

XIX SIMPÓSIO BRASILEIRO DE RECURSOS HÍDRICOS

MODELAGEM NUMÉRICA DO FLUXO DE ÁGUA EM SOLOS NÃO-SATURADOS

Igor da Silva Rocha Paz¹; Luisa Carla Alencar Menezes²; Carlos Alexandre Bastos de Vasconcellos³; Otto Corrêa Rotunno Filho⁴; Jose Carlos Cesar Amorim⁵; Kary de Paiva⁶

Resumo – A importância da zona não-saturada como parte integrante do ciclo hidrológico é reconhecida de longa data. Boa parte dos processos físicos, químicos e biológicos que ocorrem na biosfera encontram-se restritos a esta estreita camada. O transporte de solutos, a salinização do solo, precipitação e dissolução de minerais são todos exemplos de processos relacionados à zona vadosa. Šimůnek e Bradford, (2008). Com a criação de novas ferramentas de modelagem e com a evolução dos computadores, houve uma retomada no estudo das interações entre a atmosfera e a superfície do solo. Estas pesquisas envolvem o estudo das trocas de energia no contínuo solo-planta-atmosfera e o transporte de massa próximo da superfície. Zhao *et al.*, (2010). A evapotranspiração e o armazenamento da água no solo, por exemplo, são fenômenos complexos que exercem grande influência na distribuição e na qualidade dos recursos hídricos. Considerando a quantidade de fatores intervenientes como a variabilidade do solo e a não linearidade das equações de governo, o seu estudo só veio a ter impulso nas últimas décadas. O objetivo deste trabalho consiste em avaliar o desempenho da ferramenta computacional Hydrus na simulação do transporte de massa na zona não-saturada do solo. Para tanto, estudos consagrados na literatura em uma e duas dimensões foram utilizados como referência.

Abstract – The importance of the unsaturated zone as part of the hydrological cycle is recognized since the old times. Much of the physical, chemical and biological processes that occur in the biosphere are limited to this thin layer. The solute transport, soil salinization, mineral precipitation and dissolution are all examples of processes related to the vadose zone. Upon the creation of new modeling tools and the evolution of computers, there was a revival in the study of interactions between the atmosphere and the soil surface. These researches involve the exchange of energy in the continuum soil-plant-atmosphere and mass transport near the surface. Evapotranspiration and soil water storage, for example, are complex phenomena that exert great influence on the distribution and quality of water resources. As a result of the amount of intervening factors such as soil variability and nonlinearity of the governing equations, its study only moved forward in the most recent decades. The purpose of this work is to evaluate the performance of Hydrus computational tool to simulate the mass transport in the unsaturated zone of the soil. For such purpose, studies established in the literature in one and two dimensions were used as a reference.

Palavras-Chave – Meio poroso, infiltração e solo não-saturado.

1. Aluno do Instituto Militar de Engenharia - IME, igor paz@gmail.com

2. Aluna do IME, luisacarlaam@hotmail.com

3. Professor do IME, vasconcellos@ime.eb.br

4. Professor da Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, ottorotunno@oi.com.br

5. Professor do IME, jcamorim@ime.eb.br

6. Aluno da UFRJ, kary.paiva@gmail.com

1. INTRODUÇÃO

A água é um recurso vital na superfície da Terra, sendo necessária tanto para as necessidades humanas quanto para os ecossistemas naturais. Com o crescimento da população, também cresceu a demanda por recursos hídricos. Assim, seja para a produção de bens de consumo ou alimentos, seja para suprir as necessidades humanas ou ambientais, a água está se tornando um recurso cada vez mais escasso. [Postel, \(1997\)](#).

Desse modo, os processos ambientais relacionados à zona vadosa tornaram-se de extrema relevância para a garantia da quantidade e da qualidade dos recursos naturais. Os estudos iniciais da zona não-saturada preocupavam-se com o abastecimento de água e com o manejo do solo para a produção agrícola. Nos últimos anos, porém, este interesse migrou para a qualidade do ambiente subterrâneo, visto que a zona vadosa é afetada por atividades agrícolas, industriais e urbanas.

Nas últimas décadas, registra-se um progresso considerável na compreensão conceitual e descrição matemática do fluxo de água e processos de transporte de solutos na zona não saturada. Uma variedade de modelos analíticos e numéricos encontra-se disponível para prever o fluxo de água e/ou processos de transferência de soluto entre a superfície do solo e do lençol freático. [Šimůnek e Bradford, \(2008\)](#).

Os modelos se mostraram ferramentas válidas cientificamente e práticas no dia-a-dia para avaliar o efeito a médio e longo prazo de mudanças na vegetação e na evapotranspiração de uma bacia hidrográfica. [Zhang et al., \(2001\)](#). Infelizmente, as soluções analíticas não se aplicam a situações mais complexas ou quando os modelos numéricos não podem ser derivados. Exemplos desta situação são: o fluxo transiente de água, o transporte de solutos em não-equilíbrio e as reações não-lineares. [Van Genuchten, \(1976\)](#).

A combinação de análises empíricas de dados e modelagem pode ser uma ferramenta poderosa no estudo de sistemas complexos. A análise empírica de dados e os esforços de coleta de dados podem receber contribuições das atividades de modelagem e vice-versa. Essas ferramentas utilizadas em conjunto, além de permitirem a compreensão hipóteses, de mecanismos e fatores contribuintes para um determinado processo ambiental, servem, ainda, de referencial teórico e metodológico para outros estudos. [Bossel, \(2007\)](#).

