

有植被覆盖条件下土壤水盐运动规律研究*

陈启生 戚隆溪

(中国科学院力学研究所)

提 要

利用改进型 Picard 迭代差分法求解饱和-非饱和土壤中水分运动的混合型 Richards 方程, 避免了传统利用 Picard 迭代法求解 h 型 Richards 方程所出现的质量平衡误差等问题; 利用特征差分法求解盐分运动的对流扩散方程, 也可避免利用一般差分格式时出现数值弥散以及数值波动问题. 本文将上述数学模型用于模拟土壤在降雨、蒸发以及有植被覆盖条件下土壤水盐运动规律, 对若干导致某些土壤盐碱化的原因也作出定量的解释, 并给出土壤盐分的动态发展趋势的中长期预测预报.

关键词 水盐运动, 土壤, 植被覆盖, 迭代法, 数值模拟.

一、引 言

土壤水运动是盐分运动的驱动力, 人们对饱和和非饱和土壤中液体流动的预测十分重视. 描述饱和-非饱和土壤中水分运动 Darcy-Richards 方程或简称为 Richards 方程具有多种形式⁽¹⁾, 目前常用的主要有混合型、h 型、 θ 型 3 种形式. 若 z 轴在垂直方向并取向下为正, 则它们的一维形式为

$$\text{混合型} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} = 0, \quad (1)$$

$$\text{h 型} \quad C(h) \frac{\partial h}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} = 0, \quad (2)$$

$$\theta \text{ 型} \quad \frac{\partial \theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(\theta)}{\partial z} = 0, \quad (3)$$

这里假定土壤是各向同性多孔介质. 式中 h 为土壤毛细管压力(等于负的土壤吸力), θ 为土壤含水量, $K(h)$ 为土壤导水率, $C(h) = d\theta / dh$ 为土壤比水容量, $D(\theta) = K / C$ 为土壤水扩散率. 只要给出表述 $\theta-h$ 和 $K-h$ (或 $K-\theta$) 具体形式的本构关系, 再加上适当的初边值条件, 上述各方程便可以封闭求解.

实际上, θ 型与 h 型方程均由混合型 Richards 方程变化而来. θ 型方程中引进了水扩散率 $D(\theta)$, 并利用了下面关系式:

* 本文于1993年6月26日收到, 本课题得到国家自然科学基金和中国科学院禹城开放试验站基金的资助.

$$D(\theta)\frac{\partial\theta}{\partial z} = K(\theta)\frac{\partial h}{\partial z},$$

于是在数学形式上变成扩散型方程. 但是土壤水分运动本质上并不是扩散运动. 这样数值求解时, 如果空间节点过疏, 会在土壤含水量变化剧烈的地方(如土壤水分入渗过程中的湿润锋附近, 此处渗透率在空间上有突变), 造成局部误差. 由于 θ 型方程具有这种局限性, 所以近些年人们在求解非饱和土壤水分运动问题时, 大多采用 h 型 Richards 方程. h 型方程中引进了土壤水容量 $C(h)$, 并利用了关系式

$$C(h)\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{\partial\theta}{\partial t},$$

但数值求解 h 型方程时, 如时间步长过大, 则会引起水分质量平衡误差, 即一定体积内水分的增加并不等于流入该体积的净流量^[1]. 本文采用混合型 Richards 方程可以避免上述问题, 具有很好的质量守恒特性. 我们基于这一思路对有降雨、蒸发及植被覆盖情况下土壤中水盐运动的规律进行了数值模拟.

二、土壤中存在作物根系时水盐运动方程及边界条件

考虑作物根系的吸水因素时非饱和土壤中水分运动方程可由连续性方程及推广的 Darcy 定律得到^[2], 在取向向下为正的坐标系中, 其一维形式如下:

$$\begin{aligned} \frac{\partial\theta}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(K(h)\frac{\partial h}{\partial z} \right) + \frac{\partial K(h)}{\partial z} &= s(z, t), \\ -K(h)\left(\frac{\partial h}{\partial z} - 1\right)\Big|_{z=0} &= Q_{up}, \quad h\Big|_{z=z_0} = 0, \\ h(z, t=0) &= h_0(z), \end{aligned} \quad (4)$$

其中 $s(z, t)$ 为作物根系的吸水率. 计算区域选取为地表到地下水位 z_0 之间, 地下水位深度 z_0 随季节而变化. 对于模拟降雨及灌溉入渗、裸地及有植被时蒸发等自然现象, 上边界均取第三类边界条件, 入渗时 Q_{up} 取正的降雨或灌水率, 蒸发时 Q_{up} 取负的蒸发率. 下边界取第一类边界条件, 即水势为零.

