

# 土壤盐渍化的监测和预报研究\*

戚隆溪 陈启生

逢春浩

(中国科学院力学研究所, 北京 100080)

(中国科学院地理研究所)

## 摘 要

本文采用田间观测和数值模拟相结合的方法, 对改造后的重盐碱试验地的水盐动态连续三年进行了监测和预报研究。在田间, 监测了地下水的水位和矿化度、土壤盐分和水分、降雨和农田蒸散量等参数, 同时针对现场试验条件进行数值模拟。在土壤盐分运输模型中, 考虑动水不动水概念和吸附作用, 在解水分运动方程时采用了更合理的改进型 Picard 迭代差分法。研究表明, 在当前的自然因素和农耕活动中, 试验地土壤中的盐分达到动态平衡, 不会发生土地重新盐渍化。

**关键词** 土壤盐渍化, 水盐运动, 田间观测, 数值模拟, 预报

中国科学院禹城试验站北丘洼试区分别在 1989 和 1990 年采用大水淋洗结合浅群井抽排地下盐水的“强排强灌”技术, 进行改造重盐碱荒地的试验<sup>[1]</sup>。研究表明, 对于地下水位高、排水不畅的重盐碱荒地采用“双强”改良技术是十分有效的, 达到当年改造当年受益的目标。然而, 对灌溉土地来说, 盐渍化和次生盐渍化对农业生态环境恶化的威胁始终存在。特别像北丘洼地处黄河灌区, 地势低洼, 地下水位高, 地下水矿化度也高, 人们关注已改良垦种的重盐碱地会不会再次盐渍化, 并期望对试区的水盐动态进行研究和作出预报。

本文采用现场观测和数值模拟相结合的方法进行研究: 一方面在田间直接测定地下水埋深和矿化度、土壤含水量和含盐量、降雨量和农田蒸散量等参数, 通过现场实验测定水分运动参数; 另一方面通过建立有植被覆盖条件下土壤水盐迁移的数学模型并进行模拟计算; 从实验上和理论上对土壤盐分在时间上和空间上的变化规律给出预测预报。

## 1 现场监测预报

田间监测系统包括地下水动态、土壤含盐量和含水量、降雨量和蒸散量的时空分布以及灌水量等参数。通过多年的田间观测可以直接掌握试区水盐动态, 田间观测数据也是数值模拟计算的依据, 因此现场监测是水盐动态预报十分重要的一环。

\* 本研究得到国家自然科学基金和中科院禹城综合试验站的资助。工作中得到中国科学院地理研究所程维新研究员的支持, 特此致谢。

收稿日期: 1995-09-07; 收到修改稿日期: 1996-09-09

### 1.1 地下水动态监测

北丘洼地土壤盐分主要来自含盐的地下水。非饱和土壤层与矿化的地下水之间有毛细管联系。在蒸发时，地下水中可溶性盐分因毛细管作用通过土体上升，并聚集在土层中形成盐土，这种情况只有在地下水位高于某“临界深度”时才会发生。此外，地下水的涨落决定可溶性盐分的向上和向下移动。上升的地下水不仅将盐分由土壤底层携带至地表，而且高水位将限制自然排水和盐分淋洗。

影响地下水动态的因素有降雨、灌溉、蒸发和排灌渠的水位。由于试验地紧靠排灌渠，所以沟渠水位直接影响地下水位。地下水动态监测内容包括地下水埋深和地下水矿化度。在 30 亩试验地中设四眼观测井，井深为 5m 左右，一般每月上下旬各观测一次，观测结果如图 1 所示。从图中可以看到：① 一般年份冬春季节( 12 月— 3 月)地下水位低，而矿化度相应较高，而夏秋时节潜水位高矿化度也较低。但 92 年情况例外，因为干旱，地下水位较低，直至 8 月以前都保持在 2m 左右，时有超过 2m。② 地下水涨落频繁且常年保持在 2m 之上。最高时离地面仅 0.5m。③ 地下水矿化度常年保持在 3— 5 克 / 升左右。我们知道，潜水蒸发与潜水深度成指数关系，潜水愈浅，蒸发愈大，积盐也就越快。监测结果表明试验地始终存在发生次生盐渍化的问题。

