

蒸发条件下粘土层对土壤水和溶质运移影响的模拟*

李韵珠 胡克林

(中国农业大学资源与环境学院, 北京 100094)

摘要 以土壤水和溶质运移的动力学原理为基础, 采用数值模拟方法, 研究了在浅层地下水和蒸发条件下含有粘土层土壤的水和 Cl^- 的运移状况, 重点探讨了两种粘土的层位和层厚对水和 Cl^- 运移影响的差别及原因。研究表明, 粘土层对土壤的水和溶质运移影响的程度, 与层状土壤中该粘土及其组合土壤的水力学性质有关。本文模拟的重粘土(简称 Y 粘土)与轻壤土所组成的层状土壤, 其基本情况为, 随粘土层层位的升高和层厚加大, 土壤水分蒸发和地下水补给速率降低, Cl^- 积累减少。而轻粘土(简称 R 粘土)与轻壤土所组成的层状土壤, 由于它们的导水率曲线在压力水头 h 约 - 1 000 cm 处相交, 当 h 低于此值时, R 粘土的导水率就大于轻壤土的。因此, 蒸发、补给速率和 Cl^- 积累强度出现以顶位最高, 甚至高于均质轻壤土, 其次为底位, 最低为中部层位的现象。在蒸发条件下 Cl^- 在剖面中的积聚部位主要是土表。粘土层的存在, 起到了阻滞作用, 而阻滞程度则与该粘土水力学性质、层位、厚度和地下水埋深有关。

关键词 粘土层; 层状土壤; 水和溶质运移; 蒸发条件

中图分类号 S152

文献标识码 A

影响盐渍化土壤水盐运动的自然因素, 除气候、地貌和地下水等外, 土壤的质地层次也是影响因素之一。在冲积平原, 土壤层次变化尤为明显, 其中以粘土层在土壤中的分布对水盐运动的影响最为突出。关于层状土壤中水分和溶质运移的研究已有不少文章报道^[1-6], 较多的是研究入渗条件下污染物或示踪元素移动的, 或是研究层状土壤的水和溶质运移的计算方法和参数。关于在蒸发条件下粘土层对土壤水和溶质运移影响的研究报道^[7-11], 有许多共同的结论, 但也有差异之处。主要原因可能是由于所用试验材料(土壤)的不同、试验设计不够完善、或因试验误差所引起的。为了能进一步得到较为全面的结果, 并阐明其机理, 本文以土壤水和溶质运移的动力学原理为基础, 应用数值模拟方法, 模拟在浅层地下水和蒸发条件下, 含有粘土层土壤的水分和 Cl^- 运移。并用两种不同粘土层作对比。望模拟结果能有助于正确认识粘土层在水与溶质运移中的作用, 并能为盐渍土の利用、改良和管理提供

依据。

1 材料和方法

1.1 水盐运动模型

本文运用 Hydrus-1D 软件^[12] 进行计算。水分特征曲线的拟合和非饱和导水率的计算, 选用 van Genuchten^[13] 的方程。本文在溶质运移的模拟中, 以 Cl^- 为代表, 所以没有吸附、解吸和源汇项。模型计算的空间步长为 1 cm, 时间步长为 0.001~ 1 d。

1.2 土壤和参数

模拟所用土壤材料取自河北曲周县盐渍土区。粘土 2 种, 均为原状土样, 简称 Y 粘土和 R 粘土。轻壤土 1 种, 为扰动土。它们的土壤物理参数和由实测数据所拟合的水分运动参数见表 1。

这 3 种土壤的水分特征曲线和导水率曲线如图 1。

* 国家重点基础研究发展规划项目(G1999011709)资助

作者简介: 李韵珠, 中国农业大学资源与环境学院土壤和水科学系

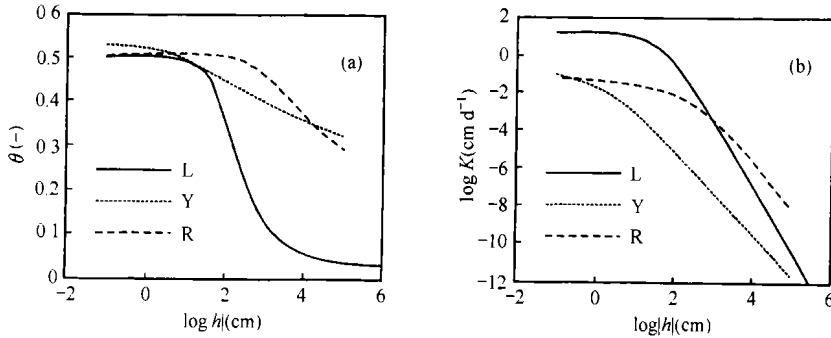
收稿日期: 2003-09-12; 收到修改稿日期: 2003-11-08

表 1 模拟所用土壤的物理和水分运动参数

Table 1 Physical and hydraulic parameters of the soils for simulation

土壤 Soil	粒级 Particle size < 0. 01mm(%)	容重 Bulk density (g cm ⁻³)	θ_r (cm ³ cm ⁻³)	θ_s (cm ³ cm ⁻³)	α (cm ⁻¹)	n (-)	l (-)	K_s (cm d ⁻¹)
轻壤土 Light loam	23. 3	1. 40	0. 029	0. 50	0. 013 7	1. 579 3	0. 5	19. 8
Y 粘土 Y clay	91. 1	1. 39	0. 15	0. 53	0. 225 4	1. 077 6	0. 5	1. 45
R 粘土 R clay	63. 4	1. 39	0. 15	0. 51	0. 001 6	1. 177 0	0. 5	0. 11

注: θ_r 为土壤残余含水量; θ_s 为土壤饱和含水量; K_s 为饱和导水率; α 、 n 和 l 均为水分特征曲线参数 Note: θ_r -residual soil water content; θ_s -saturated soil water content; K_s -saturated hydraulic conductivity; α , n and l are the parameters in soil water retention function