Os modelos mais populares de transporte na zona vadosa utilizam a equação de Richards para fluxo variavelmente saturado e modelos com base na equação de convecção-dispersão (Fickianos) para transporte de solutos. Soluções determinísticas dessas equações clássicas têm sido utilizadas para a previsão de movimento de água e de solutos na zona vadosa, assim como para análises laboratoriais específicas ou experiências de campo envolvendo o fluxo de água e/ou transporte de soluto na zona não-saturada. [Vasconcellos e Amorim \(2001\)](#)

2. ANTECEDENTES

Darcy (1856), publicou o trabalho que o fez conhecido nas gerações seguintes, permitindo a compreensão quantitativa do movimento da água abaixo da superfície do solo. O texto introduz o conceito de fluxo potencial o qual está diretamente relacionado ao gradiente de energia potencial e à permeabilidade do meio.

No início da década de 70, Boussinesq (1870) ampliou a lei de Darcy incluindo a possibilidade da água encher ou ser drenada do meio. Esta extensão aplica-se a problemas onde há superfície livre e foi útil tanto para o projeto de diques quanto para a irrigação de campos.

Slichter (1899), por sua vez, publicou um artigo fornecendo a primeira fonte enciclopédica de soluções da equação de Darcy. Fora a rigorosa base conceitual provida pelas descobertas de Darcy, Slichter gerou soluções exatas para o fluxo e para a carga no entorno de poços bombeados dentre outras condições de contorno em problemas de suprimento de água subterrânea.

O fim do século XIX foi marcado pelo estudo do fluxo de água em meio poroso saturado. Contudo, Buckingham (1907) propõe a aplicação da lei de Darcy para os sistemas não-saturados considerando o termo de condutividade como função do grau de saturação do solo e inserindo as pressões capilares induzidas (menores que zero) no termo do potencial hidráulico.

Outra contribuição significativa desta mesma época foi dada por Green e Ampt (1911), que ao atacarem o problema da infiltração da água no solo modelando o meio como uma coleção de tubos capilares paralelos preenchidos da condição seca até a saturação, desenvolveram uma abordagem alternativa, poderosa e acurada para o escoamento em meios porosos.

Em 1931, Richards (1931) passou a derivar a equação de governo para o fluxo em solos não-saturados, tendo a mesma se consagrado como Equação de Richards. A redor da mesma data, Haines (1930) apresenta o processo conhecido como histerese, mostrando que mesmo em um meio idealizado, o avanço do fluido no meio poroso é altamente não-linear, ocorrendo em sequência de saltos com o avanço do fluido de poro a poro.

Soluções para a equação de Richards surgiram lentamente pelas seguintes razões: primeiro, a equação inclui termos para a pressão e para o conteúdo de água sendo estes termos inter-relacionados e, por último, a equação apresenta uma forte não-linearidade dificultando sua solução. Apesar da forte não-linearidade, foi derivada a solução para um conjunto específico de condições iniciais e de contorno. Com o desenvolvimento dos computadores, ampliou-se o número de aplicações pela implementação de soluções numéricas. Selker et al. (1999)

Poulovassilis (1962) introduziu o conceito de modelo de domínio independente da histerese para descrever a retenção natural de fluido em um meio poroso. Isto tornou possível introduzir quantitativamente as observações de Haines três décadas antes da modelagem do fluxo.

Os anos 70 se iniciaram com o confronto entre muitas hipóteses adotadas para se obter a solução da equação do fluxo em meio parcialmente saturado. Simultaneamente, Hill e Parlange (1972) mostraram que a infiltração em solos homogêneos é muito mais complexa do que se imaginava anteriormente. Nielsen et al. (1973) e Biggar e Nielsen (1976) foram os primeiros a documentar quantitativamente a magnitude e a importância da heterogeneidade na escala de campo nos materiais da zona vadosa.

Frezze (1971) propôs o primeiro modelo numérico que solucionava a equação de Richards. Revisões gerais e completas na literatura podem ser encontradas nos trabalhos de Nielsen (1986) e Milly (1988). A partir daí, uma variedade de técnicas de solução utilizando o Método das Diferenças Finitas e o Método dos Elementos Finitos tem sido usada com as formas da equação de Richards. Os primeiros trabalhos apresentavam significantes erros no balanço de massa.

Posteriormente, Allen e Murphy (1996) e Celia et al. (1990) apresentaram a forma “mixed” da Equação de Richards para extrair algoritmos de solução numérica. Os primeiros usaram a aproximação de Método Quasi-Newton, enquanto os outros se referem ao desenvolverem o Método de Picard Modificado.

Cada uma das áreas de pesquisa apresentada anteriormente permanece bastante ativa na atualidade, com muitos artigos relacionados ao efeito da heterogeneidade no transporte, instabilidade em processos de molhamento, fluxos preferenciais e simulação numérica do fluxo de massa, calor e solutos.

3. MODELAGEM NUMÉRICA

3.1. Equação do fluxo da água

A combinação da equação de conservação da massa com a lei de Darcy-Buckingham resulta na equação de Richards (1931), que descreve o fluxo de água em meios porosos não-saturado que, na forma unidimensional, pode ser escrita como:

$$\frac{\partial \theta(\psi)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[K(\psi) \left(\frac{\partial h}{\partial z} + 1 \right) \right] - S(\psi) \quad (1)$$

onde ψ é a pressão de sucção nos vazios do solo [L]; $\theta(\psi)$ é o conteúdo volumétrico de água [L^3L^{-3}]; t é o tempo [T]; z é a coordenada espacial na direção vertical [L] (positiva para cima); S é o termo sumidouro [T^{-1}] e $K(\psi)$ é a condutividade hidráulica não-saturada [LT^{-1}].