盐分运动方程取非饱和多孔介质中对流-弥散型的溶质运移方程, 即

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\theta c)}{\partial t} &= \frac{\partial}{\partial z} \left[\theta D_{sh} \frac{\partial c}{\partial z} \right] - \frac{\partial(Qc)}{\partial z}, \\ -\theta D_{sh} \frac{\partial c}{\partial z} + Qc\Big|_{z=0} &= J_{up}, \quad c\Big|_{z=z_0} = c_{water}, \\ c(z, t=0) &= c_0(z), \end{aligned} \quad (5)$$

其中 D_{sh} 为盐分水动力弥散系数; J_{up} 为通过地表面的盐分通量, 蒸发时取为零, 入渗时为 $q_{up}c_{up}$, c_{up} 为地表水盐分浓度; c_{water} 为地下水矿化度.

三、水分及盐分运动方程的差分格式

传统的 h 型方程 (2)Picard 迭代差分格式写成

$$C^{n+1,m} \frac{h^{n+1,m+1} - h^n}{\Delta t} - \frac{\partial}{\partial z} \left(K^{n+1,m} \frac{\partial h^{n+1,m+1}}{\partial z} \right) + \frac{\partial K^{n+1,m}}{\partial z} = 0, \quad (6)$$

其中 n 表示时间层, m 表示迭代次数. $C^{n+1,m}$, $K^{n+1,m}$ 均为土壤水分运动参数, 通过

$h^{n+1,m}$ 求得. 反复迭代, 直到 $|h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}| \leq \varepsilon$, ε 为允许的误差精度(例如可取 $\varepsilon=0.01$). 而混合型 Richards 方程 (1) 的改进型 Picard 迭代差分格式⁽¹⁾ 则为

$$C^{n+1,m} \frac{h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}}{\Delta t} + \frac{\theta^{n+1,m} - \theta^n}{\Delta t} - \frac{\partial}{\partial z} (K^{n+1,m} \frac{\partial}{\partial z} h^{n+1,m+1}) + \frac{\partial K^{n+1,m}}{\partial z} = 0, \quad (7)$$

上式利用了 $\theta^{n+1,m+1}$ 对自变量 h 在 $h^{n+1,m}$ 点的 Taylor 展开式

$$\begin{aligned} \theta^{n+1,m+1} &= \theta^{n+1,m} + \frac{d\theta}{dh} \Big|_{h^{n+1,m}} (h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}) + O(\delta^2) \\ &= \theta^{n+1,m} + C^{n+1,m} (h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}) + O(\delta^2), \end{aligned} \quad (8)$$

其中 $\delta = |h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}|$ 为两次迭代的差值, 令 $h^{n+1,1} = h^n$ 作为迭代的初始值, 反复迭代, 直到 $|h^{n+1,m+1} - h^{n+1,m}| \leq \varepsilon$. $\theta^{n+1,m}$ 和 θ^n 均可以通过 $\theta-h$ 的关系式分别由 $h^{n+1,m}$ 和 h^n 得到, 在每次迭代之前均为已知.

