

松嫩草地土壤水分及盐渍化 动态的模拟研究*

尚宗波 高琼 王仁忠

(中国科学院植物研究所植被数量生态学开放实验室, 北京 100093)

摘要 利用面向对象技术及新型编程语言 Java, 在水盐平衡模型基础上, 通过简化机理模型建立了物理过程模型, 来模拟土壤水分和盐碱化动态。模型以 1d 为步长, 适合于模拟异质性强的多层土壤水盐动态。利用长岭 1997 年土壤湿度实测资料对土壤水分模型进行了验证, 模拟结果很理想。模拟了 1997 年羊草及角碱蓬群落土壤盐分、碱化度、pH 值动态, 并与实验资料进行了比较, 模拟结果可以反映土壤盐分和碱化的季节变化规律。

关键词 土壤水, 盐渍化, 水盐动态, 模拟模型, 松嫩草地

中图分类号 Q948.112⁺.3, Q948.113

松嫩草地是我国著名的天然草场, 又是东北西部绿色生态屏障, 具有较高的经济价值和重要的生态意义^[1]。但是由于各种自然因素和人为因素, 致使草地出现退化, 尤其是草地盐渍化加重, 生态环境日趋恶化^[2]。有些学者研究了松嫩草地土壤水盐运动规律^[3], 有些学者对松嫩草地植物——环境系统进行了模型研究^[4,5]。

土壤水盐动态模型主要有机理模型和水盐平衡模型两种形式。Hiller 提出了一维水分运动方程^[6], Bear 总结提出了溶质运移的二维数学方程^[7], Bresler 总结了盐分运移的数学模型^[8], 但是 Bresler 研究发现水盐运动机理模型的田间结果与实际观测结果相差甚远^[9]。水盐平衡方法一开始就是针对田间水盐动态提出的, 因此用它对田间水盐状况的研究比水动力学方法在某些方面有很大的优越性^[10]。越来越多的学者尝试通过简化机理模型建立物理过程模型(Physically-based modelling), 来模拟大尺度土壤水分的动态^[11]。本文主要参考了 Doorenbos^[12], Stroosnijder^[13], van Keulen^[14], Rijtema^[15], Ritchie^[16] 和王遵亲^[17]的研究, 在水盐平衡模型基础上, 尝试建立物理过程模型来模拟田间异质性多层土壤的水盐动态。

1 方法

1.1 水分动态子模型

本文利用改进后的 Perman 式计算了潜在蒸散量^[18], 式中所需大气外界太阳辐射日总量是根据傅抱

* 国家自然科学基金重大项目(No. 39899370), 自然科学基金项目(No. 39770133) 和自然科学基金杰出青年基金项目(No. 39725006), 中国科学院资源与生态环境重大项目(B:KZ95+ B+108) 资助

收稿日期: 2000- 07- 24; 收到修改稿日期: 2000- 12- 15

璞^[19]方法计算得到。实际蒸发速率表示为^[16]

$$E_{\max} = ET_P \cdot e^{-K_p \cdot LAI} \quad (1)$$

$$E_a = \begin{cases} \frac{\theta^0 - \theta_m}{\theta_0 - \theta_m} \cdot E_{\max} & S_t = 0, E_a > C_R^0 \\ E_{\max} & \end{cases} \quad (2)$$

式中, E_{\max} 为最大可能蒸发速率(cm d^{-1}); ET_P 为潜在蒸散速率(cm d^{-1}); LAI 为叶面积指数; E_a 为实际蒸发速率(cm d^{-1}); θ^0 为表层土壤容积含水率($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_0 为土壤总孔隙度($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_m 为风干土壤含水率($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); S_t 为实际地表储水量(cm); C_R^0 为由下层土壤到地表的土壤水随毛细管上升速率(cm d^{-1}), K_p 为参数。

实际蒸腾速率可以表示为^[14]

$$T_{\max} = ET_P - E_{\max} \quad (3)$$

$$T_a = \begin{cases} 0 & \theta \leq \theta_W \\ \frac{\theta - \theta_W}{\theta_{CR} - \theta_W} \cdot T_{\max} & \theta_W < \theta < \theta_{CR} \\ T_{\max} & \theta_{CR} \leq \theta \leq \theta_{FC} \\ \frac{(\theta_0 - 0.05) - \theta}{(\theta_0 - 0.05) - \theta_{FC}} \cdot T_{\max} & \theta_{FC} < \theta < \theta_0 \\ 0 & \theta \geq (\theta_0 - 0.05) \end{cases} \quad (4)$$