Devido à sua composição fortemente não-linear, apenas um número relativamente pequeno e simplificado de soluções analíticas pode ser obtido. A maioria das aplicações práticas requer uma solução numérica como diferenças finitas ou elementos finitos.

Tanto o teor de água quanto a condutividade hidráulica não-saturada são funções não-lineares da carga de pressão ou do conteúdo de umidade. O modelo Hydrus apresenta três delas: Brooks e Corey (1966), Van Genuchten (1980) e Vogel e Cislérova (1988). Destas, as de Van Genuchten são mais empregadas na literatura. São elas:

$$\theta(h) = \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{\left(1 + |\alpha h|^n\right)^m}$$

$$K(h) = K_s S_e^l \left[1 - \left(1 - S_e^{1/m}\right)^m\right]^2 \quad (2)$$

sendo θ_r é o conteúdo residual de água [$L^3 L^{-3}$]; θ_s é o conteúdo saturado de água [$L^3 L^{-3}$], α é a função densidade do tamanho dos poros [L^{-1}], n e m (sendo que $m = 1 + 1/n$) são parâmetros de forma [-], l é o parâmetro de poro conectividade [-], normalmente tomado como 1/2, K_s é a condutividade hidráulica saturada [LT^{-1}] e S_e é o grau de saturação efetiva, definido como $S_e = (\theta - \theta_r)/(\theta_s - \theta_r)$.

Estes parâmetros podem ser obtidos por medição direta das relações θ - ψ (curva de retenção do solo) ou K - ψ do solo ou por estimativa indireta do solo com base em propriedades texturais a partir de funções de pedotransferência. A última abordagem no Hydrus-1D utiliza previsões de rede neural a partir de dados texturais como implementado no programa Rosetta apresentado em Schaap (1999).

3.2. Condições iniciais e de contorno para o fluxo de água

Para resolver a Equação (1), condições iniciais e de contorno devem ser impostas. As condições iniciais podem ser definidas em termos de carga de pressão ou em conteúdo de água. São possíveis configurações de contorno com sistemas independentes e dependentes, podendo ser impostas como carga de pressão ou fluxo de água na superfície e/ou na base do perfil. Os sistemas independentes são as séries temporais e o gradiente zero (drenagem livre), onde este último só pode ser imposto como carga de pressão na base do perfil de solo. Os sistemas dependentes, por sua vez, são aqueles que são alterados pelo estado do sistema.

As condições atmosféricas (precipitação, evaporação e transpiração) são um exemplo de sistema dependente, pois uma vez que definido um limite superior para o fluxo potencial de água na fronteira superior do solo, o fluxo real de água nesta fronteira depende das condições de umidade do solo. Ainda, quando a precipitação é maior do que a capacidade de infiltração, o excesso de água na superfície do solo é removido e assumido como escoamento superficial (*run-off*), ou é permitida a acumulação de água na superfície do solo.

Na parte inferior do perfil de solo podem ser implementadas as seguintes condições de contorno: (i) face de escoamento (*seepage face*) - fluxo zero quando a base do perfil está não-saturada e carga zero quando saturada; (ii) drenagem horizontal - soluções analíticas para simulação de drenos horizontais e (iii) drenagem profunda - relações funcionais que simulam a variação do lençol freático e a recarga do perfil de solo.

3.3. A equação de transporte de solutos

A equação que rege o transporte de solutos dissolvidos na zona vadosa é obtida pela combinação da equação de balanço de massa de soluto com as equações que definem a concentração total de substância química e da densidade do fluxo de soluto unidimensional na vertical:

$$\frac{\partial \theta c_i(\psi)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\theta D_i^w \frac{\partial c_i}{\partial z} \right) - \frac{\partial q c_i}{\partial z} - S c_{r,i} + R_i \quad (3)$$

onde i ($= 1, \dots, N_m$) é o número da espécie aquosa (N_m número total de espécies); c_i é a concentração aquosa [ML^{-3}]; q é a densidade de fluxo volumétrico [LT^{-1}]; S é o termo sumidouro da equação de fluxo, obtido da Equação (1); c_r é a concentração do termo sumidouro [ML^{-3}]; D^w é o coeficiente de dispersão na fase líquida [L^2T^{-1}] e R_i é o termo geral de fonte/sumidouro relativo a reações geoquímicas [$\text{ML}^{-3}\text{T}^{-1}$].

O termo fonte/sumidouro pode ser utilizado para a simulação de reações heterogêneas de equilíbrio assim como para reações cinéticas homogêneas e heterogêneas que ocorrem na estrutura do solo. Para um transporte de soluto não-volátil, inertes, não-absorvente em fluxo estacionário de água, a Equação (3) pode ser simplificada para:

$$\frac{\partial c}{\partial t} = D_e \frac{\partial^2 c}{\partial z^2} - v \frac{\partial c}{\partial z} \quad (4)$$

onde v corresponde a q/θ [LT^{-1}]. A equação acima é geralmente referida como equações de advecção-dispersão.

3.4. Condição inicial e de contorno para a equação de transporte de soluto

As condições iniciais e de contorno da Equação (3) devem ser especificadas para se obter uma solução da equação diferencial. A concentração aquosa inicial total para cada espécie em função da profundidade no tempo zero deve ser definida. A concentração de espécie secundária adsorvida ou precipitada também deve ser especificada no momento zero quando a cinética de

reação de adsorção e precipitação/dissolução é considerada.

Possíveis condições de contorno incluem a de primeiro tipo (ou *Dirichlet*) com uma concentração prescrita no contorno, a de segundo tipo (ou *Neumann*) em contorno impermeável (ou seja, quando $q = 0$) e a de terceiro tipo (ou *Cauchy*) com fluxo prescrito no contorno do domínio.