L: 轻壤土 Light loam; Y: Y 粘土 Y clay; R: R 粘土 R clay

图 1 模拟所用土壤的水分特征曲线(a)和导水率曲线(b)图

Fig 1 Soil water characteristic curves (a) and hydraulic conductivity curves (b) of the soils for simulation

图中 θ 为容积含水率, K 为导水率, $|h|$ 为压力水头 h 的绝对值。从导水率图可以看到 R 粘土与壤土两条曲线相交于 $\log |h|$ 为 3, 即 h 为 -1 000 cm 左右, 而 Y 粘土与壤土相交的 h 值远大于前者, 在测定范围内没有交叉。

土壤溶质运移参数如表 2。

表 2 土壤溶质运移参数

Table 2 Parameters of solute transport in soils

土壤 Soil	弥散率 Dispersivity D_L (cm)	Cl 分子扩散系数 Cl Molecular diffusion coefficient D_w (cm ² d ⁻¹)
轻壤土 Light loam	1. 1	1. 3
Y 粘土 Y clay	0. 2	1. 3
R 粘土 R clay	0. 4	1. 3

1.3 模型焯参数的检验

应用以上模型和土壤参数计算由轻壤土和 Y 粘土组成的层状土壤的水和 Cl⁻ 的变化与曲周土柱试验实测资料相比较, 用以检验所用模型和参数的可用性。

初始条件和边界条件如下,

水分:

$$h(z, t) = h_i(z) \quad t = t_0 \quad (1)$$

$$\left| -K \frac{\partial h}{\partial z} - K \right| \leq E \quad ha \leq h \leq 0 \quad z = 0 \quad t > 0 \quad (2a)$$

$$h = ha \quad h < ha \quad z = 0 \quad t > 0 \quad (2b)$$

$$h = 0 \quad z = -150 \text{ cm} \quad t > 0 \quad (3)$$

盐分:

$$c(z, t) = c_i(z) \quad t = t_0 \quad (4)$$

$$-D \frac{\partial c}{\partial z} + qc = 0 \quad z = 0 \quad t > 0 \quad (5)$$

$$c(z, t) = c_g \quad z = -150 \text{ cm} \quad t > 0 \quad (6)$$

式中, θ —容积含水量 (cm³ cm⁻³), h —压力水头 (cm), t —时间 (d), z —空间步长 (cm), 向上为正; K —非饱和导水率 (cm d⁻¹), E —在当时大气条件下的最大蒸发和入渗速率 (cm d⁻¹); c —溶质在土壤溶液中的浓度 (mmol cm⁻³), D —扩散弥散系数 (cm² d⁻¹), h_i 和 c_i 为已知初始值; 上边界水通量 E 由气象资料潜在蒸发和降雨速率给出; ha 为土表最小的压力水头, 本文设定为 -10⁵ cm; c_g 为地下水中 Cl⁻ 浓度。

土柱高 150 cm, 内径 18.6 cm。一为均质轻壤土土柱, 另一为轻壤土夹粘土柱, 其中 Y 粘土层位于 -87.5~ -107 cm。土柱置于地下室, 管口暴露于大

气。地下水稳定于-150 cm 处,由马利奥特瓶控制, Cl^- 浓度为 $0.0464 \text{ mmol cm}^{-3}$ (即 46.4 mmol L^{-1})。 h 由张力计测定, Cl^- 用 AgNO_3 滴定法测定。

图 2 表示均质轻壤土土柱和夹粘土柱第 69 天的 h 和 Cl^- 浓度计算值和实测值的比较, 两者吻合较好, 说明模型和参数的可用性。

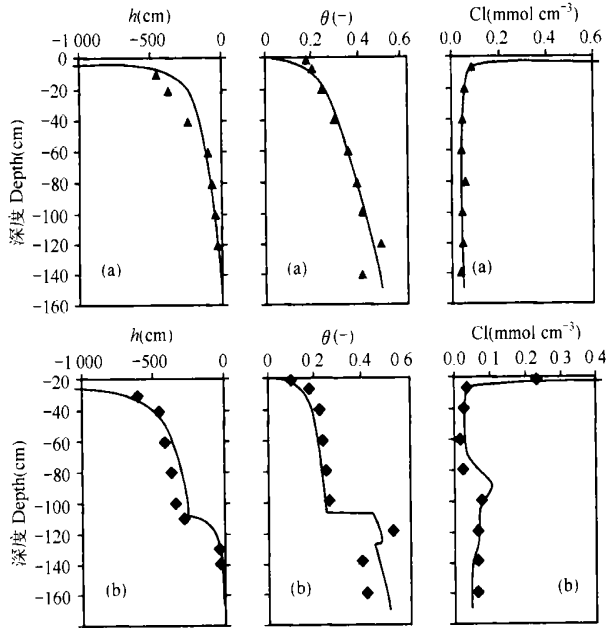


图 2 均质轻壤土 (a) 和夹粘土柱 (b) 的 h 和 Cl^- 浓度的计算值 (黑线) 和实测值 (符号)

Fig 2 Calculated (solid line) and measured (symbol) data of h values and Cl^- concentration for homogeneous loam column (a) and layered soil column with clay layer (b)

1.4 模拟计算设计

以两种粘土各与轻壤土所组成的层状土壤为基础,以粘土层层位为主要研究对象,兼顾不同粘土层厚度,研究在蒸发条件下它们对土壤水和以 Cl^- 为代表的溶质运移的影响。

层状土柱和地下水设计如下: 2 种粘土 (Y 与 R) 各与轻壤土组成层状土壤, 粘土层厚度分别为 5、10、20、40、80 cm; 粘土层层位除顶位外, 粘土层底部深度各为 30、60、90、120、150 cm; 地下水埋深为 1.5 m。

各处理编号如下: 粘土类别-层厚-层位, 层位均以粘土层底部离土表的距离表示。例如 Y20-60, 表示 Y 粘土, 20 cm 厚, 位于离土表 40~60 cm; 均质壤土以 L 表示。

