagem através do módulo hidráulico do MGB-IPH. Esta seria uma forma de abordar a validação do modelo.

## 9 Referências

ABBOTT, M.B.; BATHURST, J.C.; CUNGE, J.A.; O'CONNELL, P.E.; RASMUSSEN, J. An introduction to the European Hydrological System -- Systeme Hydrologique Europeen, "SHE", 2: structure of a physically-based, distributed modelling system. *Journal of Hydrology*, v. 87, p. 61-77, 1986.

BEVEN, K. The Dalton Lecture: How far can we go in distributed hydrological modelling? *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 5, n. 1., p. 1-12., 2001a.

BEVEN, K. *Rainfall-runoff modelling: the primer*. Chichester: John Wiley & Sons LTD, 2001b. 457 p.

BEVEN, K. Towards an alternative blueprint for a physically based digitally simulated hydrologic response modelling system. *Hydrological Processes*, v. 16, p. 189-206, 2002.

BEVEN, K.; GERMANN, P. Macropores and water flow in soils. *Water Resources Research*, v. 18, n. 5, p. 1311-1325, 1982.

BEVEN, K.; KIRKBY, M. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences*, v. 24, p. 43-69, 1979.

BEVEN, K.; WARREN, R.; ZAOUI, J. SHE: towards a methodology for physically-based distributed forecasting in hydrology. *Proceedings of the IAHS Oxford Symposium*, 1980.

BROOKS, R.H.; COREY, A.T. *Hydraulic properties of porous media*. Fort Collins: Colorado State University, 1964. 30 p.

BRUTSAERT, W. *Hydrology: an introduction*. Cambridge: Cambridge University Press, 2005. 618 p.

CANADELL, J.; JACKSON, R.B.; EHLERINGER, J.R.; MOONEY, H.A.; SALA, O.E.; SCHULZE, E.D. Maximum rooting depth of vegetation types at the global scale. *Oecologia*, v. 108, p. 583-595, 1996.

CASULLI, V.; ZANOLLI, P. A nested Newton-type algorithm for finite volume methods solving Richards' equation in mixed form. *J. Sci. Comput.* 32(4), 2255-2273, 2010.

CAVIEDES-VOULLIÈME, D.; GARCÍA-NAVARRO, P.; MURILLO, J. Verification, conservation, stability and efficiency of a finite volume method for the 1D Richards equation. *Journal of Hydrology*, v. 480, p. 69-84, 2013.

CELIA, M.; BOULOUTAS, E.; ZARBA, R. A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resources Research*, v. 26, p. 1483-1496, 1990.

COLLISCHONN, W. Simulação hidrológica de grandes bacias. 194 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre Tese de doutorado. IPH-UFRGS, Porto Alegre, 2001.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. Hidrologia para Engenharia e Ciências ambientais. Porto Alegre: ABRH, 2013. 350 p.

DE ROSNAY, P.; BRUEN, M.; POLCHER, J. Sensitivity of surface fluxes to the number of layers in the soil model used in GCMs. *Geophysical Research Letters*, v. 27, n. 20, p. 3329-3332, 2000.

DE ROSNAY, P.; POLCHER, J.; BRUEN, M.; LAVAL, K. Impact of a physically based soil water flow and soil-plant interaction representation for modeling large-scale land surface processes. *Journal of Geophysical Research*, v. 107, n. D11, p. 3-1 -3-19, 2002.

DANISH HYDRAULIC INSTITUTE WATER & ENVIRONMENT (DHI). MIKE-SHE User Manual: Volume 2: Reference Guide. Hørsholm, 2007.

DEPARTAMENTO DE RECURSOS HÍDRICOS DA SECRETARIA ESTADUAL DE MEIO AMBIENTE DO RIO GRANDE DO SUL (DRH/SEMA). Plano de Bacia do Rio Taquari Antas. 2011.

DUNNE, T.; BLACK, R. Partial area contributions to storm runoff in a small New England watershed. *Water Resources Research* v. 6, n. 5, p. 1296-1311, 1970.

EVANS, R; CASSEL, D.K.; SNEED, R.E. Soil, water, and crop characteristics important to irrigation schedule, 1996. Disponível em: <<http://www.bae.ncsu.edu/programs/extension/evans/ag452-1.html>>. Acesso em 8 de nov. de 2014.