3.5. Modelo selecionado

Vários são os modelos existentes indicados para o estudo do transporte de solutos no solo, os mesmos possuem abordagem de “sistema completo” como: *Soil, Water, Atmosphere and Plant*, SWAP [Kroes, (2008)], HYDRUS [Šimůnek et al., (2009)], *Soil Plant Atmosphere System Model*, SPASMO [Sharmah, (2005)], *Leaching Estimation and Chemistry Model*, LEACHM [Wagenet, (1987)] e *Water and Agrochemicals in Soil, Crop and Vadose Environment*, WAVE [Vanclooster, (1994)]. Nestes modelos, o fluxo de água é calculado pela equação de Richards e tanto o transporte de solutos quanto o fluxo de calor são calculados pela equação de advecção-dispersão no contínuo planta–solo–atmosfera.

Para o desenvolvimento do presente trabalho foi utilizado o modelo Hydrus-1D pelos seguintes motivos: (i) presença de vários modelos hidráulicos e de transporte; (ii) possibilidade de incluir diferentes camadas de solo e regiões para o balanço de massa; (iii) a simulação pode ser feita na vertical, horizontal ou outro ângulo qualquer; (iv) é possível inserir evaporação do solo, transpiração das plantas entre outras condições de contorno; (v) possui código aberto em Fortran pela versão 1D sendo obtido gratuitamente no sítio www.pc-progress.com e (vi) possui uma extensa literatura com amplo leque de aplicações.

Neste modelo, o transporte de calor considera a condução e convecção com o fluxo de água. As equações de transporte de solutos consideram o transporte convectivo-dispersivo na fase líquida. A difusão na fase gasosa é considerada nula. O fluxo e o transporte são feitos no plano vertical, as condições de contorno relativas ao fluxo de água e de calor foram inseridas como condições atmosféricas variáveis.

Ainda, as equações de governo do fluxo e do transporte são resolvidas numericamente pelo método de Galerkin para solução de esquemas lineares de elementos finitos. Dependendo do tamanho do problema, as equações da matriz resultante da discretização são resolvidas pelo método da eliminação de Gauss para matrizes em faixas ou pelo método do gradiente conjugado para matrizes simétricas.

4. SIMULAÇÕES E RESULTADOS

4.1. Transporte de soluto unidimensional, Marshall, (2000)

Foi considerado um modelo de fluxo e transporte de soluto na zona não-saturada do solo. Assume-se que a coluna de solo possui 680 mm, é isenta de soluto no tempo inicial, $C(z,0) = 0$ mg/l, e que toda a água que infiltra tem uma concentração relativa de soluto (c/c_0) igual a 1. O soluto em questão é não-volátil e não-reativo. No bordo inferior da coluna é considerada uma condição de contorno com carga $\psi = -2500$ mm. A precipitação anual é de 750 mm de chuva e o solo é do tipo areia argilosa. Foi considerada uma infiltração constante de valor igual à média anual. As curvas de avanço do soluto foram registradas em três profundidades (60, 200 e 380 mm).

Os parâmetros adotados para o solo como os coeficientes de: distribuição (K_d), dispersividade (α), a densidade aparente (ρ_{apr}), a porosidade (η) e os parâmetros adotados para a equação de Van Genuchten encontram-se na Tabela 1, a seguir:

Tabela 1 - Parâmetros hidráulicos do solo

SOLO	K_s (cm/d)	θ_s (adm)	θ_r (adm)	α_{vg} (adm)	η (adm)	ρ_{apr} (kg/l)	A (mm)	K_d (l/g)
Areia argilosa	146.6	0.401	0,035	0.115	0.436	3,78	20.0	1.0

O tempo de simulação foi definido em 365 dias, o processamento dos dados levou 3.0 segundos com número máximo de 10 interações e passo de tempo menor que 0.25 do dia. Os resultados do Hydrus-1D foram comparados com [Marshall \(2000\)](#) e encontram-se da Figura 1 até a Figura 4.

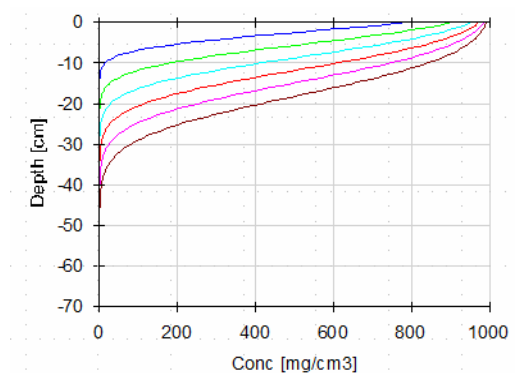


Figura 1 - Concentração ao longo do perfil a cada 60 dias

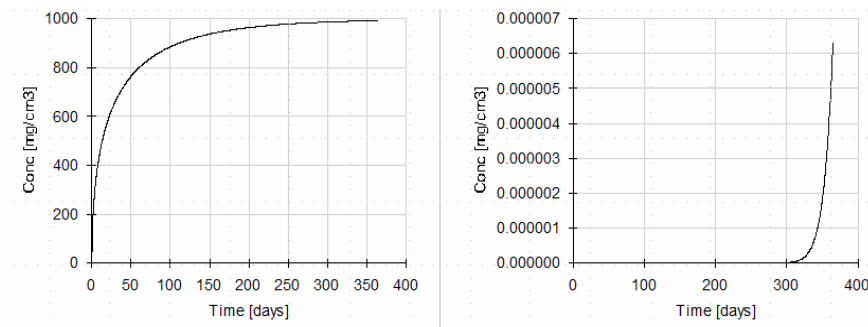


Figura 2 - Concentração acumulada na base e no topo do perfil.