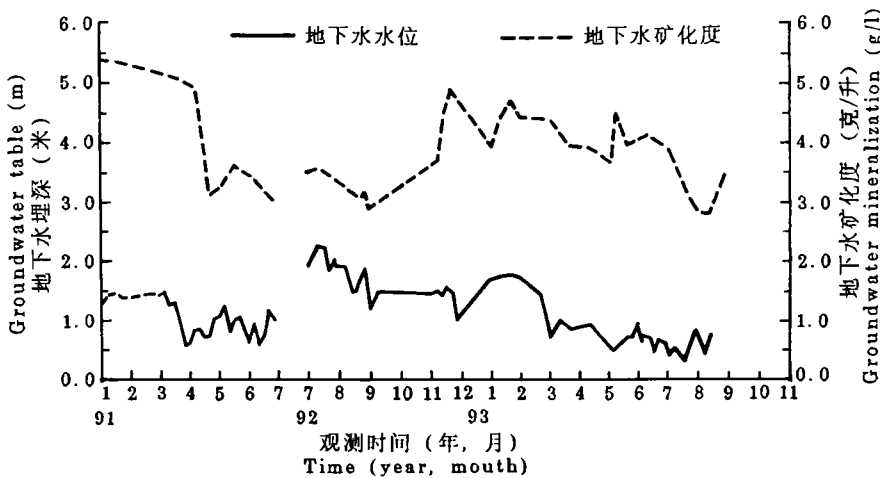


图 1 地下水水位和矿化度的动态

Fig.1 The dynamics of groundwater table and minralization

### 1.2 土壤盐分监测预报

观测土壤盐分变化是采用定点定时分层取土分析的方法获得的。由于这块试验地的洗盐效果在空间各处并非一致，而且改良后种植的作物也不尽相同。因此，观测点设在有代表性的各个地块上。A4 代表大部分地块，淋洗比较彻底，而且一年种植小麦玉米二茬的地块。A5 在苜蓿地块上，常年不耕作。而 A1 是设在接近盐荒地边缘，土壤积盐情况类似改良前的盐荒地。观测结果如图 2、图 3 上。图 2 给出观测点 A4 在 0—30 和 0—150cm 土层平均含盐量随时间的变化过程，图 3 分别给出观测点 A1、A4 和 A5 的土壤含盐剖面线的波动情况。观测结果指出：① 从图 3 中可以看到，土壤积盐越重的地

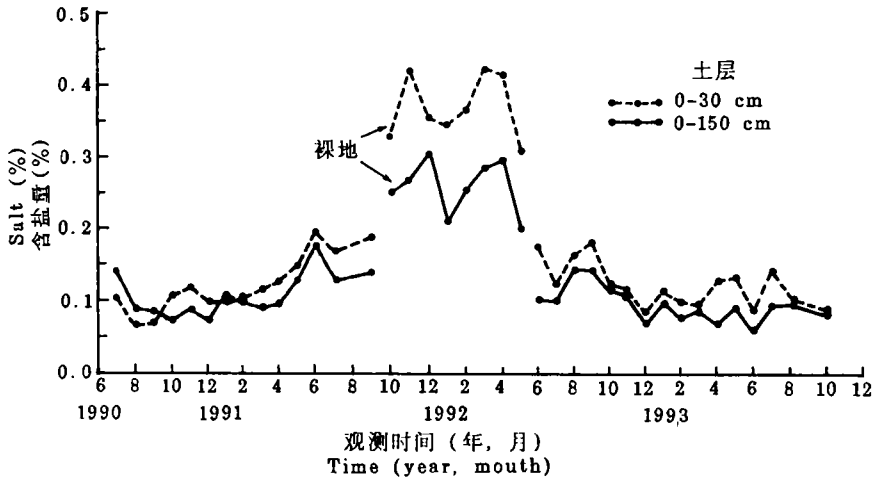


图2 在监测点 A4 上的土层平均含盐量的动态

Fig.2 The dynamics of average salt contents at A4

方，土壤含盐量随自然因素（降雨、蒸发等）和人类活动（灌溉）的影响也越大，即含盐量变化幅度也越大（如 A1、A5）。反过来，原来积盐较轻的地方（如 A4），含盐量波动就小。② 从图 2 中可以看到，入冻前土壤含盐量较低，在春天化冻以后至雨季前含盐量较高。三年中，尽管土层含盐曲线有起伏，但土体总积盐量较为稳定，处在动态平衡状态。③ 在图 2 中，含盐量变化曲线中段表示 A4 测点附近裸地的测值，它比有植被覆盖的地方高出一倍以上。

田间含盐量监测结果表明在目前的气象条件和耕种制度下，试验地的土体积盐状况能保持动态平衡。另外，在大蒸发量季节要注意地面覆盖，防止荒裸。

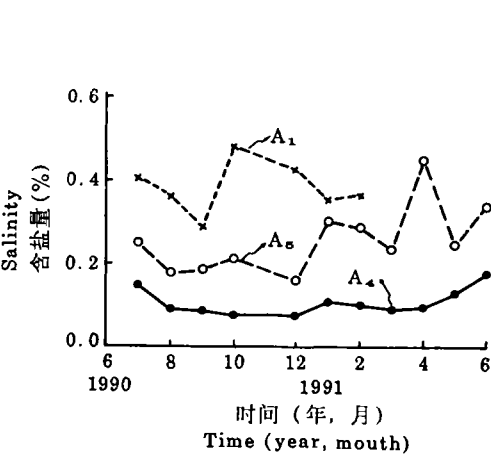


图3 观测点 A1、A4、A5 在 0—150cm 土层内平均含盐量随时间变化过程的比较

Fig.3 Comparison of the salinity profiles variations with time among A4, A5 and A1