FAN, F.; COLLISCHONN, W.; REGINATO, P. Simulação da Superfície de Equilíbrio de Água Subterrânea Aproximada em Escala Regional. *Revista Brasileira de Recursos Hídricos*, v. 19, n. 3, p. 263-276, 2014.

FAN, Y.; MIGUEZ-MACHO, G. Potential groundwater contribution do Amazon dry-season Evapotranspiration. *Hydrology and Earth System Sciences*, v. 14, p. 2039-2056, 2010.

GREEN, W.H.; AMPT, G. Studies of soil physics, part I – the flow of air and water through soils. *Journal of Agricultural Science.*, v. 4, p. 1-24, 1911.

GUIMBERTEAU, M.; DUCHARNE, A.; CIAIS, P.; BOISIER, J.P.; PENG, S.; DE WEIRDT, M.; VERBEECK, H. Testing conceptual and physically based soil hydrology schemes against observations for the Amazon Basin. *Geoscientific Model Development*, v. 7, p. 1115-1136, 2014.

HAVERKAMP, R. et al. Scaling of the Richards Equation and its application to watershed modeling. In: Sposito, G. (Org.). Scale dependence and scale invariance in hydrology. Cambridge: Cambridge University Press, 1998. 438 p. 190-223.

HILLEL, D. Environmental soil physics. London: Academic Press, 2002. 771 p.

HORNBERGER, G.; RAFFENSPERGER, J.; WIBERG, P.L.; ESHLEMAN, K.N. Elements of physical hydrology. Baltimore: Johns Hopkins University Press, 1998. 307 p.

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

JARVIS, A.; REUTER, H.I.; NELSON, A.; GUEVARA, E., 2008. Hole-filled SRTM for the globe Version 4. Disponível em: <<http://srtm.csi.cgiar.org>>. Acesso em 13 de novembro de 2014.

JONES, J. P.; SUDICKY, E.A.; MCLAREN, R.G. Application of a fully-integrated surface-subsurface flow model at the watershed-scale: A case study. Water Resources Research, v. 44, p. 1-13, 2008.

LIANG, XU; LETTENMAIER, D.P.; WOOD, E.F.; BURGESS, S.J. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models. Journal of Geophysical Research, v. 99, n. D7, p. 14,415-14,428, 1994.

KAVETSKI, D.; BINNING, P.; SLOAN, S.W. Noniterative time stepping schemes with adaptive truncation error control for the solution of Richards equation. Water Resources Research, v. 38, p. 29.1–29.10, 2002.

MAIDMENT, D. (1993). Hydrology. In: MAIDMENT, D. (Org). Handbook of Hydrology. New York City: McGraw-Hill, 1993.

MAIDMENT, D. ArcHydro: GIS for water resources. Redlands: ESRI Press, 2002. 220 p.

KROES, J.G.; VAN DAM, J.C.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R.F.A.; JACOBS, C.M.J. SWAP version 3.2: Theory description and user manual. Alterra, 2008. 262 p.

MAXWELL, R.M.; PUTTI, M.; MEYERHOFF, S.B.; DELFS, J.-O.; FERGUSON, I.M.; IVANOV, V.; KIM, J.; KOLDITZ, O.; KOLLET, S.J.; KUMAR, M.; LOPEZ, S.; NIU, J.; PANICONI, C.; PARK, Y.-J.; PHANIKUMAR, M.S.; SHEN, C.; SUDICKY, E.A.; SULIS, M. Surface-subsurface model intercomparison: A first set of benchmark results to diagnose integrated hydrology and feedbacks. Water Resources Research, v. 50, n. 2, p. 1531-1549, 2014.

MEDEIROS, J. Variabilidade espacial do conteúdo de água no solo na bacia do Arroio Donato-RS. 141 f. Tese (Doutorado em Engenharia de Recursos Hídricos e Saneamento Ambiental) – Instituto de Pesquisas Hidráulicas. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre Tese de doutorado. IPH-UFRGS, Porto Alegre, 2004.