Marshall (2000) analisou seis dados distintos e a média de chuva. Ele verificou que as concentrações respectivas a cada histórico de chuvas variavam em torno daquelas obtidas para chuvas constantes diariamente. O resultado analisado no Hydrus-1D está relacionado à média das chuvas.

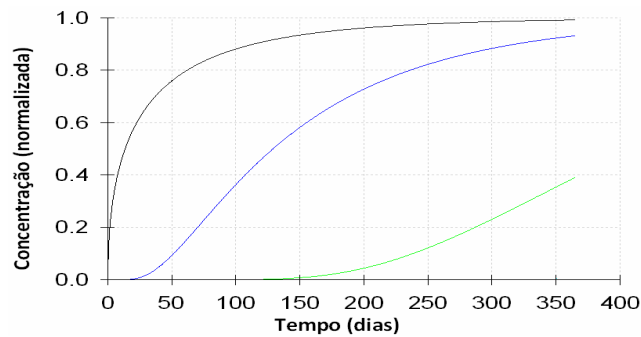


Figura 3 - Concentração nas profundidades 60mm, 200mm e 380mm (HYDRUS 1D).

Na Figura 3 acima, a curva preta representa a concentração de soluto na profundidade de 60 mm, a curva azul representa a concentração de soluto na profundidade de 200 mm e a curva verde representa a concentração de soluto na profundidade de 380 mm. Sendo esta o resultado obtido pelo Hydrus-1D. E a Figura 4 abaixo representa os resultados de concentração de soluto obtidos por Marshall nas profundidades 60 mm, 200 mm e 380 mm, respectivamente.

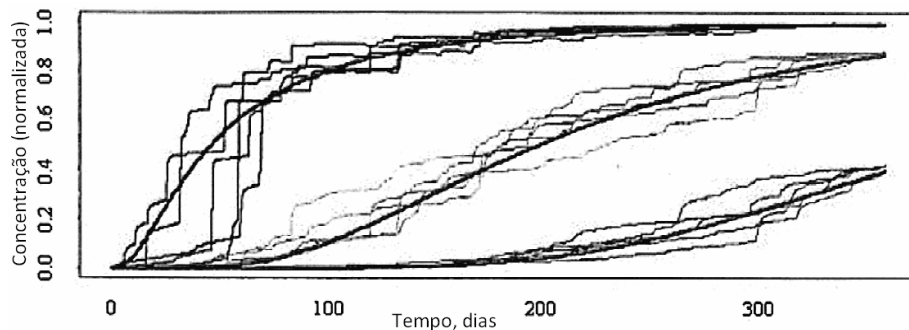


Figura 4 - Concentração nas profundidades 60mm, 200mm e 380mm (Marshall, 2000)

4.3. Transporte de massa bidimensional Vauclin, (1979)

Analisando o caso da literatura [Vauclin, \(1979\)](#), bidimensional e de interface da zona saturada com a zona não-saturada do solo. Neste exemplo, considera-se um domínio vertical de dimensões $L_x = 300$ cm na horizontal e $L_z = 200$ cm na vertical. No lado esquerdo da superfície e numa

extensão de 50 cm, a água é infiltrada no solo a uma taxa constante igual a 14,8 cm/h. O fundo e a fronteira vertical da esquerda são impermeáveis, enquanto que a fronteira da direita é mantida sob carga constante igual a 65 cm em relação ao fundo impermeável. Inicialmente, o solo está em condição hidrostática, a carga total $H(x,z,0) = \psi(x,z,0) - z(x,z) = -135$ cm, considerando z com origem na superfície e sentido igual ao da gravidade. Ressalta-se que Vauclin fez uma análise experimental do problema, enquanto o presente trabalho desenvolve uma análise numérica para o mesmo.

O solo é arenoso e possui as seguintes características: porosidade aproximadamente igual ao teor de umidade de saturação, $\theta_{sat} = 0,30 \text{ cm}^3/\text{cm}^3$; condutividade hidráulica do solo saturado, $K_{sat} = 35 \text{ cm/h}$; as relações $\theta(\psi)$ e $K(\psi)$ são expressas por:

$$\theta(\psi) = \theta_{sat} \frac{A}{A + |\psi|^\alpha}, \quad \text{para } \psi < 0 \text{ (zona não-saturada)} \quad (5)$$

$$\theta(\psi) = \theta_{sat}, \quad \text{para } \psi \geq 0 \text{ (zona saturada)} \quad (6)$$

$$K(\psi) = K_{sat} \frac{B}{B + |\psi|^\beta}, \quad \text{para } \psi < 0 \text{ (zona não-saturada)} \quad (7)$$

$$K(\psi) = K_{sat}, \quad \text{para } \psi \geq 0 \text{ (zona saturada)} \quad (8)$$

onde, $A = 40$, $B = 2,99 \cdot 10^6$, $\alpha = 2,9$ e $\beta = 5,0$. E como $C(\psi) = \frac{\partial \theta}{\partial \psi}$, tem-se:

$$C(\psi) = \theta_{sat} \frac{A}{(A + |\psi|^\alpha)^2} \alpha |\psi|^{\alpha-1}, \quad \text{para } \psi < 0 \text{ (zona não-saturada)} \quad (9)$$

Por fim, $C(\psi) = 0$, para $\psi \geq 0$ para a zona saturada.