式中, T_{\max} 为最大可能蒸腾速率(cm d^{-1}); T_a 为实际蒸腾速率(cm d^{-1}); θ_W 为永久凋萎湿度($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ 为土壤容积含水率($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); θ_{CR} 为土壤临界湿度($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$), 根据 Doorenbos 给定方法得到^[12]; θ_{FC} 为田间持水量($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$)。

地表实际储水量的变化取决于地表最大入渗速率, 以及降水和灌溉速率。地表最大入渗速率由水分吸附力和重力作用共同决定^[14]。

$$I_{\max} = SS_0 \cdot \left[1 - \frac{\theta}{\theta_0} \right] \cdot (\Delta t)^{-0.5} + A \quad (5)$$

式中, I_{\max} 为地表最大入渗速率(cm d^{-1}); SS_0 为土壤对水分的标准吸附力($\text{cm d}^{-0.5}$); t 为降水时间(d); A 为表层渗透速率(cm d^{-1})。

不饱和土壤导水率根据 Rijtema 研究结果得到^[15]。

$$K_\psi = \begin{cases} K_0 \cdot e^{\alpha \cdot S_\psi} & S_\psi \leq S_{\psi_{\max}} \\ b \cdot S_\psi^{-1.4} & S_\psi > S_{\psi_{\max}} \end{cases} \quad (6)$$

式中, K_ψ 为不饱和土壤导水率(cm d^{-1}); K_0 为饱和土壤导水率(cm d^{-1}); S_ψ 为土壤水吸力($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); $S_{\psi_{\max}}$ 为临界土壤水吸力($\text{cm d}^{-0.5}$), α 为参数(cm d^{-1}), b 为参数(cm^{-1}), 根据 Rijtema 给定参数确定^[15]。土壤水吸力随土壤容积含水率的变化可以表示为^[14]

$$S_\psi = \begin{cases} \exp \left[\sqrt{\frac{\ln \theta_0 - \ln \theta}{\tau}} \right] & \theta < \theta_0 \\ 1 & \theta \geq \theta_0 \end{cases} \quad (7)$$

式中, θ_0 为土壤总孔隙度($\text{cm}^3 \text{cm}^{-3}$); τ 为参数(cm^{-2})。

土壤水的垂直运动是在水势(或称为水头, 包括基质势和重力势, 忽略压力势、溶质势和温度势)作用下进行的, 其运动速率与水势梯度以及土壤毛细管的“阻抗”有关, 常采用 Darcy 定律来描述。本文将土壤分为很薄的多层, 底层以上土壤水随毛细管上升速率可以由 Darcy 定律的差分公式近似得到。

$$C_R = K_\phi \cdot \frac{dH}{dZ} = K_\phi \cdot \left[\frac{dS_\phi}{dZ} - 1 \right] \approx K_\phi \cdot \left[\frac{\Delta S_\phi}{\Delta Z} - 1 \right] = \frac{K_\phi^j + K_\phi^{j+1}}{2} \cdot \left(\frac{S_\phi^j - S_\phi^{j+1}}{Z^j - Z^{j+1}} - 1 \right) \quad (8)$$

式中, C_R 为土壤水随毛细管上升速率 (cm d^{-1}); H 为水头 (cm); Z 为距离 (cm)。

对于由地下水上升到底层土壤的毛细管上升速率 (C_R^B) 常利用数值方法计算得到。当底层土壤较为湿润且其水吸力小于临界水吸力 ($S_{\phi\max}$) 时, 由地下水经毛细管上升到底层土壤的水分可以不采用数值方法计算, 而是由式(9)得到^[14]

$$C_R^B = \frac{K_0 \cdot [e^{-\alpha \cdot S_\phi} - e^{-\alpha \cdot (GW - Z^B)}]}{e^{-\alpha \cdot (GW - Z^B)} - 1} \quad S_\phi \leq S_{\phi\max} \quad (9)$$