关于盐分运动的对流扩散方程(4)可利用特征差分法求解, 其差分格式如下

$$\begin{cases} \theta^{n+1} \frac{c^{n+1} - \tilde{c}^n}{\Delta t} = \frac{\partial}{\partial z} (\theta^{n+1} D^{n+1} \frac{\partial}{\partial z} c^{n+1}) \\ \tilde{c}^n(z) = c^n(\tilde{z}), \quad \tilde{z} = z - \bar{v} \Delta t \\ \bar{v} = (V^{n+1}(z) + V^n(z^*)) / 2, \quad z^* = z - V^{n+1}(z) \Delta t \end{cases} \quad (9)$$

实际上, 从物理角度来说, 特征差分法是将对流与扩散运动分开求解. 其中对流运动直接按照 Lagrange 观点求解, 即当前时刻某微团的溶质浓度 $\tilde{c}(z)$ 与上一时刻该微团的溶质浓度 $c(\tilde{z})$ 相等. 式(9)中 z^* 为预估的上一时刻该微团的位置, \tilde{z} 为校正的位置, $v = Q/\theta$ 为土壤孔隙流速, \bar{v} 为微团平均运动速度.

四、土壤水盐运动参数的确定

在确定土壤水分运动参数时, 本文利用文献[3, 4]中关于非饱和土壤中的本构关系

$$\begin{aligned} \theta(h) &= \theta_r + \frac{\theta_s - \theta_r}{[1 + (\alpha|h|)^q]^p}, \\ K(h) &= K_s \frac{\{1 - (\alpha|h|)^{q-1} [1 + (\alpha|h|)^q]^{-p}\}^2}{[1 + (\alpha|h|)^q]^{p/2}}, \end{aligned} \quad (10)$$

其中 θ 下标 r 为土壤风干含水量, θ_s 为土壤饱和含水量, K_s 为饱和土壤导水率, α, q 为经验系数, 这里有 $p=1-1/q$. 文献[3, 4]中给出了不同类型土壤的参数, 见表 1.

表 1 土壤本构关系式(10)中水分运动参数的数值

	q	$\alpha(1/cm)$	$\theta_s(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$	$\theta_r(\text{cm}^3/\text{cm}^3)$	$K_s(\text{cm}/\text{h})$
粘质土	1.2	0.01	0.45	0.10	0.5
壤土	2.0	0.02	0.40	0.06	2.5
砂土	3.0	0.03	0.36	0.03	10.0

当在空间进行差分展开时,非节点处土壤导水率的确定方法也不尽相同.目前常用的主要有算术平均法、几何平均法、Kirchhoff变换法^(5,6),它们的表达式分别如下

$$\begin{cases} K_{i+1/2} = \frac{1}{2}(K_{i+1} + K_i), \\ K_{i+1/2} = (K_{i+1}K_i)^{1/2}, \\ K_{i+1/2} = \int_{h_i}^{h_{i+1}} \frac{K(h)}{h_{i+1} - h_i} dh, \end{cases} \quad (11)$$

本文采用最后一种格式.

盐分运动弥散系数 D_{sh} 的表达式取为分子弥散与机械弥散之和,其表达式为

$$D_{sh} = \lambda|V| + D_o,$$

其中 λ 为弥散度,可由实测得到^(7,8); $V = q/\theta$ 为土壤孔隙水流速; D_o 为分子扩散系数.一般情况下取 $\lambda \approx 1-3\text{cm}$, $D_o = 0.02\text{cm}^2/\text{h}$;

五、气象条件与根系分布的确定

有植被覆盖的地表面腾发量 E_{tp} 中包括蒸腾量 E_t 与蒸发量 E_p . 由气象条件计算蒸腾量与蒸发量^(11,12) 需要有详细的气象资料,如地面得到的太阳净辐射、风速、气温、水汽压、饱和水汽压、地面温度等,而长期的详细资料几乎很难获得.因此两者的比例由田间实验确定⁽¹⁰⁾,而且,有植被时地表的日腾发量(包括蒸腾与蒸发)亦可由当地的水力蒸发器测定⁽⁹⁾. 降雨量由气象台站雨量计测得.