Neste exemplo são impostas as seguintes condições de contorno: fluxo constante no topo em $x \leq 50$ cm a uma taxa constante de 14,8 cm/h ;fluxo nulo no fundo, na fronteira vertical da esquerda, no topo em $x > 50$ cm e na fronteira vertical da direita em $z < 135$ cm; e carga total constante de 65 cm na fronteira na fronteira vertical da direita.

Os resultados obtidos neste exemplo podem ser divididos em duas partes. A primeira parte corresponde à análise das cargas totais sendo apresentada na forma de tabela. A segunda consiste no estudo do nível do lençol freático, sendo apresentado em forma gráfica.

Para efeito de comparação dos resultados obtidos pelo Hydrus-2D com a literatura, são extraídos os valores das cargas totais, dados pela literatura, em uma malha com 143 nós, sendo: 13

nós no eixo X por 11 nós no eixo Z. Foram analisados os instantes $t = 3h$ e $t = 8h$, como segue abaixo:

Tabela 2 – Erro (%) entre os resultados do Hydrus e Vauclin em $t = 3h$

Nós	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	17.8	12.7	9.0	20.6	38.7	3.8	3.3	2.7	2.0	1.4	0.7	0.4	0.0
2	42.0	35.0	24.6	20.2	14.0	3.8	3.2	2.7	2.0	1.1	0.7	0.4	0.0
3	44.7	41.7	24.9	4.3	9.1	3.7	3.1	2.6	2.0	2.1	0.7	0.3	0.0
4	21.1	11.1	3.4	6.8	6.6	3.4	3.0	2.5	2.0	3.1	0.6	0.2	0.0
5	3.1	2.7	2.0	1.5	0.3	0.5	0.8	1.3	1.6	3.3	1.0	0.2	0.1
6	1.3	1.5	0.9	0.6	0.1	0.4	0.2	0.2	0.2	1.2	0.2	0.1	0.6
7	1.1	0.6	0.3	0.0	0.1	0.3	0.4	0.4	1.2	0.5	0.2	0.0	0.5
8	0.7	0.4	0.0	0.4	0.2	0.0	0.1	0.4	0.1	0.1	0.2	0.2	0.0
9	0.3	0.2	0.3	0.3	0.1	0.1	0.3	0.4	0.5	0.0	0.6	0.2	0.0
10	0.5	0.5	0.6	0.1	0.4	0.2	0.5	0.4	0.2	0.2	0.4	0.0	0.0
11	1.1	1.6	1.3	0.3	0.4	0.2	0.5	0.5	0.3	0.2	0.4	0.1	0.0

Tabela 3 – Erro (%) entre os resultados do Hydrus e Vauclin em $t = 8h$

Nós	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	17.79	12.75	9.00	1.75	31.25	17.39	3.85	3.05	2.27	1.89	1.28	0.60	0.00
2	14.76	16.43	7.43	5.09	5.12	17.03	3.85	3.05	2.27	1.89	1.28	0.60	0.00
3	11.18	12.95	17.05	3.33	1.93	1.04	4.62	3.54	3.37	2.27	1.50	1.12	0.00
4	12.22	13.11	7.32	2.14	0.09	6.40	7.98	7.07	4.06	0.69	1.02	0.94	0.40
5	9.54	3.79	0.86	0.72	0.06	1.58	3.44	2.94	1.97	1.25	1.38	2.61	3.77
6	0.93	0.20	0.26	0.56	0.51	0.22	1.15	0.64	1.30	0.53	0.45	1.64	3.85
7	0.72	0.13	0.67	1.05	0.68	0.91	0.59	0.15	1.30	2.10	0.02	1.01	2.51
8	0.51	0.39	0.67	1.05	0.56	0.54	0.54	0.36	0.87	0.76	0.12	0.31	0.00
9	0.20	0.26	0.28	0.10	0.10	0.53	0.60	0.90	1.00	0.33	0.06	0.12	0.00
10	0.13	0.42	0.04	0.52	0.28	0.19	0.35	0.30	0.69	0.56	0.10	0.08	0.00
11	0.08	0.61	0.31	0.97	0.44	0.54	0.25	0.53	1.05	0.91	0.14	0.26	0.00