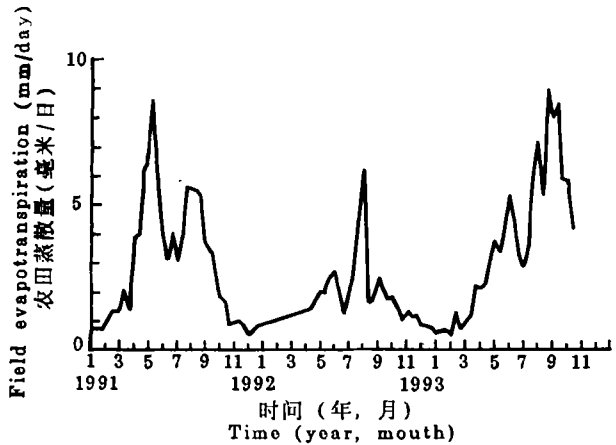


图4 农田蒸发量的变化过程

Fig.4 The variations of field evapotranspiration

### 1.3 土壤水分状况的观测

盐渍土的形成和发生的主要原因是土壤的固相和液相中有盐份的累积,可溶性盐又是通过水迁移的,而且在固-液界面上产生阳离子交换和相互置换作用,因此说在盐渍土的发展、盐化或碱化过程中,土壤水起决定作用。所以,土壤水状况监测是十分必要的。土壤水状况包括水分含量在空间和时间上的分布,湿度势和水的移动。含水量分布是用中子水分仪观测的。观测结果表明试验地大部分时间内耕层土壤比较湿润,达到田间持水量。

### 1.4 降雨、水面蒸发和农田蒸散量的观测

降雨、水面蒸发和农田蒸散量是田间观测的一组重要参数,观测结果参见图4、图5。从图中可以看出:①通常年份降雨量为500—600mm,而1992年只有260mm,是旱情严重的一年,92年相应的蒸散量也比一般年份小一半(参见图4)。②每年10月至次年3月初这段时期内蒸散量较小,而且主要是地面蒸发。这段时间正是玉米收割后,冬小麦播种越冬

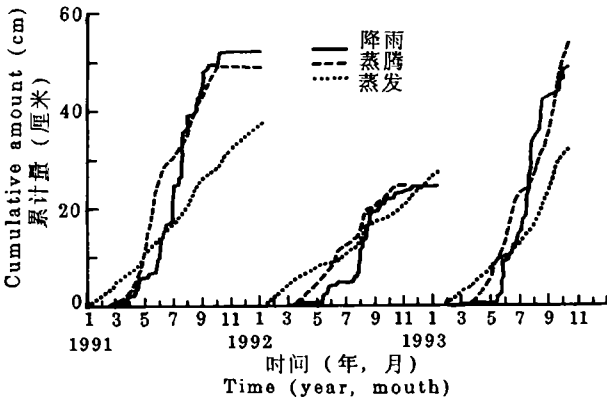


图5 累计降雨量、累计蒸发量和累计蒸腾量的动态

Fig.5 Dynamics of the cumulative-rain and cumulative transpiration and cumulative-evaporation

直到返青之前,气温低,植株幼小,蒸散量很小,而且以裸间蒸发为主。4月初至6月初,7月初至9月中蒸散量出现两个高峰,这正是小麦拔节到成熟以及玉米拔节到灌浆期,是作物耗水量最多的时间。92年的小麦耗水高峰期出现严重的旱情(参见图5)。

### 1.5 灌溉情况

常规年份一年灌4次水,其分布情况为3月中旬、5月上旬、9月底和11月下旬,每次的有效灌水量为60—100mm。农田灌溉一方面为供作物需水,其次为了淋洗土壤盐分。从灌水前后盐分观测资料看出,灌水的淋洗作用是比较显著的。