- MOORE, A. Lecture 12—The Richards Equation and Green-Ampt Infiltration, Kent State University. Disponível em: <[http://www.personal.kent.edu/~amoore5/Hydro\\_L\\_12.pdf](http://www.personal.kent.edu/~amoore5/Hydro_L_12.pdf)>. Acesso em 28 de set. de 2014.
- MOORE, R.; CLARKE, R. T. A distribution function approach to rainfall-runoff modelling. *Water Resources Research*, v. 17, p. 1367-1382, 1981.
- OVERGAARD, J.; ROSBJERG, D.; BUTTS, B. Land-surface modelling in hydrological perspective: a review. *Biogeosciences*, v. 3, p. 229-241, 2006.
- PARAJKA, J. et al. Prediction of runoff hydrographs in ungauged basins. In: BLÖSCHL, G.; SIVAPALAN, M.; WAGENER, T.; VIGLIONE, A.; SAVENIJE, H. (Org.). *Runoff prediction in ungauged basins*. Cambridge: Cambridge University Press, 2013. p. 228-269.
- PAZ, A.; COLLISCHONN, W.; RISSO, A.; MENDES, C. Errors in river lengths derived from raster digital elevation models. *Computers & Geosciences*, v. 34, p. 1584-1596, 2008.
- PITMAN, A. The evolution of, and revolution in, land surface schemes designed for climate models. *International Journal of Climatology* v. 23, p. 479-510, 2003.
- RAWLS, W.J.; BRAKENSIEK, D.L.; SAXTON, K.E. Estimation of soil water properties. *Transactions of the ASAE* v. 25, n. 5, p. 1316-1320, 1982.
- RAWLS, W.J.; AHUJA, L.R.; BRAKENBSIEK, D.L.; SHIRMOHAMMADI, A. Infiltration and soil water movement. In: MAIDMENT, D. (Org). *Handbook of Hydrology*. New York City: McGraw-Hillet, 1993.
- RICHARDS, L. Capillary conduction of liquids through porous mediums. *Physics* v. 1, p. 318-333, 1931.
- ROSENZWEIG, C. Appendix 3: Representing the land surface in global climate models . In: HILLEL, D. (Org). *Environmental soil physics*. London: Academic Press, 2002. p. 691-706.
- STRAHLER, A.N. Quantitative geomorphology of drainage basins and channel networks. In: CHOW, V.T. (Org). *Handbook of applied hydrology*. New York City: Mc-Graw-Hill, 1964.
- TODINI, E. The ARNO rainfall-runoff model. *Journal of Hydrology*, v. 175, p. 293-338, 1996.
- TUCCI, C.E.M. *Modelos hidrológicos*. Porto Alegre: ABRH, 1998. 669 p.
- TUCCI, C.E.M. Hidrologia: ciência e aplicação. In: TUCCI, C.E.M. (Org). *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: ABRH, 1993a. p.25-33.
- TUCCI, C.E.M. Interceptação. In: TUCCI, C.E.M. (Org). *Hidrologia: ciência e aplicação*. Porto Alegre: ABRH, 1993b. p. 243-252.

TUCCI, C.E.M.; BELTRAME, L.F.S. Evaporação e evapotranspiração. In: TUCCI, C.E.M. (Org). Hidrologia: ciência e aplicação. Porto Alegre: ABRH, 1993b. p. 253-287.

VAN GENUCHTEN, M. TH. A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. Soil Science Society of America Journal, v. 44, p. 892-898, 1980.

WOOD, E.F.; ROUNDYL, J.K; TROY, T.J.; VAN BEEK, L.P.H.; BIERKENS, M.F.P.; BLYTH, E.; DE ROO, A.; DÖLL, P.; EK, M.; FAMIGLIETTI, J.; GOCHIS, D.; VAN DE GIESEN, N.; HOUSER, P.; JAFFÉ, P.R.; KOLLET, S.; LEHNER, B.; LETTENMAIER, D.P.; PETERS-LIDARD, C.; SIVAPALAN, M.; SHEFFIELD, J.; WADE, A.; WHITEHEAD, P. Hyperresolution global land surface modeling: Meeting a grand challenge for monitoring Earth's terrestrial water. Water Resources Research, v. 47, p. 1-10., 2001.

WIGMOSTA, M.S.; VAIL, L.W.; LETTENMAIER, D.P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain. Water Resources Research, v. 30, n. 6, p. 1665-1679, 1994.