模拟条件设定: 土壤初始状况设定为, 3 种土壤的初始压力水头均为 -200 cm, 即均质和层状土壤全剖面都是 -200 cm。土壤 Cl^- 含量均设定为 18 mmol kg^{-1} , 由于 3 种土壤水分特征曲线不同 (表

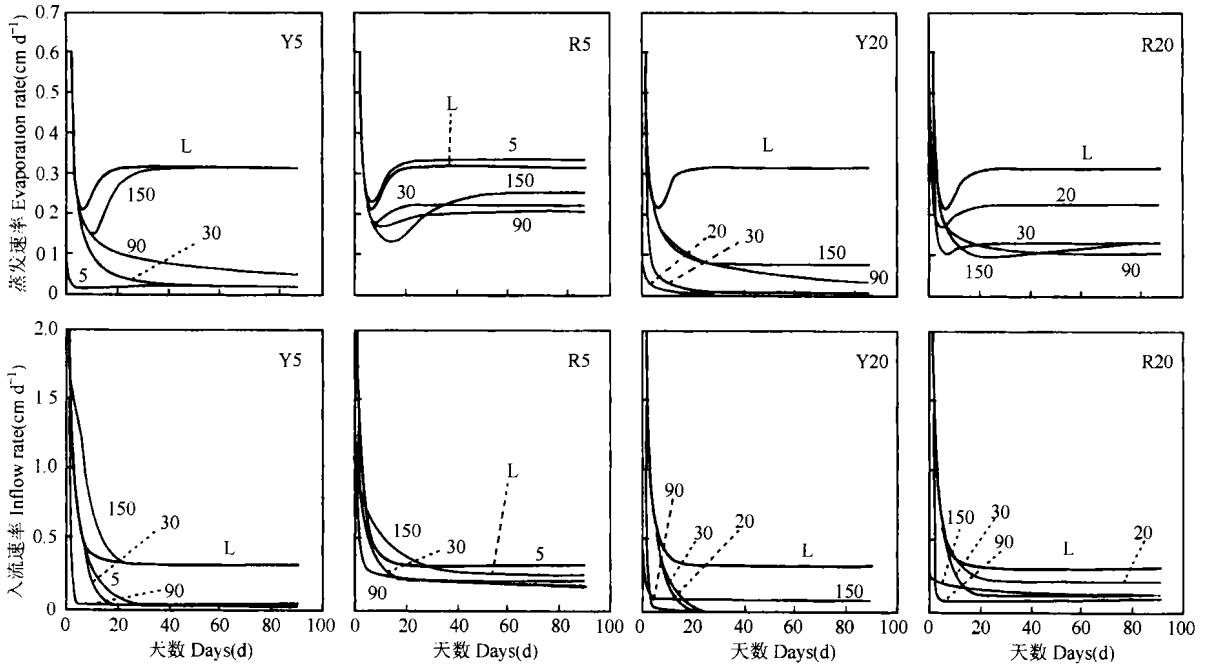
1 和图 1), 换算成土壤溶液中初始 Cl^- 浓度, 壤土为 $0.0918 \text{ mmol cm}^{-3}$, Y 粘土为 $0.0583 \text{ mmol cm}^{-3}$, R 粘土为 $0.0506 \text{ mmol cm}^{-3}$ 。边界条件同式 (1) 至式 (6)。 E 的设定是参考河北曲周春季的大致平均水平 (0.6 cm d^{-1}), 假设为稳态条件, 无降雨和灌溉, 地下水水位稳定, 其 Cl^- 浓度为 $0.0464 \text{ mmol cm}^{-3}$ 。无植物生长。

模拟天数为 90 d (春季 3 个月), 个别情况下延至 360 d。

2 模拟结果及分析

2.1 粘土层对土壤水运动的影响

2.1.1 蒸发与入流速率过程线和水分的垂直分布
以粘土层厚 5 cm 和 20 cm 为例, 它们的土壤蒸发与地下水补给土壤的向上入流速率 (简称入流速率) 过程线如图 3。



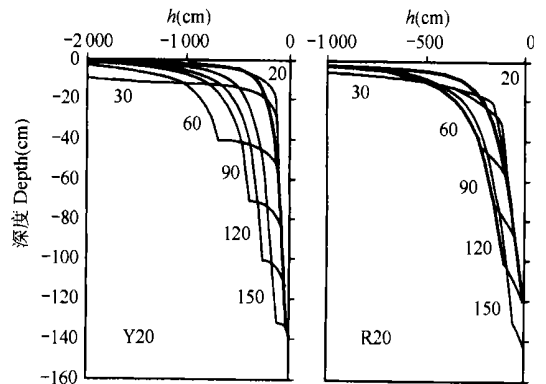
注: 图中 Y5、R5、Y20 和 R20 表示 Y 和 R 粘土层及其厚度, L 为均质轻壤土; 曲线旁数字代表粘土层层位 Note: Y5, R5, Y20 and R20 indicate Y and R clay layer and their thickness, L is homogeneous light loam; the numerals by the curves indicate the position of the clay layer

图 3 蒸发速率和入流速率变化过程线

Fig 3 Dynamic curves of evaporation and inflow rate

由图 3 可以看到, 开始的 20 d 左右蒸发和入流速率都很高, 然后迅速降低。降至较为平稳状态的时间各不相同, 均质壤土在地下水埋深 1.5 m 条件下约为 20 d。具有粘土层的土壤, 则随粘土层层厚和层位不同, 达到稳定所需时间亦异, 有的到 90 d, 或甚至到 360 d 仍在缓慢下降。如 Y5-150 的蒸发速率在 25 d 左右已达稳定, 且与均质轻壤土水平相近。但 Y20-150 在约 30 d 才基本平稳, 且蒸发速率降至小于 0.1 cm d^{-1} 。因此, 本文在比较各处理的蒸发速率和入流速率时, 采用第 90 天的资料。在稳态条件下蒸发速率应等于入流速率, 土壤含水量不变。从以上标准来衡量, 第 90 天对含 R 粘土层的层状土壤, 蒸发和入流速率大部分已达到稳定, 对含 Y 粘土层的层状土壤, 则只有部分(粘土层薄, 并处于底部的)达到稳定, 其它只是正在趋向稳定的过程中。