本文在进行数值分析时假定夜晚地表面腾发量为零.这是因为,由实验测得的夜间腾发量与白天腾发量相比是很小的,作为粗略估算应用白天观测值误差不超过 10%,此外,还可从能量平衡分析得出这一结论.土壤表面处的能量平衡方程为

$$R_n = LE_{tp} + H + G,$$

其中 R_n 为地表面所接收到的净辐射能量, E_{tp} 为地表面腾发量, L 为气化潜热, H 为地表面流向空气的显热, G 为地表面流向地下的土壤热通量. 而显热通量 H 与潜热通量 LE_{tp} 之比即 Bowen 比为一常数 β , β 与当地气压、水汽压、温度等有关. 这样地表面腾发的热量可表示为

$$LE_{tp} = (R_n - G) / (1 + \beta).$$

由于夜晚地表发出的有效长波辐射一般较到达地表面的太阳总辐射为大,故地表接收的净辐射 R_n 比白天小,甚至为负.随着夜晚土壤表面温度下降,而土壤内部温度变化不大,土壤热通量 G 也比白天减小.但两者之间的差值 $R_n - G$ 仍比白天小,故夜晚地表腾发量 E_{tp} 比白天小,甚至为负,即产生水气凝结.

植物根系的分布取对数函数或双曲线函数^(13,14),文献[13]详细给出了多种植物不同时期根系的对数函数分布.根系吸水函数 $s(z, t)$ 的表达形式也多种多样^(15,16),它不但与根系的分布函数有关,还与土壤的水势或含水率有关.本文取

$$s(z, t) = \frac{E_i(t)l(z)f(\theta)}{\int_0^{z_0} l(z)f(\theta)dz}$$

$$f(\theta) = \begin{cases} 0 & 0 \leq \theta < \theta_w \\ \frac{\theta(\theta - \theta_w)}{\theta_j(\theta_j - \theta_w)} & \theta_w \leq \theta < \theta_j \\ 1 & \theta_j \leq \theta \end{cases} \quad (12)$$

其中 $E_i(t)$ 代表植物通过叶面的蒸腾量, $l(z)$ 为根系分布函数, $f(\theta)$ 是与土壤对根系吸水阻力有关的函数, θ_w 和 θ_j 分别为作物萎焉与作物正常生长所对应的土壤含水量. 本文中分别取 $\theta_w = 0.08$, $\theta_j = 0.34$, $l(z) = \exp(3.30 - 3.60z)$.

六、结果与讨论

1. 质量平衡误差问题 简单的水分运动问题可以用精确解表示. 考虑一维土柱水分入渗问题, 土柱长为 $z = 40\text{cm}$, 上边界 $h_{up} = 75\text{cm}$, 下边界 $h_{down} = 500\text{cm}$, 初始条件 $h_{ini} = 500\text{cm}$. 土柱水分运动参数及其本构关系按第四节所述方法确定. 定义土柱内总的含水量的增长 ΔM 及流入土柱的净流量 Q 分别为

$$\Delta M = \sum_{i=1}^{E-1} (\theta_i^N - \theta_i^0) \Delta z + (\theta_0^N - \theta_0^0 + \theta_E^N - \theta_E^0) \Delta z / 2,$$

$$Q = \sum_{j=1}^N \{Q_{up}^j - Q_{down}^j\} \Delta t = \sum_{j=1}^N \left\{ -K_{1/2}^j \left[\frac{h_1^j - h_0^j}{\Delta z} - 1 \right] + K_{E-1/2}^j \left[\frac{h_E^j - h_{E-1}^j}{\Delta z} - 1 \right] \right\}, \quad (13)$$

其中下标 i 表示空间节点 ($i = 0, 1, \dots, E$), 上标 j 表示时间节点 ($j = 0, 1, \dots, N$). 取相同的空间步长 $\Delta z = 1\text{cm}$, 不同的时间步长 Δt , 分别利用 Picard 迭代法与改进型 Picard 迭代法进行了计算, 当 $t = 10\text{h}$ 时的结果见表 2.

表 2 当 $t = 10\text{h}$ 时分别利用 Picard 和改进型 Picard 迭代差分法计算的误差

	$\Delta t(\text{h})$	1	0.5	0.1	0.05	0.01	0.001	0.0002
Picard	$\Delta M(\text{cm})$	1.86	1.93	2.05	2.07	2.10	2.10	2.10
迭代差分法	$Q(\text{cm})$	2.97	2.71	2.34	2.26	2.15	2.11	2.10
改进型 Picard	$\Delta M(\text{cm})$	2.19	2.14	2.11	2.10	2.10	2.10	2.10
迭代差分法	$Q(\text{cm})$	2.19	2.14	2.11	2.10	2.10	2.10	2.10

由此可见, 利用这两种迭代差分方法解水分运动方程时, 都会收敛到各自的结果. 但是, 对于大部分时间步长, Picard 迭代差分法都存在超过 10% 的质量平衡误差. 只有当时间步长特别小时, 才有小于 5% 的质量平衡误差, 而这样小的时间步长对于许多实际问题已不适合. 改进型 Picard 迭代差分法不存在这样的问题, 并且其精度比前一种方法要高.