## 2 土壤水盐运动的数学—力学模型

运用数学—力学方法定量地描述盐碱土中水盐运动规律是从50年代开始的,现已获得相当大的进展。特别从70年代起人们关于土壤盐碱化过程的物理模型、数学描述、预报控制等方面的研究均有所突破<sup>[2]</sup>。现有的土壤盐分迁移过程的数学模型都是以多孔介质的物理流体动力学的规律为依据的,对流扩散是土壤中可溶性盐分迁移的物理实质。在迁移时,溶液中的离子和吸附在固体表面的离子之间发生交换则是化学动力学过程。因此土壤水分作为溶剂、反应剂和转运剂,在土壤盐渍化发展过程中起着关键的作用。土壤中盐分的迁移遵循水动力学弥散理论。目前用于描写水动力学弥散过程的一般

理论有毛细理论、统计理论、空间平均理论和随机理论, 其核心是对各种条件下溶质输运过程的机理规律进行研究<sup>[3-6]</sup>。

## 2.1 土壤水盐运动数学模型

2.1.1 土壤水运动方程 描述饱和和非饱和土壤水分运动的 Richards 方程具有多种形式, 至今常用的  $\theta$  型、 $h$  型和混合型三种形式。本文则采用混合型方程, 以避免采用  $\theta$  型方程时在湿润峰附近造成局部误差和采用  $h$  型方程时所引起的水分质量平衡误差问题<sup>[7]</sup>。取地表为  $z$  轴的零点, 向下为正, 其一维形式为:

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

式中  $h$  为负水压头,  $\theta$  为土壤含水量,  $K(h)$  为土壤导水率,  $C(h) = d\theta / dh$  为土壤的容水度。只要给出  $C(h)$  和  $K(h)$  的具体表达形式以及初、边值条件, 上述各方程均可封闭求解。

考虑作物根系吸水因素时, 非饱和土壤水分运动方程的一维形式为<sup>[8]</sup>

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[ K(h) \frac{\partial h}{\partial z} \right] - \frac{\partial K}{\partial z} + S(z,t) \quad (2)$$

初、边值条件为

$$\begin{cases} h(z,t=0) = h_0(z) \\ -K \left( \frac{\partial h}{\partial z} - 1 \right) \Big|_{z=0} = Q_{\varphi}, h \Big|_{z=L} = 0 \end{cases}$$

其中  $S(z,t)$  为作物根系的吸水率,  $Q_{\varphi}$  为地表入渗率(在降雨或灌溉时取正的人渗率, 蒸发时  $Q_{\varphi}$  取负的蒸散率)。计算区域取地表至地下水位之间, 地下水深度  $L$  随季节而变化。在模拟降雨及灌溉入渗, 裸地蒸发或有植被的蒸散时, 上边界取第三类边界条件, 下边界  $L$  处取第一类边界条件, 即水势为零。

2.1.2 土壤盐分输运方程 水动力弥散理论认为多孔介质中溶质输运是由两种作用引起的: 一种是孔隙中的宏观对流作用, 另一种是各孔隙通道中流速相对于平均流速的不均匀和溶质浓度的不均匀所引起质量扩散作用。根据质量守恒可以得到描写盐分过程的对流-弥散方程, 其一维形式为:

$$\frac{\partial(\theta c)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( D_{sh} \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (qc) + r(c,t) \quad (3)$$

其中  $c$  为土壤溶液浓度,  $D_{sh}$  为水动力弥散系数,  $q$  为达西通量,  $r(c,t)$  表示溶质在输运过程中发生吸附、结晶、溶解和衰变等作用而产生的变化率。这时的弥散系数  $D_{sh}$  实质上是一个有效系数, 它综合反映了流体动力学的分散作用和热力学分子扩散作用。对于粗粒介质(如砂土)所形成的沉积物一般比较均匀, 孔隙较大, 因此可以认为孔隙流体运动具有基本相同特征, 因而由于流体动力学分散作用所引起的溶质弥散可以略去。但对细

粒介质(如壤土和粘土)其中孔隙分布很不均匀,孔隙不仅细小,而且许多是半连通或不连通的,这样就有一部分水体(甚至还包括一部分气体)滞留,不参加整体流动。但这部分不动水体可以通过与可动水体的质量交换而参与溶质输运过程。基于这种可动-不动水体概念<sup>[9]</sup>,对流-弥散方程的一维形成可写成

$$\begin{cases} \frac{\partial(\theta_m c)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_{im} S)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta_m D_{sh} \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial}{\partial z} (qc) + r(c, t) \\ \frac{\partial(\theta_{im} S)}{\partial t} = \lambda(c - s) \end{cases} \quad (4)$$