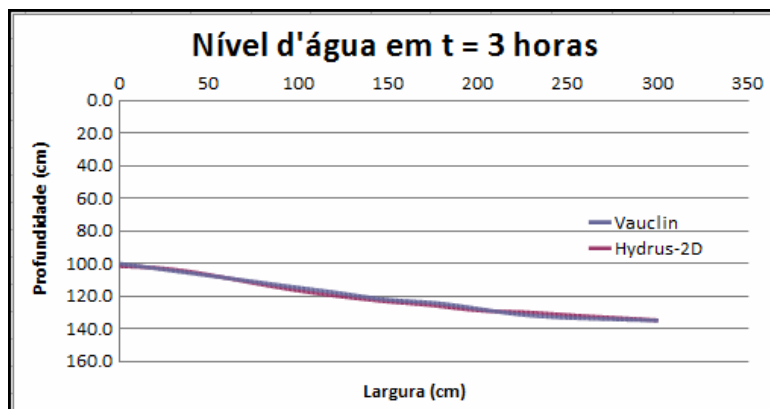


Figura 5 - Comparação do nível d'água entre Hydrus-2D e Vauclin $t = 3h$

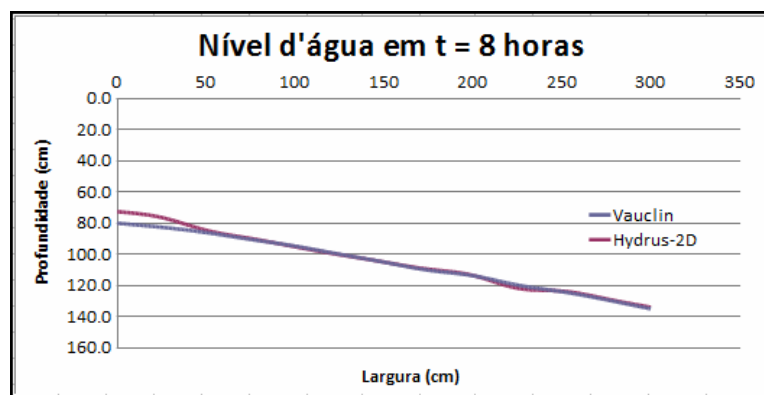


Figura 6 – Comparação do nível d'água entre Hydrus-2D e Vauclin t = 8h

5. CONCLUSÃO

A primeira simulação se apresentou bastante sensível a pequenas variações do coeficiente de distribuição, da dispersividade e da difusividade. Nota-se, portanto, a importância no aprofundamento da investigação de campo para a definição dos parâmetros de transporte e reação, assim como da perfeita caracterização dos regimes de chuva e evaporação. Outro aspecto a ser ressaltado é o entendimento de que a mobilização do soluto se dá devido à grande variação dos teores de umidade (chuva e evapotranspiração) na superfície do solo (< 50cm).

Comparando-se as curvas apresentadas por Marshall e o resultado obtido com o Hydrus-1D, verifica-se uma perfeita compatibilidade dos resultados. Destaca-se que diversas análises ainda podem ser feitas com o programa cabendo a necessidade de calibrar o programa com os parâmetros do solo para se obter resultado confiável.

No segundo exemplo, o erro percentual médio para a carga total nos 143 nós amostrados foi em t = 3h igual a 3,60% e em t = 8h igual a 2,71%. Esta variação ficou concentrada na região de maior fluxo, próxima à superfície. Estes erros podem ser atribuídos aos fluxos preferenciais que ocorrem próximo à parede. Já, para o nível d'água, o erro percentual médio para os 13 nós amostrados foi em t = 3h igual a 1,00% e em t = 8h igual a 1,86%. Neste caso, houve um descolamento da curva no bordo esquerdo ampliando o erro no tempo t = 8. Pode-se atribuir a mesma justificativa ao fenômeno observado.

Dada a variabilidade do solo e a complexidade dos processos estudados, verifica-se que os resultados foram muito positivos para uma primeira aproximação demonstrando a potencialidade da ferramenta utilizada. Desse modo, caberia ainda uma melhor discretização da malha e a utilização de equações mais adequadas, para a perfeita simulação do problema.

Os exemplos apontam que um melhor entendimento acerca dos processos subjacentes permite prosseguir com as evoluções nos métodos numéricos, assim como a criação de computadores cada

vez mais potentes possibilita a realização de simulações mais abrangentes de processos físicos, químicos e biológicos relacionados à zona não-saturada.

Como objetivos futuros pretende-se avaliar a magnitude das mudanças nas propriedades físicas do solo induzidas por estes eventos e se os mesmos criam caminhos preferenciais que aceleram o fluxo no meio.

BIBLIOGRAFIA

ALLEN, M.B. e MURPHY (1996). “*A Finite Element Collocation Method for Variable Saturated Flow in Two Dimensions*”, Water Resources Research, V. 22 (11), pp. 1537-1542.

BIGGAR, J.W. e Nielsen, D.R. (1976). “*Spatial variability of the leaching characteristics of a field soil*”. Water Resources. Research, V.12, pp. 78–84.

BOSSEL, H. (2007). *System and Models – Complexity, Dynamics, Evolution, Sustainability*. Books on Demand GmbH, Norderstedt, Germany, 359 p.

BOUSSINESQ, J. (1870), “*Essai théorique sur les lois trouvées expérimentalement par M. Bazin pour l'écoulement uniforme de l'eau dans les canaux découverts*”. C. R. Acad. Sci. Paris. V. 71, pp. 389–393.

BROOKS, R.H. e COREY, A.T. (1966). “Properties of porous media affecting fluid flow”, Journal of the Irrigation and Drainage Division, V. 92 (2), pp. 61-90.

BUCKINGHAM, E. (1907). “Studies on the Moviment of Soil Moisture”. USDA, Bureau of Soils, Bull. 38, pp. 1-61.

CELIA, M.A. BOULOUTAS, E.T. e ZARBA, R.L. (1990). “*A General Mass-Conservative Numerical Solution for the Unsaturated Flow Equation*”, Water Resources Research, V. 26 (7), pp. 1483-1496.

DARCY, H. (1856). “*Dètermination des lois d'écoulement de l'eau à travers le sable*”. Les fontaines publiques de la ville de Dijon. Victor Dalmont, Paris. pp. 590–594.

FREEZE, R.A. (1971). “*Three-Dimensional, Transient, Saturated-Unsaturated Flow in a Groundwater Basin*”, Water Resources Research, V. 7 (2), pp. 347-366.

GREEN, W.H. e AMPT, G.A. (1911). “*Studies on soil physics. I: Flow of air and water through soils.*” Journal of Agricultural Science, V.4, pp. 1–24

HAINES, W.B. (1930). “*Studies in the physical properties of soil- V. The hysteresis effect in capillary properties and the modes of moisture associated therewith*”. Journal of Agricultural Science, v.20, pp. 97–116.

HILL, E.D., e PARLANGE, J.Y. (1972). “*Wetting front instability in layered soils*”. Soil Science. Society of America. Proc. 36, pp. 697–702.