2. 一维土柱淡水洗盐实验 室内一维土柱淋洗实验在一个内径 $\Phi 7\text{cm}$ 、长 70cm 的有机玻璃管中进行, 土样为经过 1mm 筛筛选的现场盐碱土, 土质为沙壤土. 首先通过淡水水平入渗方法, 使土柱具有均匀的盐分分布. 然后将土柱垂直放置开始淋洗实

验, 利用淡水冲洗 250h, 平均入渗速度为 0.1cm/h.

利用实验所得的数据作为初边值条件, 计算区域取土柱的有效长度, 上边界取第三类边界条件(已知水分通量与盐分通量), 下边界取第一类边界条件(水势为零, 盐分浓度已知). 我们对土柱淡水淋洗过程中盐分运动现象进行数值模拟. 从图 1 中可看出盐锋位置随入渗水量的增加而逐渐向下移动, 直至全部消失, 数值模拟结果与实验模拟结果吻合得较好.

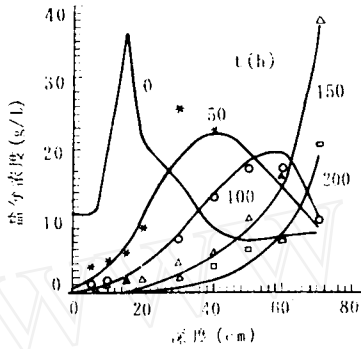


图 1 数值计算与室内淡水淋洗实验结果比较

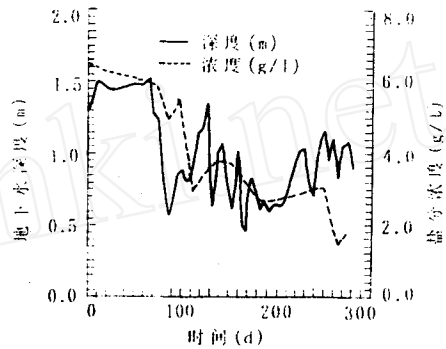


图 2 全年地下水深度及地下水矿化度的变化

3. 现场条件下植被对土壤积盐的影响 通过现场观测得到自然条件下地下水位深度、地下水矿化度、降雨量、灌溉量以及腾发量等数据, 然后通过本数值方法模拟出不同时期的土壤水分和盐分的垂直分布以及土壤含盐时随时间的变化趋势. 地下水位深度以及地下水的矿化度将随季节的不同而变化, 图 2 显示了山东禹城试验点实测的全年地下水位深度及矿化度的变化, 冬季的地下水位深度在 1.5m 以上, 春夏季节地下水位甚至在 1m 以上, 地下位较高是造成土地盐碱化的一个原因. 图 3 显示了在有植被覆盖条件下, 试验点的全年累计降雨量以及累计蒸发量与蒸腾量随时间的变化, 其中 10 月至翌年 6 月种植冬小麦, 7 月至 9 月种植夏玉米. 图 4 比较了全年每天实测的白天蒸散量与夜晚蒸散量的大小, 显然作物耗水主要在白天, 而夜晚耗水量甚至出现水汽凝结, 这证明了我们在第五节中的分析.