其中  $\theta_m$  和  $\theta_{im}$  分别为可动水体和不动水体的含水量,总含水量  $\theta = \theta_m + \theta_{im}$ ,  $c$  和  $S$  分别为可动水体和不动水体的溶液浓度,  $D_{sh}$  和  $q$  为可动水体弥散系数和达西通量。可动水体和不动水体之间的物质迁移是个缓慢过程,这段过程可由一个小的速率常数描述,  $\lambda$  为两种水体间的质量交换系数。土壤溶液和固相的盐分浓度的变化是由于溶质沿剖面的迁移和两相交换引起的化合物垂直再分配的结果,对非吸附性迁移物的综合模型实际上计算结果应该是非吸附性迁移物的垂直分布,如果把土壤对盐分的吸附作用看作是减弱了对流的作用,这种减弱程度可用一个影响系数  $a$  来表示,这样就可把考虑吸附的对流扩散方程简化为一般的对流扩散方程

$$\begin{cases} \frac{\partial(\theta_m c)}{\partial t} + \frac{\partial(\theta_{im} S)}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta_m D_{sh} \frac{\partial c}{\partial z} \right) - \frac{\partial(aqc)}{\partial z} \\ \frac{\partial(\theta_{im} S)}{\partial t} = \lambda(c - s) \end{cases} \quad (5)$$

初始条件  $c(z, t=0) = c_0(z)$

边界条件  $-\theta D_{sh} \frac{\partial c}{\partial z} + qc \Big|_{z=0} = J_{\varphi}, c \Big|_{z=L} = c_{gw}$

式中  $J_{\varphi}$  为通过地表的盐分通量,蒸发降雨时取为零,入渗时为  $qc_{\varphi}$ ,  $c_{\varphi}$  即灌溉水的盐分浓度,  $c_{gw}$  为地下水矿化度。

## 2.2 土壤水盐运动参数的确定

对于土壤水分运动参数,根据现场实验得到如下关系式:

水分特征曲线

$$\theta(h) = \frac{307.281 \times \theta_s}{307.281 + h^{0.90438}} \quad (6)$$

土壤导水率

$$K(h) = 6.25 \times 10^{-3} \exp(-0.021764h) \quad (7)$$

其中土壤饱和含水量  $\theta_s = 0.437$ 。

土壤盐分迁移的弥散系数  $D_{sh}$  包括机械弥散和分子扩散,其表达式如下

$$D_{sh} = \lambda |V| + D_0 \quad (8)$$

其中  $\lambda$  为弥散度(一般情况下,粘土  $\lambda = 1.5\text{cm}$ ,粉砂壤土  $\lambda = 1.0\text{cm}$ ),  $V(\text{cm/h})$  为孔隙渗

流速度,  $D_0$  为分子扩散率 ( $D_0=0.02\text{cm}^2/\text{h}$ ), 不动水含水量  $\theta_{im}=0.04$ 。

### 2.3 田间蒸散量, 根系分布和根吸水率的确定

研究有植被覆盖条件下的土壤水盐运动需要考虑土壤-植被-大气的连续体 (SPAC 系统)。土壤中水分一部分从土壤进入植物体, 再由植物体向大气层扩散 (谓之蒸腾), 而另一部分则直接从土壤表面扩散到大气中 (谓之蒸发), 两者合称蒸散 (亦称腾发)。田间的蒸散量  $E$  应是蒸腾量  $E_t$  和蒸发量  $E_p$  之和, 即  $E=E_t+E_p$ 。我们采用水力蒸发器直接测出农田蒸散量的昼夜变化。蒸腾量和蒸发量之间的比例由田间试验确定<sup>[10]</sup> (参见图 5)。

植物生长直接影响土壤水分布, 其影响的深度与植物根系发育深度密切相关, 影响的幅度决定于植物生长的茂盛程度。对于植物根系分布一般取多项式或指数函数或双曲线函数形式<sup>[11]</sup>, 对根系的根长或表面积可取指数函数形式

$$L(z)=\exp(a_1-b_1z) \quad (9)$$

其中  $L(z)$  为根系的分布函数,  $a_1$  和  $b_1$  为与作物品种及生长期有关的系数, 对于冬小麦  $a_1=3.30$ ,  $b_1=3.60$ 。根据蒸腾强度、吸水根的分布和土壤水分状态可以确定根的吸水率。根系的吸水函数  $S(z,t)$  有多种表达形式<sup>[12]</sup>, 这里取

$$S(z,t)=\frac{E_t(t)L(z)f(\theta)}{\int_0^1 L(z)f(\theta)dz}$$

$$f(\theta)=\begin{cases} 0 & 0\leq\theta<\theta_w \\ \frac{\theta(\theta-\theta_w)}{\theta_j(\theta_j-\theta_w)} & \theta_w\leq\theta<\theta_j \\ 1 & \theta_j\leq\theta \end{cases} \quad (10)$$

其中  $f(\theta)$  是与土壤对根系吸水阻力有关的函数,  $\theta_w$  和  $\theta_j$  分别为作物萎蔫和作物正常生长所对应的土壤含水量, 本文取  $\theta_w=0.08$ ,  $\theta_j=0.34$ 。