式中, Z^B 为底层土壤深度 (cm); GW 为地下水水位 (cm)。但是当底层土壤较干时, 则需要采用数值方法计算^[15]。

如果上层土壤水头小于下层土壤, 则将发生渗漏, 其渗漏速率 (P_e) 即为不饱和导水率^[14]

$$P_e = K_\phi \quad (10)$$

每层土壤湿度的变化 ($\Delta\theta^j$) 可以表示为

$$\Delta\theta^j = \frac{W_{in}^j - W_{out}^j}{Z^j - Z^{j-1}} \quad (11)$$

式中, W_{in}^j 为第 j 层土壤水分“收入” (cm d^{-1}); W_{out}^j 为第 j 层土壤“支出” (cm d^{-1}); Z^j 为第 j 层土壤深度 (cm)。

1.2 盐碱化动态子模型

1.2.1 土壤盐化过程及溶质运移

土壤盐化过程可以根据各种离子 (Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 等) 的运移来确定。Bear^[7]、Bresler^[8,9] 分析了土壤溶质运动的机理, 将导致土壤溶质运移的动力归为对流、扩散和弥散三个方面, 提出了土壤溶质运移的动力学基本方程以及瞬时过程时溶质在土壤中的三维运移方程和一维运移方程。在一维情况下, 溶质运移方程为:

$$\frac{\partial}{\partial t}(Q + \theta c) = \frac{\partial}{\partial z}[D(V, \theta)J] - \frac{\partial(qc)}{\partial z} + S' \quad (12)$$

式中, Q 为吸附相或固相溶质浓度; $D(V, \theta)$ 为水动力弥散系数; θ 为容积含水量; c 为溶质浓度; q 为水通量(密度), S' 为溶质的源汇项。

由于垂直方向浓度梯度较小, 所以扩散作用对溶质运移的贡献率较小, 可以忽略。模型假定对流是溶质垂直方向运移的主要途径, 对流引起的溶质运移可以表示为

$$\frac{\partial}{\partial t}(Q + \theta c) \approx - \frac{\partial}{\partial z}(qc) \quad (13)$$

对流引起的溶质运移采用简化的一维溶质运移方程表示。土壤水分的垂直运动(土壤渗漏和毛细管上升速率)根据水分动态子模型确定, 据此可以确定土壤中溶质的垂直运移。

1.2.2 土壤碱化过程

对于土壤碱化过程, 模型仅考虑 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 等几种离子之间的作用。土壤胶体复合体上 Ca^{2+} 与 Na^+ 交换过程与土壤溶液中 Na^+ 浓度有关, 存在以下关系^[17]

$$\frac{X_{\text{Na}}}{\sqrt{X_{\text{Ca}}}} = K_S \cdot \frac{C_{\text{Na}}}{\sqrt{C_{\text{Ca}}}} \quad (14)$$

土壤胶体吸附的 Ca^{2+} 与 Na^+ 总和始终等于土壤胶体阳离子交换能力

$$X_{\text{Ca}} + X_{\text{Na}} = X_{\text{ec}} \quad (15)$$

式中, X_{Ca} 与 X_{Na} 为土壤胶体复合体上的 Ca^{2+} 与 Na^+ 含量 ($\text{mEq}/100\text{g}$); C_{Ca} 与 C_{Na} 为土壤溶液中的 Ca^{2+} 与 Na^+ 浓度 ($\text{mEq}/100\text{g}$); X_{ec} 为土壤胶体复合体阳离子交换总量 ($\text{mEq}/100\text{g}$)。

同时由于土壤溶液中 CO_3^{2-} 的存在, 使得土壤交换出的 Ca^{2+} 发生沉淀, 更多的 Ca^{2+} 被交换出来, 即同时存在以下关系

$$C_{Ca} \cdot C_{CO_3} = K_{Sp} \quad (16)$$

式中, C_{CO_3} 为土壤溶液中的 CO_3^{2-} 浓度 (mEq/100g), K_{Sp} 为 $CaCO_3$ 的浓度积。

模型主要考虑碱性钠盐对土壤 pH 的影响, 建立以下关系^[17]

$$S_{pH} = K_{pa} + K_{pb} \cdot \lg(C_{HCO_3} + C_{CO_3} - C_{Ca} - C_{Mg}) \quad (17)$$