以粘土层 20 cm 厚土壤为例, 展示第 90 天的压力水头 h 剖面(图 4)。图 4 表明了 h 剖面的基本规律为, 粘土层以下 h 与均质壤土接近, 而从粘土层底部向上, h 值降低, 降低程度随粘土层位升高而愈大。含 R 粘土层土壤与以上规律相同, 但变化范围小。

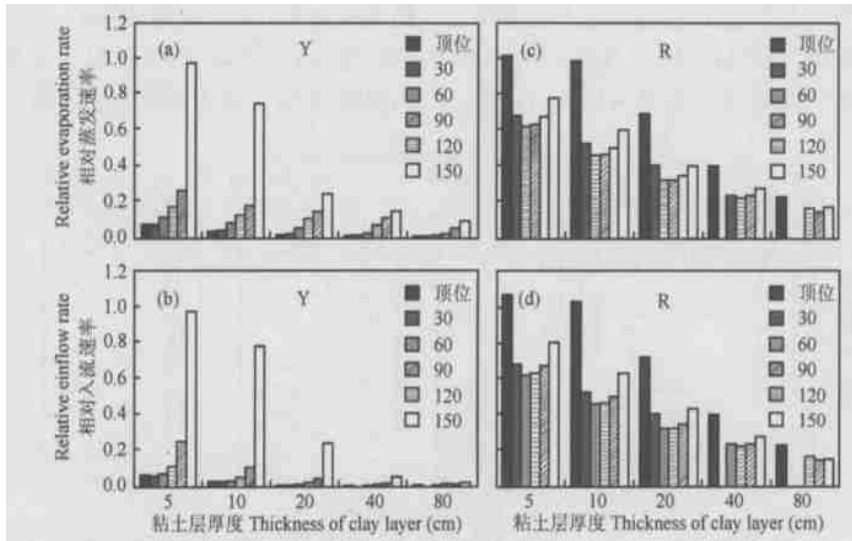


注: 图中 Y20、R20 表示 Y 和 R 粘土层及其厚度; 曲线旁数字代表粘土层层位; 粗黑线为均质轻壤土 Note: Y20 and R20 indicate Y and R clay layer and their thickness; the numerals by the curves indicate the position of the clay layer; the wide black curve represents homogeneous light loam

图 4 Y20 和 R20 的 h 剖面(第 90 天)

Fig 4 h profiles of Y20 and R20 (the 90th day)

2.1.2 土层厚度和层位对土壤水分蒸发和入流速率的影响 采用第 90 天的相对蒸发和相对入流速率(以均质壤土为基础)作比较。均质壤土第 90 天的蒸发和入流速率均为 0.317 cm d^{-1} 。结果示于图 5。



注: Y 和 R 表示含有 Y 或 R 粘土层的层状土壤; 图例表示粘土层底部深度, 即层位, 黑色图例表示粘土层处于顶位 Note: Y and R are the layered soils with Y or R clay layer; the legend indicates the depth of the bottom of clay layer, the black one indicates the clay layer located at the top of the layered soil

图 5 粘土层厚度和层位对土壤相对蒸发和相对入流速率的影响

Fig 5 Effect of thickness and position of clay layer on the relative soil evaporation and relative inflow rate

厚度影响: 如上图所示, 不论是 Y 粘土或 R 粘土, 也不论粘土层处于什么位置, 粘土层愈厚, 则蒸发和入流速率愈低。但 Y 粘土层处于不同层位时, 厚度对蒸发和入流速率的影响程度不同。当处于底位(150 cm)时, 厚度对土壤蒸发和入流速率的影响和差别明显。粘土层层位愈高, 厚度的影响差别愈小(图 5(a), (b))。R 粘土层厚度的影响与 Y 粘土层有所不同, 处在不同层位的 R 粘土层, 其厚度影响蒸发和入流速率的差别较为均匀, 只是 40 cm 厚以上的速率差别较小(图 5(c), (d))。

层位影响: 两种粘土层层位对土壤蒸发和入流的影响所呈现的规律不同。对含 Y 粘土层的层状土壤而言, 不论厚度如何, 均表现为层位愈低, 蒸发和入流速率愈高, 尤以 5 cm 和 10 cm 厚的表现最为明显。但需要说明的是, 薄的 Y 粘土层处于顶位的略微高于 30 cm 层位的。含 R 粘土层的层状土壤, 其蒸发和入流速率大大高于含 Y 粘土层的, 而且是处于顶位者最高, 5 cm 和 10 cm 厚顶位的甚至超过均质壤土, 其次是底位, 而处于中间部位的, 其土壤蒸发和入流速率较低。

2 种粘土层的层位对土壤蒸发和入流速率的不同影响, 应归因于 2 种粘土的水力学性质的不同。从图 1 可以看到, R 粘土与壤土两条导水率曲线相交于 h 值为 -1000 cm 左右, 所以当 R 粘土层层位

较高, 在持续蒸发条件下, 土壤表层 h 降低到一定值, 低于 R 粘土与壤土导水率曲线交叉点的 h 值时, 具有 R 粘土层的土壤蒸发速率就超过了均质壤土或超过层位较低的土壤的蒸发速率了。在稳态条件下, 入流速率相应地也超过了均质壤土。R 粘土层处于中部或下部的, 土壤水吸力不可能超过此交叉点的值, 因此蒸发和入流速率都小于均质壤土。而从 Y 粘土与壤土的导水率曲线趋势看, 在 h 值很低的情况下, 也会相交。Y 粘土与壤土的这种水力学性质决定了它们所组合的层状土壤在模拟条件范围内, 一般不易发生以上情况。只有在薄层情况下, 顶位的土壤蒸发和入流速率略有超过下一层位的现象。以上现象也说明了为什么过去有关粘土层的试验研究, 有时会得到不同结果的原因, 应与供试土壤的水力学性质不同有关。