## 3 数值计算

前述混合型水分运动方程 (1) 的改进型 Picard 迭代差分格式写成:

$$C^{n+1,m}\frac{h^{n+1,m+1}-h^{n+1,m}}{\Delta t}+\frac{\theta^{n+1,m}-\theta^n}{\Delta t}-\frac{\partial}{\partial z}\left(K^{n+1,m}\frac{\partial h^{n+1,m+1}}{\partial z}\right)+\frac{\partial K^{n+1,m}}{\partial z}=0 \quad (11)$$

其中  $n$  表示时间层,  $m$  表示迭代次数,  $C(h)$  和  $K$  均为土壤水分运动参数, 通过反复迭代直到  $|h^{n+1,m+1}-h^{n+1,m}|\leq\varepsilon$ ,  $\varepsilon$  为允许误差精度 (本文取  $\varepsilon=0.01\text{cm}$ )。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:

$$\theta^{n+1,m+1}=\theta^{n+1,m}+\frac{d\theta}{dh}\Big|_{n+1,m}(h^{n+1,m+1}-h^{n+1,m})+O(\delta^2)$$

$$=\theta^{n+1,m}+C^{n+1,m+1}(h^{n+1,m+1}-h^{n+1,m})+O(\delta^2) \quad (12)$$

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  $|h^{n+1, m+1} - h^{n+1, m}| \leq \epsilon$ ， $\theta^{n+1, m}$  和  $\theta^n$  都可以通过  $\theta-h$  的关系式分别由  $h^{n+1, m}$  和  $h^n$  得到，因此在每一次迭代之前是已知的，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有算术平均法、几何平均法和 Kirchhoff 变换法等<sup>[13]</sup>。本文采用最后这种形式

$$K_{i+\frac{1}{2}} = \int_{h_i}^{h_{i+1}} \frac{K(h)}{h_{i+1} - h_i} dh \tag{13}$$

对于盐分运移的对流扩散方程(5)采用隐式差分格式求解，其形式可写成：

$$\begin{cases} \frac{\theta_m^{n+1} c^{n+1} - \theta_m^n c^n}{\Delta t} + \frac{\theta_{in}^{n+1} s^{n+1} - \theta_{in}^n s^n}{\Delta t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( \theta_m^{n+1} D_{sh}^{n+1} \frac{\partial c^{n+1}}{\partial z} \right) - \frac{\partial (aq^{n+1} c^{n+1})}{\partial z} \\ \frac{\theta_{in}^{n+1} s^{n+1} - \theta_{in}^n s^n}{\Delta t} = \lambda(c^{n+1} - s^{n+1}) \end{cases} \tag{14}$$

计算时，本文取  $\Delta t = 0.5hr$  (可以在 6min 至 1hour 范围内任取)， $\Delta z = 1cm$ 。

### 4 计算结果与讨论

首先，本文针对田间试验进行了模拟计算，计算了 1991—1993 年间非饱和土壤层

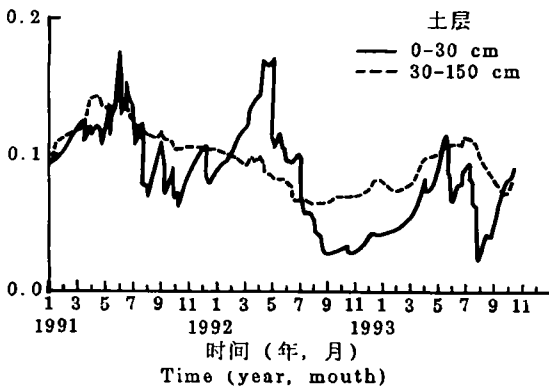


图 6 计算的平均含盐量随时间的变化  
Fig.6 Computational curve of average salt contents at A4

水分和盐分变化过程，图 6 给出了观测点 A4 在 0—30cm 和 0—150cm 土层内平均含盐量随时间的变化过程。可以看到：耕层(0—30cm)的盐分变化幅度大，而整个土层(0—150cm)变化幅度相应较小，而且总含盐量有逐年缓慢减小的趋势，图 8 给出了土壤含盐剖面计算值和田间观测值的比较。本文还计算了灌溉量对盐分变化过程的影响，图 7 给出了每次灌水量各为 60mm 和 100mm 时对土壤的含盐量变化的比较，从图中可以看到：