式中, S_{pH} 为土壤 pH 值; K_{pa} 和 K_{pb} 为参数。

2 模型程序设计及模型参数化确定

本模型采用新的面向对象编程语言 Java 编写。模型是以 1d 为步长, 适合于模拟不同土壤质地的多层土壤水分和盐碱化动态。模型输入资料主要包括气候资料, 如逐旬平均气温、相对湿度、日照百分率、风速, 以及逐日降水资料。此外还要求研究地点一些数据, 如地表最大存水量, 土层垂直分层情况, 土壤上生长的植物类型, 各层土壤溶液离子浓度及土壤胶体吸附 Ca^{2+} 与 Na^+ 含量, 地下水离子浓度等。蒸散公式中参数根据文献[18]确定, 水分模型中参数根据文献[12~16]给出的 14 种土壤质地的相关参数确定, 盐碱化模型中参数根据文献[2, 17]确定。

3 结果

3.1 潜在蒸散

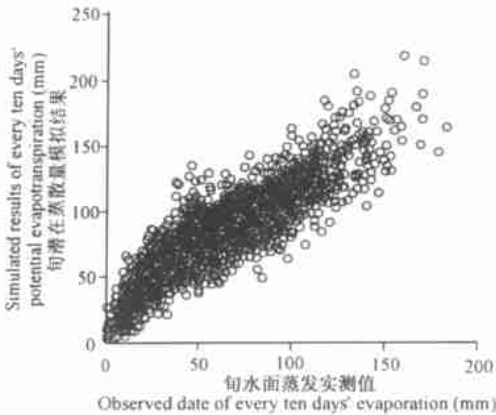


图1 旬潜在蒸散模拟结果与旬水面蒸发实测结果比较

Fig.1 Comparison between simulated evapotranspiration and observed evaporation in every ten days

利用松嫩平原 12 个气象站点旬气象资料 (白城、大安、扶余、乾安、农安、双辽、松原、洮南、镇赉 9 个气象站点 1991 到 1998 年旬气象资料, 长岭、前郭、通榆 1986 到 1998 年旬气象资料, 包括气温、相对湿度、日照百分率、风速和水面蒸发资料), 分别计算了旬潜在蒸散量, 并与 4284 个实际观测的水面蒸发资料进行了比较 (见图 1), 模拟效果很好 ($R^2 = 0.811$)。

3.2 土壤水分动态

根据长岭气象台 1997 年旬气象资料, 包括气温、相对湿度、日照百分率、风速, 以及日降水量资料, 利用本模型分别模拟了 1997 年长岭站点土壤 0~50cm 土壤各层水分动态, 并与长岭站点 1997 年 0~50cm 土壤每 10cm 土层土壤湿度观测资料进行了比较 (见图 2), 模

拟效果很理想。

3.3 土壤盐碱化动态

松嫩平原地下水位较浅, 平原平地一般在 1~3m 之间, 地下水矿化度较高, 为钠质重碳酸水。因土壤盐碱化长期野外定点系统观测资料很少, 本文参考李建东、郑慧莹^[2]给出

的吉林省长岭腰井子自然保护区内羊草和角碱蓬群落 0~ 30cm 土壤盐离子测定资料, 以及文献[20] 给出的地下水矿化度资料, 假定了模型的初始值(见表 1)。利用长岭 1997 年气象资料, 分别模拟了羊草(*Aneurolepidium chinense*) 和角碱蓬(*Suaeda corniculata*) 群落 0~ 30cm 土壤土层内 Na^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} 、 HCO_3^- 、 CO_3^{2-} 、 Cl^- 、 SO_4^{2-} 等几种离子运移过程, 以及土壤盐分、土壤交换性 Na^+ 、交换性 Ca^{2+} 、土壤碱化度和土壤 pH 值的变化, 并与张为政、高琼^[3] 实验研究的羊草和角碱蓬群落水盐动态进行了比较, 说明模拟效果。