2.2 粘土层对土壤 Cl^- 运移的影响

2.2.1 Cl^- 积累强度 用第 90 天土壤底部 Cl^- 通量密度的模拟结果, 比较层位和厚度的影响, 其规律与图 5 地下水入流速率相同。因为 Cl^- 通量密度实质是地下水入流速率与其 Cl^- 浓度的乘积, 这里不再重复表示和说明。

2.2.2 Cl^- 积累部位 (1) 浓度剖面 and 含量剖面。模拟期末的土壤 Cl^- 浓度和含量剖面反映了从模拟开始到终了全过程的结果。包含了初期水分不

稳定阶段各处理因粘土层位置不同,进水量有差异而造成 Cl^- 进入量的不同。但对说明 Cl^- 在剖面中的分布和增减部位,有其一定意义。这里只以 20 cm 厚

粘土层的两个层位为例(图 6)。为了突出与粘土层及其邻层 Cl^- 的状况, x 坐标均未能表示出土表的积累量,但可以参考后面的表 3 和表 4。

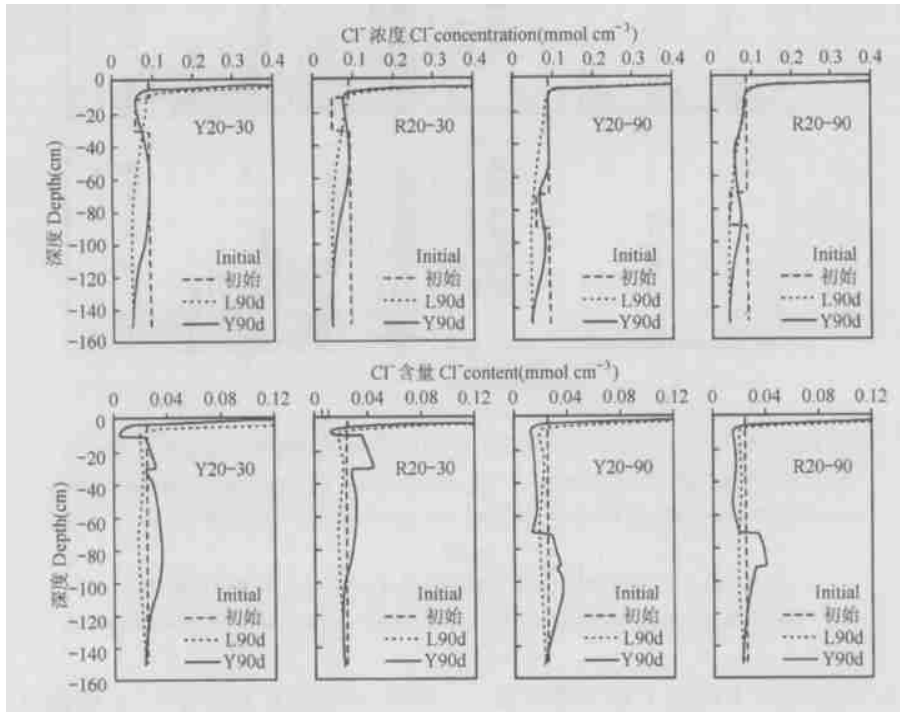


图 6 Cl^- 浓度剖面和含量剖面(第 90 天)

Fig 6 Profiles of Cl^- concentration and content (the 90th day)

浓度剖面: 浓度剖面指单位容积土壤溶液中 Cl^- 量的垂直变化。无论是均质壤土或有粘土层的土壤,在蒸发条件下,地下水持续上行,将土壤原有的 Cl^- 向上顶托,而地下水中 Cl^- 浓度又低于土壤中的原始 Cl^- 浓度,因此剖面下部 Cl^- 浓度较初始值低。

对均质壤土而言,除了表层 10 cm 以外,下面浓度全部降低。

当粘土层处于 10~30 cm 深处时, Y20-30 除表层外,粘土层和 50~70 cm 处 Cl^- 浓度较初始浓度稍有增加,且较均质壤土中部 Cl^- 浓度明显增高,其原因为土壤原有 Cl^- 受地下水上升顶托,又受上面粘土层的影响而阻滞于此; R20-30 较前者的明显不同处是 R 粘土层处浓度增高明显,已消除了粘土层初始浓度低的状况,另外,较均质壤土浓度高的部位偏上,且差别较前者小,表层 Cl^- 浓度较高。

当粘土层处于 70~90 cm 深处时, Y20-90 除表层和粘土层外,均较初始值低,从图中可以看出,粘土层处虽然浓度有所增加,但仍未消除初始浓度低的影响。水盐尚未达到稳定。与均质壤土相比,仍能显示粘土层对 Cl^- 的阻隔作用, 20~140 cm 深处

浓度高于均质壤土;图中 R20-90 的粘土层 Cl^- 浓度较初始浓度明显增高,在 60~100 cm 处稍高于均质壤土。两种粘土层 Cl^- 浓度剖面的不同,应归因于 R 粘土的导水率高于 Y 粘土。

含量剖面: 含量剖面是单位容积土壤所含 Cl^- 量的垂直变化,它不仅与浓度有关,而且与含水量变化有关。

均质壤土除表层外,剖面下部 Cl^- 含量全部较初始值低。 Cl^- 上移至表层积累。

Y20-30 与 R20-30 相比,粘土层及其下部 Cl^- 含量都增加了,但前者粘土层下部较粘土层本身增加更多,即大量 Cl^- 被阻于粘土层下面;而后者则不同,粘土层本身较其下部 Cl^- 含量增加得多,即积累部位靠上。Y20-90 与 R20-90 的 Cl^- 含量积累部位,除表层外,也是粘土层及其下部,两者的区别与 10~30 cm 层位的相似。