KROES, J.G.; Van DAM, J. C.; GROENENDIJK, P.; HENDRIKS, R.F.A. e JACOBS, C.M.J. (2008). *SWAP version 3.2. Theory description and user manual*, Wageningen, Alterra, Alterra Report 1649, 262 p.

MARSHALL, J.D.; SHIMADA, B.W.; JAFFE, P.R. (2000) “*Effect of temporal variability in infiltration on contaminant transport in the unsaturated zone*”. Journal of Contaminant Hydrology, V. 46, pp. 1-2.

- MILLY, P.C.D. (1988). “*Advances in Modeling of Water in the Unsaturated zone*”, Transport in Porous Media, V. 3 (5), pp. 491-514.
- NIELSEN, D.R., Van GENUCHTEN, M.Th. e BIGGAR, J.W. (1986). “Water Flow and Solute Transport Processes in the Unsaturated Zone”, Water Resources Research, V. 22 (9), pp. 89S-108S.
- NIELSEN, D.R.; BIGGAR, J.W.; e ERH, K.T. (1973). “*Spatial variability of field-measured soil-water properties*”. Hilgardia, V.42, pp. 215–259.
- POSTEL, S. (1997). *Last oasis: facing water scarcity*. W. W. Norton & Company, New York – NY, 239 p.
- POULOVASSILIS, A. (1962). “*Hysteresis of pore water, an application of the concept of independent domains*”. Soil Science, V.93, pp.405–412.
- RICHARDS, L.A. (1931). “*Capillary conduction of liquids through porous mediums*”, Physics, V. 1, pp. 318-333.
- SCHAAP, M.G. LEIJ, F.J. e Van GENUCHTEN, M.Th. (1999). “*A bootstrap-neural network approach to predict soil hydraulic parameters*”. In: Van Genuchten M. TH. et al. (eds.) Proc. Intl. Work-shop, Characterization and Measurements of the Hydraulic Properties of Unsaturated Porous Media, University of California, Riverside, pp. 1237-1250.
- SELKER, J.S.; KELLER, C.K.; McCORD, J.T. (1999). *Vadose Zone Processes*. Lewis Publishers New York - NY, 339 p.
- SHARMAH, A.J.; CLOSE, M.E.; PANG, L.; LEE R. e GREEN, S.R. (2005). “*Field study of leaching in a Himatangi sand (Manawatu) and a Kiripaka bouldery clay loam (Northland). 2. Simulation using LEACHM, HYDRUS-1D, Gleams and SPASMO models*”. Australian Journal of Soil Research, V. 43 (4), pp. 471–489.
- ŠIMNEK, J.; ŠEJNA, M.; SAITO, H.; SAKAI, M. e VAN GENUCHTEN, M.Th. (2009). *The HYDRUS-1D Software Package for Simulating the Movement of Water, Heat, and Multiple Solutes in Variably Saturated Media, Version 4.08, HYDRUS Software Series 3*, Department of Environmental Sciences, University of California, Riverside, California, USA
- SIMUNEK, J. & BRADFORD, S.A. (2008). “*Vadose Zone Modeling: Introduction and Importance*”. Vadose Zone Journal V. 7 (2), pp. 581-586.
- SLICHTER, C.S. (1899). “*Theoretical investigations of the motion of ground waters*”. U.S. Geological Survey, 19th Annual Report, Part II
- VAN GENUCHTEN, M. Th. e WIERENGA, P. J. (1976). “*Mass transfer studies in sorbing porous media, I. Analytical solutions*”. Soil Science Society of American Journal., V. 40 (4), pp. 473-481.
- Van GENUCHTEN, M.Th. (1980). “A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils”, Soil Science Society American Journal, V. 44, pp. 892-898
- VANCLOOSTER, M.; VIAENE, P. e DIELS, J. (1994). *WAVE: a mathematical model for simulating water and agrochemicals in the vadose environment: reference and user's manual (release 2.0)*, Katholieke Universiteit Leuven.
- VASCONCELLOS, C.A.B. e AMORIM, J.C.C. (2001). “*Simulação Numérica da Infiltração da Água em Meios Porosos Não-saturados Homogêneos*”, in Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Recursos Hídricos / V Simpósio de Hidráulica e Recursos Hídricos dos Países de Língua Portuguesa - ABRH, Aracajú – SE
- VAUCLIN, M.; KHANJI, D.; VACHAUD, G. (1979) “*Experimental and Numerical Study of a Transient, Two-Dimensional Unsaturated Water Table Recharge Problem*”, Water Resources Research, V.15 (5), pp. 1089-1101.

VOGEL, T. e CISLEROVA, M. (1988). "On the reliability of unsaturated hydraulic conductivity calculated from the moisture retention curve". *Transport in Porous Media*, V. 3, pp. 1-15.

WAGENET, R.J. e HUTSON, J.L. (1987). *LEACHM: Leaching Estimation And CHEmistry Model, A process-based model of water and solute movement, transformations, plant uptake and chemical reactions in the unsaturated zone, Continuum 2*, Dept. of Agronomy, Cornell University, Ithaca, New York, NY.

ZHANG, L.; DAWES, W.R.; WALKER, G.R. (2010). "Response of Mean Annual Evapotranspiration to Vegetation changes at Catchment Scale". *Hydrology and Earth System Sciences*. V. 15 (1), pp. 39-55.

ZHAO, F.; ZHANG, L.; XU, Z.; SCOTT, D.F. (2010). "Evaluation of methods for estimating the effects of vegetation change and climate variability on streamflow". American Geophysical Union, Fall Meeting 2008, abstract #H13C-0939. Recuperado março 17, 2010, de <http://www.agu.org/pubs/crossref/2010/2009WR007702.shtml>.