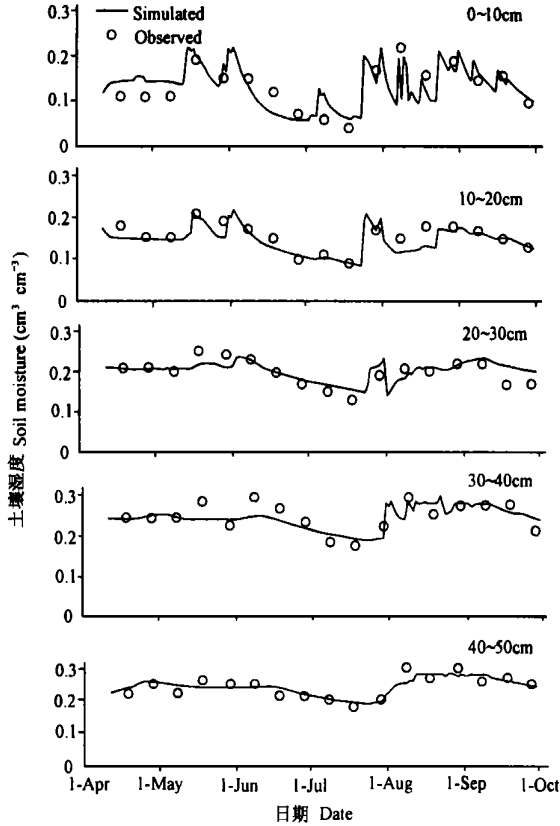


图 2 1997 年长岭站点 0~ 50cm 土层土壤湿度模拟结果与实测结果比较

Fig.2 Comparison between simulated data and observed data of soil moisture in the soil layer from surface to 50cm in 1997 in Changling station, Jilin Province

羊草群落和角碱蓬群落 0~ 30cm 土壤盐分、土壤碱化度以及 pH 值动态如图 3、4 所示。根据李建东、郑慧莹^[2] 资料, 模型假定的初始土壤盐分含量要小于张为政、高琼^[6] 实验结果, 但是 1997 年土壤盐分动态规律与张为政、高琼^[6] 实验结果很相似, 即因 1997 年春季干旱, 蒸散拉动作用使得携带部分盐离子的土壤水分随毛细管上升, 土壤盐分含量逐渐增加, 特别是 20~ 30cm 土层; 7 月底雨季的到来将大量盐分淋溶到地下; 进入 9 月, 降水的减少以及蒸散的拉动使得土壤盐分由最低点回升, 但是要低于年初的水平。

表 1 土壤及地下水盐离子组成

Table 1 Composition of salts in soil and groundwater

| 样地 Plot | 土层深度 Soil depth (cm) | pH | 盐分总量 Salt concentration (g L ⁻¹) | 离子浓度 Concentration or content of ions ($\frac{1}{Z}$ cmol kg ⁻¹) | | | | | | | 代换性阳离子 Exchangeable cations $\frac{1}{Z}$ cmol kg ⁻¹ | | | | |
|------------|-------------------------------|-------|---|---|------------------|----------------|-----------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|---|-------------|------------------|------------------|-----------------|
| | | | | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | K ⁺ | Na ⁺ | CO ₃ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ | SO ₄ ²⁻ | Cl ⁻ | 总量 Total | Ca ²⁺ | Mg ²⁺ | Na ⁺ |
| 羊草群落 | 0~10 | 8.6 | 1.4 | 0.3056 | 0.2038 | 0.6276 | 1.692 | 0.3484 | 0.7549 | 0.0384 | 0.2172 | 16.50 | 10.39 | 3.33 | 2.78 |
| | 10~20 | 8.8 | 1.2 | 0.1058 | 0.1964 | 0.0584 | 2.682 | 0.7078 | 0.5260 | 0.1964 | 0.6325 | 10.00 | 3.86 | 3.42 | 2.72 |
| | 20~30 | 8.9 | 1.3 | 0.0756 | 0.1360 | 0.0195 | 2.7291 | 1.1672 | 0.0335 | 0.4026 | 0.7746 | 10.27 | 2.38 | 3.69 | 4.20 |
| 角碱蓬群落 | 0~10 | 9.80 | 2.8 | 0.2010 | 0.0502 | 0.1230 | 4.9397 | 4.1538 | 1.1416 | 0.4506 | 0.5967 | 8.91 | 2.74 | 0.88 | 5.29 |
| | 10~20 | 10.15 | 4.7 | 0.4024 | 0.2012 | 0.1426 | 7.9671 | 7.4830 | 1.8780 | 1.0002 | 0.7352 | 9.39 | 1.83 | 1.22 | 6.34 |
| | 20~30 | 10.20 | 4.9 | 0.2020 | 0.1112 | 0.1237 | 8.7183 | 9.0648 | 1.2793 | 1.0046 | 1.1190 | 11.47 | 1.74 | 1.06 | 8.67 |
| 地下水 | | | 1.3 | 0.20 | 0.32 | 1.19 | 0.27 | 1.40 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | | | | |

注:Z离子价

土壤碱化度前期降低缓慢, 雨季到来后迅速降低, 9 月后略有回升, 整体呈降低趋势, 说明在人类不干扰情况下, 羊草和角碱蓬群落土壤碱化度逐渐降低, 土壤的改良可以引起植被的顺行演替。

土壤 pH 值的动态与土壤盐分变化规律相似, 只是雨水的冲洗作用将碱性盐类淋溶到较深的土层, 使得羊草群落 20~ 30cm 土层年终的 pH 值要高于年初, 而上层土壤 pH 值则明显低于年初。

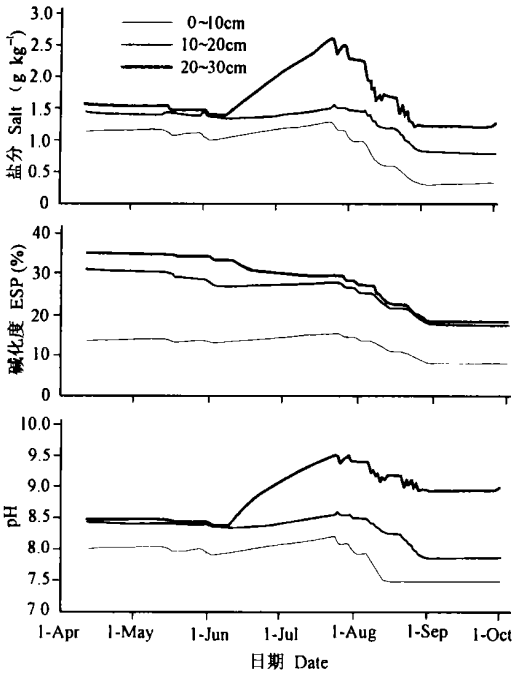


图 3 1997 年羊草群落下土壤盐分、土壤碱化度以及 pH 值动态模拟结果

Fig. 3 Simulated results of the dynamics of salt, ESP and pH-value in the soil in 1997, with *Anaerolopidium chinense* growth on it

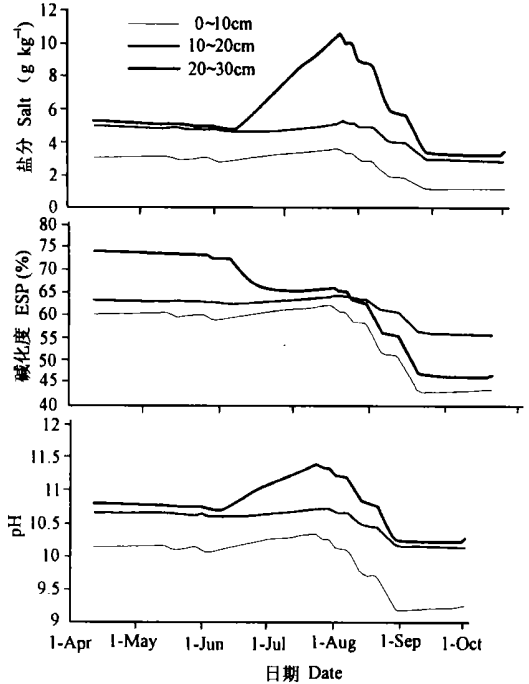


图 4 1997 年角碱蓬群落下土壤盐分、土壤碱化度以及 pH 值动态模拟结果

Fig. 4 Simulated results of the dynamics of salt, ESP and pH-value in the soil in 1997, with *Suaeda corniculata* growth on it

4 结 论

本文利用面向对象的编程技术, 采用了 Java 语言建立了土壤水分和盐碱化动态模拟模型。该模型以 1d 为步长, 可以模拟空间异质的多层土壤水分动态。利用该模型分别模拟了长岭 1996、1997 年 0~ 50cm 土层土壤水分的动态, 长岭 1997 年 0~ 30cm 土层的土壤盐分含量、土壤碱化度以及土壤 pH 值的动态规律, 并与实验结果进行了比较, 模拟效果很好。土壤盐碱化模拟结果说明, 在人类不干扰的情况下, 上层土壤的盐离子会淋溶到深层土壤中去, 盐渍化土壤会逐渐得到恢复, 植物群落将经历一个顺行演替的过程。模型没