(2) Cl^- 分层增减量。为了避免因初期土壤水和溶质增加的不稳定性,这里重点展示了第 60~90 天的 Cl^- 分层增减量资料(表 3),以含 20 cm 厚粘土层的层状土壤为例,其它层厚的分层增量规律相似。

表 3 Cl^- 分层增量¹⁾ (第 60~90 天)Table 3 Increment profile of Cl^- (from 60th to 90h day) (mmol cm^{-2})

深度 Depth (cm)	轻壤土 Light loam	Y20-20	Y20-30	Y20-60	Y20-90	Y20-120	Y20-150
0~ 5	0.8424	0.0044 ²⁾	0.0071	0.0474	0.0929	0.1284	0.1961
5~ 10	0.0156	0.0053 ²⁾	- 0.0007	- 0.0023	- 0.0016	0.0005	0.0050
10~ 20	- 0.0162	0.0079 ²⁾	0.0050 ²⁾	- 0.0095	- 0.0096	- 0.0068	0.0005
20~ 30	- 0.0308	- 0.0037	0.0059 ²⁾	- 0.0124	- 0.0109	- 0.0083	0.0003
30~ 40	- 0.0488	- 0.0025	- 0.0035	- 0.0133	- 0.0122	- 0.0085	0.0009
40~ 50	- 0.0656	- 0.0001	- 0.0034	0.0040 ²⁾	- 0.0123	- 0.0100	0.0007
50~ 60	- 0.0741	0.0000	- 0.0003	0.0070 ²⁾	- 0.0161	- 0.0093	0.0006
60~ 70	- 0.0695	- 0.0004	- 0.0002	- 0.0029	- 0.0177	- 0.0107	0.0008
70~ 80	- 0.0537	- 0.0019	- 0.0014	- 0.0046	0.0055 ²⁾	- 0.0120	0.0009
80~ 90	- 0.0336	- 0.0045	- 0.0041	- 0.0037	0.0074 ²⁾	- 0.0172	- 0.0004
90~ 100	- 0.0167	- 0.0056	- 0.0058	- 0.0060	- 0.0062	- 0.0175	- 0.0087
100~ 110	- 0.0065	- 0.0031	- 0.0038	- 0.0061	- 0.0124	0.0025 ²⁾	- 0.0267
110~ 120	- 0.0020	0.0011	0.0006	- 0.0020	- 0.0081	- 0.0010 ²⁾	- 0.0323
120~ 130	- 0.0005	0.0036	0.0035	0.0026	- 0.0014	- 0.0111	- 0.0190
130~ 140	0.0000	0.0031	0.0033	0.0041	0.0030	- 0.0091	- 0.0128 ²⁾
140~ 150	0.0000	0.0010	0.0011	0.0017	0.0020	- 0.0025	- 0.0035 ²⁾

深度 Depth (cm)	轻壤土 Light loam	R20-20	R20-30	R20-60	R20-90	R20-120	R20-150
0~ 5	0.8424	0.5738 ²⁾	0.2700	0.2128	0.2766	0.2985	0.3344
5~ 10	0.0156	0.0397 ²⁾	0.0164	- 0.0098	0.0059	0.0070	0.0094
10~ 20	- 0.0162	0.0085 ²⁾	0.0480 ²⁾	- 0.0202	- 0.0042	0.0002	0.0031
20~ 30	- 0.0308	- 0.0051	0.0229 ²⁾	0.0058	- 0.0162	0.0001	0.0034
30~ 40	- 0.0488	- 0.0146	0.0019	0.0216	- 0.0350	- 0.0005	0.0033
40~ 50	- 0.0656	- 0.0294	- 0.0019	0.0429 ²⁾	- 0.0350	- 0.0041	0.0034
50~ 60	- 0.0741	- 0.0470	- 0.0082	0.0252 ²⁾	- 0.0036	- 0.0175	0.0032
60~ 70	- 0.0695	- 0.0591	- 0.0203	- 0.0018	0.0207	- 0.0381	0.0004
70~ 80	- 0.0537	- 0.0591	- 0.0341	- 0.0168	0.0333 ²⁾	- 0.0370	- 0.0103
80~ 90	- 0.0336	- 0.0464	- 0.0407	- 0.0296	0.0031 ²⁾	- 0.0071	- 0.0336
90~ 100	- 0.0167	- 0.0284	- 0.0355	- 0.0349	- 0.0273	0.0090	- 0.0519
100~ 110	- 0.0065	- 0.0133	- 0.0227	- 0.0288	- 0.0350	0.0002 ²⁾	- 0.0419
110~ 120	- 0.0020	- 0.0047	- 0.0104	- 0.0166	- 0.0262	- 0.0217 ²⁾	- 0.0187
120~ 130	- 0.0005	- 0.0013	- 0.0032	- 0.0064	- 0.0131	- 0.0225	- 0.0057
130~ 140	0.0000	- 0.0003	- 0.0007	- 0.0015	- 0.0042	- 0.0114	- 0.0035 ²⁾
140~ 150	0.0000	0.0000	- 0.0001	- 0.0002	- 0.0008	- 0.0023	- 0.0006 ²⁾

1) 正值表示增量 The positive values indicate increment; 2) 粘土层所在位置 The position of the clay layer

从表 3 可以看到以下几点规律: 在持续蒸发条件下, 盐分的表聚是普遍现象, 其强度与图 5 规律基本一致。凡剖面中粘土层导水率高的, Cl^- 随水上升通畅, 积聚部位都在表层和上部, 而土壤下部的 Cl^- 因上移而减少(与地下水浓度低于土壤溶液浓度有关), 如均质壤土、Y 粘土层处于底位的, R 粘土层处于顶位、上部和底位的。凡粘土层处于中部的, 除表层 Cl^- 有增加外, 粘土层处均有积聚。Y 粘土导水性能低于 R 粘土, 所以 Cl^- 的运移受阻明显, 表现在粘土层处和大部分处理底部有 Cl^- 的少量增加, 即地下水中的 Cl^- 进入土壤后, 不能很快上移。另外, 在图 6 和表 3 的 Cl^- 含量或增量剖面中, 不论