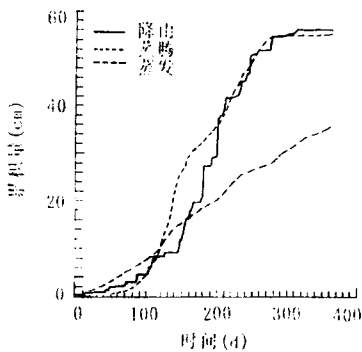


图 3 全年白天、夜晚蒸发量与蒸腾量随时间变化的比较

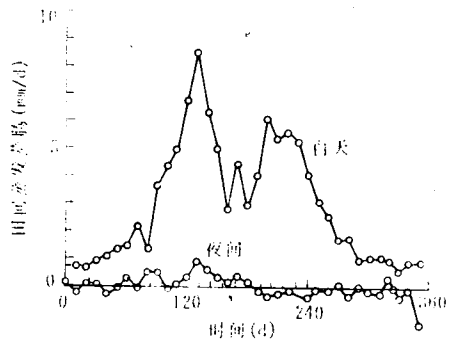


图 4 全年的累计降雨量及植物累计蒸发量与蒸腾量随时间的变化

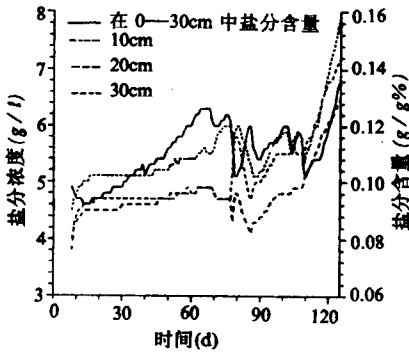


图5 土壤不同深度(10、20、30cm)的盐分浓度
及0-30cm内平均含盐量随时间变化预测

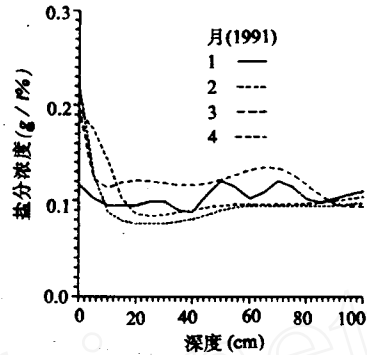


图6 土壤中不同时间盐分浓度剖面比较

通过本文给出的水盐运动数值模拟方法,利用以上实测数据模拟了1月至4月份的土壤中的水盐变化.图5显示了不同深度(如10、20、30cm)的盐分浓度随时间的变化以及表层0-30cm的平均含盐量随时间的变化.由于模拟的时间正是小麦拔节、抽穗期,耗水量较大,故表层0-30cm的平均含盐量也增长较快,深度在30cm以上(如10、20cm)的盐分浓度也随时间增长较快,而在深度30cm以下的盐分浓度随时间变化较小.这是因为积盐现象一般都发生在表土0-30cm左右.图6为不同时期的盐分浓度随深度的剖面,同样可看出0-30cm的盐分浓度较30cm以下的盐分浓度大,30cm以下的盐分浓度基本上接近地下水的矿化度.

七、结 论

(1)对于饱和-非饱和土壤中水分运动方程的求解,利用本文中的改进型Picard迭代差分法,可避免利用其它差分方法中所出现的水分质量平衡误差问题.对于盐分运动方程的求解,利用特征差分法,避免了利用其它差分方法中所出现的数值弥散、数值波动等问题.

(2)通过对室内土柱淡水淋洗实验结果的模拟,验证本模型的正确性,并确定土壤中水盐运动参数.

(3)将此模型用于模拟长期的、有植被覆盖、降雨等自然条件下的土壤中水分和盐分运动,较好地反应了土壤不同深度的盐分变化.本模型能预测今后几年内土壤中盐分的动态发展趋势.

参 考 文 献

- (1) Celia, M. A., Bouloutas, E. T. and Zarba, R. L., A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. *Water Resour. Res.*, Vol. 26, No. 7, pp. 1483-1496, 1990.
- (2) 雷志栋等,土壤水动力学.清华大学出版社,1988年.
- (3) Haverkamp, R., Vauclin, M., et al, Comparison of numerical simulation models for