每次灌水都有明显压盐作用，而且只需灌水 60mm 就可保持土壤总积盐量不增加，处于动态平衡状态。

本文还以一维土柱入渗问题作为例子讨论了关于使用通常的差分迭代法时所出现的质量平衡误差问题。分别采用 Picard 迭代法和改进型 Picard 迭代法进行了计算，计算结果表明：对于大部分时间步长，Picard 迭代法都存在质量平衡误差，即土柱内总含水量的增量和流入土柱的净流量不等，只有当时间步长相当小( $\Delta t = 0.0002hr$ )时误差才消失，而这样小的时间步长对于许多实际问题是不合适的，而改进的 Picard 迭代差分法就不存在这样的问题，并且精度也比前种方法要高。

此外，本文还分析了计算稳定性问题。对于有限元和有限差分方法常要求 Peclet 数



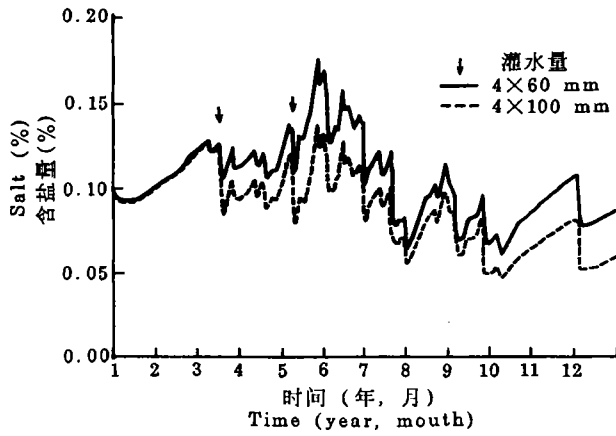
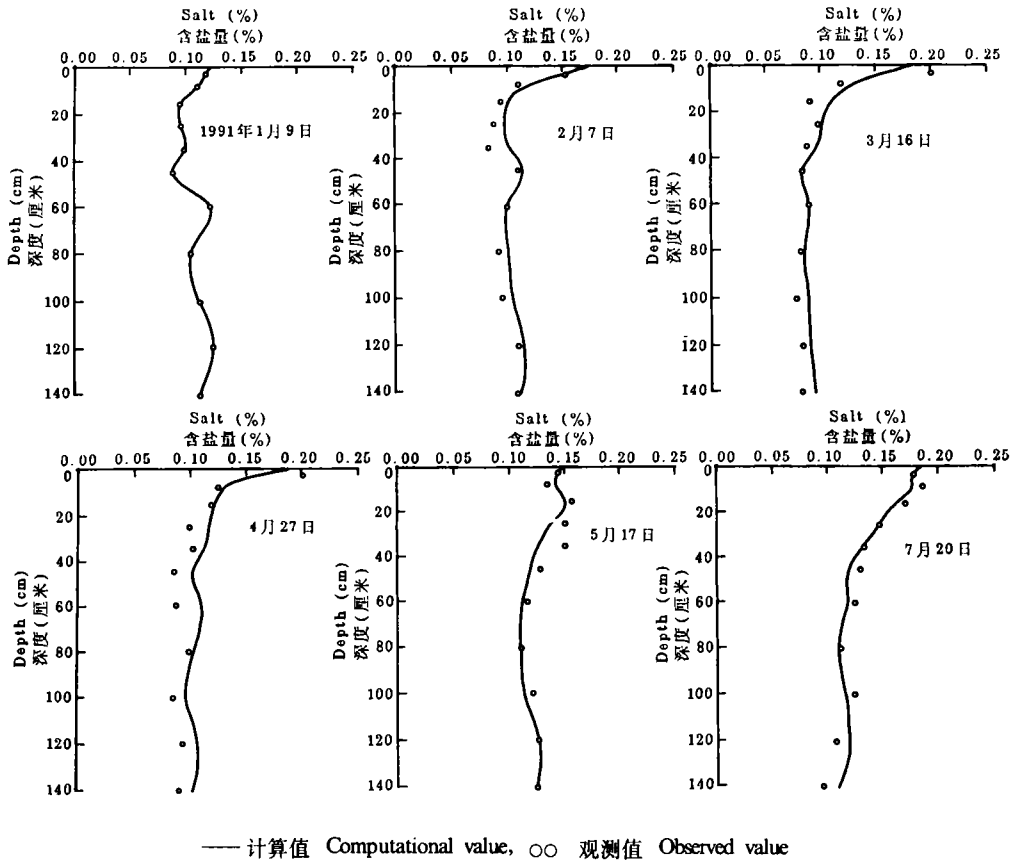


图7 不同灌溉量对土壤盐分的影响

Fig.7 Effect of irrigation on soil salinity



— 计算值 Computational value, ○○ 观测值 Observed value

图8 数值计算和田间监测结果的比较

Fig.8 Comparison of computational and experimental salt profiles in the fields

小于 2, 以满足在离散后的三对角方程中对角占优。而在一维溶质输运问题的计算中要求 Courant 数小于 1, 以满足在一个时间步长内溶质对流距离不会超过一个空间步长。