是均质壤土或有粘土层者, 在紧接表层的下部有一 Cl^- 含量和增减量明显降低的层次, 如在 Y20-30 中甚为明显。其原因分析为, 因土表的强烈蒸发, 亚表层的水分与其中携带的 Cl^- 不断向表层移动补充。当下面有粘土层, 而其导水性能又低的情况下, 水盐不能充分补充亚表层的亏缺, 而造成该层 Cl^- 的低谷。当粘土层层位降低, 导水率提高, 此层的降低程度减小, 但该层次变厚。

(3) 不同时段 Cl^- 增量剖面的变化。表 4 显示了 R20-90 和 Y20-90 在持续蒸发 360 d 中, 不同时段 Cl^- 增量剖面的变化。

表 4 不同时段 Cl^- 的分层增量状况¹⁾

Table 4 Increment profile of Cl^- in different periods (mmol cm^{-2})

深度 Depth (cm)	R20-90				Y20-90			
	0~ 60 d	60~ 90 d	90~ 180 d	180~ 360 d	0~ 60 d	60~ 90 d	90~ 180 d	180~ 360 d
0~ 5	0.7268	0.2766	0.7090	1.2681	0.5290	0.0929	0.1683	0.1940
5~ 10	-0.0333	0.0059	-0.0037	0.0316	-0.0488	-0.0016	-0.0004	0.0031
10~ 20	-0.0730	-0.0042	-0.0474	0.0022	-0.1029	-0.0096	-0.0150	-0.0102
20~ 30	-0.0505	-0.0162	-0.0379	-0.0077	-0.0865	-0.0109	-0.0168	-0.0126
30~ 40	-0.0405	-0.0350	-0.0081	-0.0231	-0.0748	-0.0122	-0.0184	-0.0169
40~ 50	-0.0542	-0.0350	0.0243	-0.0393	-0.0671	-0.0123	-0.0219	-0.0237
50~ 60	-0.0808	-0.0036	0.0336	-0.0517	-0.0627	-0.0161	-0.0293	-0.0233
60~ 70	-0.0822	0.0207	0.0175	-0.0577	-0.0834	-0.0177	-0.0217	-0.0081
70~ 80	0.0764 ²⁾	0.0333 ²⁾	-0.0113 ²⁾	-0.0964 ²⁾	0.0299 ²⁾	0.0055 ²⁾	0.0130 ²⁾	0.0096 ²⁾
80~ 90	0.1398 ²⁾	0.0031 ²⁾	-0.0616 ²⁾	-0.0827 ²⁾	0.0711 ²⁾	0.0074 ²⁾	0.0082 ²⁾	-0.0013 ²⁾
90~ 100	0.0959	-0.0273	-0.0716	-0.0458	0.0938	-0.0062	-0.0131	-0.0177
100~ 110	0.0744	-0.0350	-0.0595	-0.0264	0.1204	-0.0124	-0.0254	-0.0276
110~ 120	0.0358	-0.0262	-0.0362	-0.0136	0.0979	-0.0081	-0.0193	-0.0244
120~ 130	0.0026	-0.0131	-0.0167	-0.0059	0.0525	-0.0014	-0.0062	-0.0148
130~ 140	-0.0146	-0.0042	-0.0056	-0.0021	0.0120	0.0030	0.0021	-0.0062
140~ 150	-0.0195	-0.0008	-0.0010	-0.0004	-0.0120	0.0020	0.0019	-0.0014

1) 正值表示增量 The positive values indicate increment; 2) 粘土层所在位置 The position of the clay layer

R20-90 资料表明, Cl^- 增加部位除表层外, 先是粘土层及其下部, 随着时间的推移, 逐步为粘土层及其上部, 转而粘土层以上, 最后只有土表 20 cm 内有增量。

Y20-90 资料表明, Cl^- 增加部位除表层外, 先是粘土层及其下部, 而后为粘土层, 到第 360 天只有粘土层上半部。说明 Y 粘土层的阻盐作用较 R 粘土层强。但再继续进行蒸发, 最后也会越过粘土层向表面积聚。

Cl^- 积聚过程和部位表明, 土表的蒸发面是溶质积聚的主要部位, 粘土层只起到阻滞作用, 只有暂时(时间长短视导水性能的强弱而定)的积聚现象。但在黄淮海平原自然气候条件下, 春季 3 个月的蒸发强度, 再加上该期间的降雨和灌溉, 或雨季的降临, 往往又使溶质向下移动, 到达粘土层处又受阻(遇有裂隙的粘土, 可能会发生优先流), 不可能有全年持续干旱状况。所以, 在季节性干旱地区, 粘土层在旱季抑制盐分运行的作用不可忽视。

3 结 论

模拟计算结果表明, 在浅层地下水位和蒸发条件下, 粘土层在土壤中的存在, 对土壤水和溶质运移有明显影响。但影响的程度与该粘土与其相组合土壤的水力学性质有关, 也与粘土层本身的层位和厚度有关。

以本文所模拟的 Y 粘土(重粘土)与轻壤土所组成的层状土壤而言, 在蒸发条件下, 随着粘土层层位的升高(薄层顶位除外)和层次的变厚, 土壤水分蒸发速率和地下水进入土壤的入流速率降低, 盐分积累减少。但所模拟的 R 粘土(轻粘土)与轻壤土所组成的层状土壤, 由于它们的导水率曲线在 h 值 $-1\ 000\text{ cm}$ 左右时交叉, 因此, 当 R 粘土层层位高时, 尤其是顶位情况下, 表土 h 值一般低于交叉点的 h , 因而蒸发、入流速率和 Cl^- 积累量甚至超过均质壤土或层位低的土壤。处于中部层位时, 蒸发、入流速率和积盐最低。