有考虑土壤冻融对土壤盐碱化动态的影响, 因此仍值得进一步改进。

参 考 文 献

1. 郑慧莹, 李建东. 松嫩平原盐生植物与盐碱化草地的恢复. 北京: 科学出版社, 1999. 233
2. 李建东, 郑慧莹. 松嫩平原盐碱化草地治理及其生物生态机理. 北京: 科学出版社, 1997, 271
3. 张为政, 高琼. 松嫩平原羊草草地土壤水盐运动规律的研究. 植物生态学报, 1994, 18: 132~ 139
4. Gao Q, Yang X, Yun R, Li C. MAGE, a dynamic model of alkaline grassland ecosystems with variable soil characteristics. *Ecol. Model.*, 1996, 93: 19~ 32
5. Gao Q, Yu M, Li G-P, Yun R. Effects of ground water and harvest intensity on alkaline grassland ecosystem dynamics—a simulation study. *Plant Ecology*, 1998, 135: 165~ 176
6. Hillel D. *Soil and Water: Physical Principles and Processes*. New York: Academic Press, 1971
7. Bear J. *Dynamics of Fluids in Porous Media*. New York: American Elsevier Publishing Company, Inc, 1972. 764
8. Bresler E, McNeal BL, Carter D L. Saline and sodic soils(principles dynamics modeling). *Advanced Series in Agricultural Science*, 1982, 10
9. Bresler E. Two-dimensional transport on solutes during nonsteady infiltration from a trickle source. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 1975, 39: 604~ 612
10. Kaddah M. T, Rhoades J D. Salt and water balance in imperial valley, California. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 1976, 41: 93~ 100
11. Vertessy R A, Hatton T J, O' Slaughter P J, *et al.* Predicting water yield from a mountain ash forest catchment using a terrain analysis based catchment model. *J. Hydrol.*, 1993, 50: 665~ 700
12. Doorenbos J, Kassam A H, Bentvelde C, Uittenboogaard G. Yield response to water. U. N. Economic Commission West Asia, Rome, 1978
13. Stroosnijder. Infiltrate en herverdeling van water in ground. *Verslaegen Ladbouwkundige Onderzoekingen (Agricultural Research Reports) 847*, Wageningen: PUDOC, 1976. 213
14. van Keulen H., Wolf J. *Modelling of Agricultural Production: Weather, Soil and Crops*. Wageningen: PUDOC, 1986, 479
15. Rijntjes P E. Soil moisture forecasting. *Nota 513*, I. C. W. Wageningen. 1969. 18
16. Ritchie J T. Model for predicting evaporation from a row crop with incomplete cover. *Water Resour. Res.*, 1972, 8: 1204~ 1213
17. 王遵亲主编. 中国盐渍土. 北京: 科学出版社, 1993. 573
18. 刘昌明, 洪嘉琏, 金淮. 农田蒸散量的计算. 见: 谢贤群, 左大康, 唐登银主编. 农田蒸发——测定与计算. 北京: 气象出版社, 1991. 34~ 142
19. 傅抱璞. 山地气候. 北京: 科学出版社, 1983. 270
20. 中国科学院林业土壤研究所. 中国东北土壤. 北京: 科学出版社, 1980. 220~ 250

SIMULATION STUDY ON THE DYNAMICS OF SOIL WATER AND ALKALIZATION AND SALINIZATION PROCESSES IN SONGNEN GRASSLAND

Shang Zong-bo Gao Qiong Wang Ren-zhong

(Laboratory of Quantitative Vegetation Ecology, Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100093)

Summary

With the aid of Object-oriented design and a new programming language ——Java, a physically-based model of hydrological-saline processes in soil was built on the basis of salt and water balanced model and mechanism model. This model is a daily-time step, multiple-layer model of soil water-salt balance. As a case study of the model, hydrological dynamics of soil in Changling, Jilin province was simulated with results verified to be consistent with the observed soil moisture data in 1997. The dynamics of salt, alkaline and pH was simulated on two types of soil in 1997, with *Aneurolepidium chinense* and *Suaeda corniculata* growing on it respectively. Comparing with the experimental data, the simulation results can express the dynamics of saline and alkaline in different seasons.

Key words Soil water, Alkalization and salinization process, Salt and water dynamics, Simulation modelling, Songnen grassland