- one dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 41, pp. 285—294, 1977.
- (4) Van Genuchten, M., A closed-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, Vol. 44, pp. 892—898, 1980.
- (5) Haverkamp, R. and Vauclin, M., A note on estimating finite difference interblock hydraulic conductivity values for transient unsaturated flow problems. *Water Resour. Res.*, Vol. 15, pp. 181—187, 1979.
- (6) Zaidel, J. and Russo, D., Estimation of finite difference interblock conductivities for simulation of infiltration into initially dry soils. *Water Resour. Res.*, Vol. 23, No. 9, pp. 2285—2295, 1992.
- (7) Schulin, R., Wierenga, P. J., Solute transport through a stony soil. *Soil Sci. Am. J.*, Vol. 51, pp. 36—42, 1987.
- (8) 黄康乐, 野外条件下非饱和弥散系数的确定. *土壤学报*, 第25卷, 第2期, pp. 125—130, 1988年.
- (9) 洪嘉珪等, 不同作物农田蒸散量的计算. *农田蒸发研究*, 气象出版社, PP. 193—202, 1991年.
- (10) 程维新等, 华北平原小麦耗水量初步研究. *农田蒸发研究*, 气象出版社, PP. 180—192, 1991年.
- (11) Penman, H. L., The water cycle. *Sci. Am.*, Vol. 222, pp.99—108, 1970.
- (12) Montieth, J. L., *Vegetation and Atmosphere. Vol.1*, Principle Academic Press, London, 1975.
- (13) Germitza and Page, E. R., An expirical mathematical model to describe plant root system. *J. Appl. Ecol.*, Vol. 11, No.2, pp. 773—781, 1974.
- (14) 卢振民等, 土壤-植物-大气系统(SPAC)水流动态模拟与实验研究—冬小麦根系垂直分布. *农田作物环境实验研究*, 气象出版社, PP. 256—267, 1990年.
- (15) Molz, F. J., Models of water transport in the soil-plant system : A review. *Water Resour. Res.*, Vol. 17, No. 5, PP. 1245—1260, 1981.
- (16) 邵明安, 植物根系吸收土壤水分的数学模型. *土壤学报*, 24卷4期, PP.295—305, 1987年.

The numerical simulation of water-salt

movement in soil with vegetation

Chen Qisheng. Qi Longxi

(Institute of Mechanics, Chinese Academy of Sciences)

Abstract

In this paper, modified Picard iteration method is applied to solve the mixed form of Richards equation for water movement in saturated-unsaturated soil. The mass balance error in this algorithm is far less than that in traditional procedure in

which the Picard iteration method is applied to solve the capillary pressure based form of Richards equation . Furthermore, the characteristic difference method is used to solve the convection-dispersion equation for salt movement, in order to avoid the numerical diffusion and oscillation. Finally, this mathematical model is used to simulate water-salt movement in soil under the conditions of vegetation covering, rainfall irrigation and evaporation. This enables the quantitative explanation of the soil salinization as well as long and middle term prediction of dynamic behavior of soil salt.

Key words water-salt movement, soil, vegetation covering, modified Picard iteration method, numerical simulation.

(上接第 52 页)

Triaxial test on undisturbed unsaturated loess

Xing Yichuan Wu Peian Luo Yasheng

(Northwest Hydrotechnical Research Institute Ministry of Water Resources)

Abstract

This paper describes a triaxial testing apparatus modified by the authors for the measurement of partially saturated soils. Test results together with their measuring techniques on undisturbed loess at different degrees of saturation are presented, and the evolution of pore air and water pressures are investigated.

Key words unsaturation, undisturbed loess, triaxial shear test.

《三峡工程 140 问》

孙春亮

三峡工程是一项跨世纪的巨型工程,建成后可使目前荆江河段十年一遇防洪标准提高到百年一遇;水电站装机总容量 1820 万 kW,年发电量可达 847 亿 kW·h,世界之冠;三峡水库可淹没川江滩险 109 处,大大提高航道通过能力。

该书简明扼要地介绍了人们所关心的三峡工程各个方面的问题,其主要内容为:长江流域概况、三峡工程历史回顾、地质与地震、水文、枢纽建筑物与施工、防洪、发电、航运、泥沙、移民、生态与环境、资金筹措、对名胜古迹的保护等。

该书由国务院三峡建设委员会的陶景良高级工程师编写,国家计委副主任郭树言作序。该书运用大量的数据、资料来阐述,准确、可靠、翔实、全面,具有很强的可读性,可供海内外各行业、各阶层人士阅读。