Cl^- 在含粘土层土壤剖面中的积聚部位, 主要在土壤表层, 粘土层对 Cl^- 运移具有阻滞作用和暂时积聚间的现象。

因此, 研究层状土壤, 首先应对所组成的 2 种或 3 种土壤的水分特征曲线和导水率曲线进行比较研究。虽同是粘土, 但其水力学性质也有很大区别, 从而对水和溶质运移的影响也就有所不同。

参 考 文 献

- [1] Willis W O. Evaporation from layered soils in the presence of a water table. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 1960, 24(4): 239~ 242
- [2] Hadas A, Hillel D. Steady state evaporation through nonhomogeneous soils from a shallow water table. *Soil Sci.*, 1972, 113: 65~ 73
- [3] Selim H M, Davidson J M, Rao P S C. Transport of reactive solutes through multilayered soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1977, 41: 3~ 10
- [4] Jacobsen O H, Leij F J, van Genuchten M Th. Lysimeter study of anion transport through layered coarse-textured soil profiles. *Soil Sci.*, 1992, 154(3): 196~ 205
- [5] Porro I, Wierenga P J, Hills R G. Solute transport through large uniform and layered soil columns. *Water Resour. Res.*, 1993, 29(4): 1 321~ 1 330
- [6] 罗焕炎, 严蔼芬, 谢驹华. 层状土中毛管水上升的试验研究. *土壤学报*, 1965, 13(3): 312~ 314. Loo H Y, Jan A F, Shieh C H. Experimental investigation of upward movement of soil water in layered systems (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1965, 13(3): 312~ 314
- [7] 袁剑舫, 周月华. 粘土夹层对地下水上升运行的影响. *土壤学报*, 1980, 17(1): 94~ 100. Yuan J F, Zhou Y H. The influence of clay interlayer on the upward movement of capillary water in soil (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1980, 17(1): 94~ 100
- [8] 李韵珠, 陆锦文, 黄坚. 蒸发条件下粘土层与土壤水盐运移. 见: 石元春, 李韵珠, 陆锦文, 等著. 盐渍土的水盐运动. 北京: 北京农业大学出版社, 1986. 161~ 174. Li Y Z, Lu J W, Huang J. Clay layer and soil water-salt transport under evaporation (In Chinese). In: Shi Y C, Li Y Z, Lu J W, *et al.* eds. *Water and Salt Transport in Salt-affected Soils*. Beijing: Beijing Agricultural University Press, 1986. 161~ 174
- [9] 刘思义, 魏由庆. 马颊河流域影响土壤盐渍化的几个因素的研究. *土壤学报*, 1988, 25(2): 110~ 118. Liu S Y, Wei Y Q. Study on the factors affecting salinization of soils in the Majia river valley (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1988, 25(2): 110~ 118
- [10] 刘思义, 魏由庆, 梁国庆, 等. 粘土夹层土体构型水盐运动的试验研究. *土壤学报*, 1992, 29(1): 109~ 112. Liu S Y, Wei Y Q, Liang G Q, *et al.* Study on the water salt movement in soil body with intercalated clay layer (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1992, 29(1): 109~ 112
- [11] 刘福汉, 王遵亲. 潜水蒸发条件下不同质地剖面的土壤水盐运动. *土壤学报*, 1993, 30(2): 173~ 181. Liu F H, Wang Z Q. Salt-water dynamics in soil profiles of different texture under groundwater evaporation condition (In Chinese). *Acta Pedologica Sinica*, 1993, 30(2): 173~ 181
- [12] Simunek J, Sejna M, van Genuchten M Th. The HYDRUS-1D software package for simulating the one-dimensional movement of water, heat, and multiple solutes in variably-saturated media. Version 2.0. U.S. Salinity Laboratory, Agricultural Research Service, U.S. Department of Agriculture, Riverside, California. 1998
- [13] van Genuchten M Th. A close-form equation for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated soil. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 1980, 44: 892~ 898

SIMULATION FOR THE EFFECT OF CLAY LAYER ON THE TRANSPORT OF SOIL WATER AND SOLUTES UNDER EVAPORATION

Li Yunzhu Hu Kelin

(College of Resources and Environment, China Agricultural University, Beijing 100094, China)

Abstract On the basis of dynamics principle for soil water and solutes transport, the numerical modeling is used for analyzing the regularity of the transport of water and Cl^- in the soil with clay layer under evaporation in this paper. The layered soils used for simulation are composed of loam and two kinds of clay layer respectively. The depth of groundwater is 1.5 m. The differences and causes in the effects of the position and thickness of the clay layer on the transport of soil water and solute between two kinds of clay layer are focused. The results show that the degree of the effects depends on the soil hydraulic properties of the clay and loam in the layered soil. In case 1 where the layered soil is composed of loam and heavy clay Y, the basic condition is, the higher the position of the clay layer and the thicker the clay layer are, the lower the evaporation, up inflow rate and the accumulation of Cl^- in soil are. In case 2, where the layered soil is composed of the same loam as above and light clay R, the highest evaporation and up inflow rate and accumulation of Cl^- appear in the layered soil with clay layer at the top position. The next higher level appears in the case where the clay layer locates in the bottom of the soil and the lowest appears in the soil with clay layer in the middle position. The causes of above differences are resulted from the different hydraulic properties of the two clays. The hydraulic conductivity curves (K versus h) of clay R and loam cross at about - 1 000 cm of h . Therefore, when the surface soil is drying and h drops to less than - 1 000 cm, the K of clay R will be higher than that of loam. But the h value of the intersecting point for clay Y and loam is rather lower than above value. The accumulation position of Cl^- in soil profile under evaporation is mainly at the soil surface, clay layer in soil profile only plays the role of retardation in the transport of solutes to the surface and of temporal accumulation place.

Key words Clay layer; Layered soil; Water and solutes transport; Evaporation condition