## 5 结 论

本研究采用田间观测和数值模拟相结合的方法对“强排强灌”试验地在 1991—1993 期间土壤水盐动态进行了监测预报研究。研究中查明了盐分来源, 了解了土壤盐分状况及主要特征, 研究了环境因素和人类活动的影响, 结果可以归纳以下几点:

1 试验地的地下水位冬春季低, 夏秋时高, 常年处在潜水蒸发的临界深度(2m)之上, 地下水矿化度保持在 3—5 克/升, 这表明试验地存在返盐的自然条件, 因此, 必须给以适当的农业配套技术, 如灌溉淋盐、覆盖抑盐、增加土壤有机质等措施以预防次生盐渍化的问题。

2 监测和计算结果表明: 土体积盐多少与农田蒸发量的大小有直接关系, 一般冬春季气温低, 蒸发弱, 土壤含盐低; 而夏秋时气温高, 蒸发强, 故含盐也高。土壤含盐量随降雨、蒸发、灌溉等因素而变化, 而且耕层的变化幅度相对来说较大, 最大可达最小含盐量的 3 倍。但从总体上说, 土壤盐分是处在动态平衡之中。

3 在荒裸土地上, 土壤积盐量上升较快, 土壤盐分剖面变化幅度也大, 因此要尽量防止土地的休耕和裸露, 特别是夏秋季节的裸露。

4 灌溉的淋盐作用是十分明显的, 根据农作物生长季节通常每年灌水四次。从计算结果看, 每次灌水量 40—60 米<sup>3</sup>/亩就可以保持土壤盐分的平衡。

综上所述, 在目前的自然环境和农耕活动条件下, 试验地土壤盐分能保持平衡, 可以避免土地重新盐渍化的发生。

## 参 考 文 献

1. 戚隆溪等, 1991: 积水冲洗和浅群井抽咸条件下水盐运动研究。中国科学院禹城综合试验年报(1988—1990), 35—44 页, 气象出版社。
2. Bresler, E., et al., 1982: Saline and Sodic Soils. Springer Verlag, New York.
3. Gish, T. J., et al., 1983: Effect of Plant roots channels on solute transport. Trans. ASAE, 26: 440—451.
4. Sposito, G., et al., 1986: A transfer-function model of solute transfer through Soil. Trans. ASAE, 29: 225—262.
5. Parker, J. C., et al., 1988: Flux averaged and volume averaged concentrations in continuous approach to solute transport. Water Resour. Res., 24: 886—872.
6. Barry, D. A., et al., 1988: Application of the convection-dispersion model to solute transport in finite soil columns. Soil Sci. Soc. Am. J., 52: 3—9.
7. Celia, M. A., Bouloutas, E. T. and Earba, R. E., 1990: A general mass-conservative numerical solution for the unsaturated flow equation. Water Resour. Res., 26: 1483—1496.
8. 雷志栋等、杨诗秀、谢森传, 1988: 土壤水动力学。清华大学出版社。
9. Wiewenga, P. J., 1982: Solute transport Soils: mobile-immobile water concepts. Proc. Symp. on Unsaturated Flow and Transport Modelling, Seattle (March 23—24, 1982), pp. 211—229.
10. 左大康、谢贤群, 1991: 农田蒸发研究。180—202 页, 气象出版社。
11. 卢振民、熊勤学, 1990: 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。见: 农田植物环境实验研究, 气象出版社, 256—267 页。

12. Molz, F. J., 1981: Models of water transport in the soil-plant system: A review. *Water Resour. Res.*, 17: 1245—1260.
13. Haverkamp, R., Vanclim, M., Toma, J., et al., 1977: Comparison of numerical simulation models for one dimensional infiltration. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 41: 285—294.

## MONITORING AND PREDICTING INVESTIGATION ON SOIL SALINISATION

Qi Longxi and Chen Qisheng

*(Institute of Mechanics, Academia Sinica, 100080)*

Pang Chunhao

*(Institute of Geography, Academia Sinica)*

### Summary

Monitoring and predicting technology was studied in the present work. Water and salt movement history in a reclaimed salt soil was obtained by using the method combining field observation with numerical simulation. At the field site, monitored parameters include groundwater table and mineralization, soil salt and water content as well as evapotranspiration. The numerical simulation was employed for the field conditions. In the work, mobile-immobile water concepts and absorption were taken into account. The results indicated that under the present natural and cultural conditions, soil salt in the test field can be kept balanced dynamically, so that the revival of soil salinization can be avoided.

**Key words** Soil salinisation, Water-salt movement, Field observation, Numerical simulation, Prediction.