

内蒙李井灌区地下水数值模拟及土壤盐渍化分析

刘贯群¹, 王淑英¹, 郑西来¹, 王秉忱², 邱汉学¹, 朱新军¹

(1. 中国海洋大学环境科学与工程学院, 山东 青岛 266003; 2. 建设部综合勘察研究设计院, 北京 100007)

摘要: 系统分析了内蒙李井灌区的水文地质条件和包气带水文地质特征, 概化出该区水文地质概念模型。在典型地段对不同作物进行了大量的野外灌溉入渗试验, 确定了灌溉渗漏量; 通过抽水试验, 确定了该区的水文地质参数; 利用长观资料, 建立了该区地下水的数值模拟模型并利用该模型预报了现状、规划和下游排水3种条件下地下水的变化趋势。研究表明: 该区随灌溉面积的扩大, 地下水位上升迅速, 灌区下游水位将超过临界埋深, 从而引起土壤次生盐渍化。

关键词: 地下水; 土壤盐渍化; 数值模拟; 灌区

中图分类号: P641.2; S156.4

文献标识码: A

文章编号: 1672-5174(2004)06-1013-05

李井滩灌区1994年底正式引水灌溉, 主要以漫灌方式种植小麦、谷物、经济作物等。由于包气带地层渗透性强, 灌溉渗漏严重, 地下水位已经开始抬升, 在干旱地区极易引起土壤次生盐渍化^[1-3], 为此作者在该区进行了大量的调查、试验和数值模拟工作, 以预报地下水位, 从而预测该区土壤次生盐渍化发生的可能和速度。

李宝庆等通过灌水试验研究了不同条件下的灌水渗漏量^[4], 陈崇希给出了水位埋深时降雨滞后补给权函数^[5], 雷志栋等研究了地下水位埋深的类型与土壤水分动态特征^[6], 缴锡云等给出了估算土壤入渗参数的改进 Mahesh wari 法^[7], 虞江萍等和王秉忱等分别研究了宁夏和李井灌区引黄灌溉对土壤环境的影响^[8-9], 但以上研究均未对地下水深埋地区的土壤次生盐渍化

是否发生进行分析。

1 灌区自然地理与水文地质条件

1.1 自然地理概况 研究区位于内蒙古西部阿拉善盟南部, 西部紧连腾格里沙漠, 地理坐标为105°15'E~105°33'E, 37°48'N~38°10'N, 高程1 326~1 557m, 地形为四面隆起中心偏东的闭流盆地。该区为内陆水系, 无常流水沟谷, 仅在丰水年的暴雨季节, 洪流集于洼地中心, 形成沼泽。

据头道湖39年气象资料, 该区属大陆性干旱气候, 降水稀少, 蒸发强烈, 日照充足。该区气温、降水和蒸发各月多年平均特征见表1。

表1 李井灌区各气象因素多年平均特征表

Table 1 Average monthly temperature, precipitation and evaporation in the Luanjing irrigation area

月份 Month	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
气温/℃ Temperature	-9.8	-5.5	2.3	10.6	17.2	21.8	23.9	22.1	16.5	8.5	-0.8	-8.1
降水/mm Precipitation	0.68	1.08	3.63	7.46	14.14	17.24	32.56	38.25	19.20	11.97	2.27	0.40
蒸发/mm Evaporation	50.8	80.6	181.0	312.3	422.6	443.8	434.8	366.4	268.7	177.4	91.6	56.3

1.2 含水层及边界特征 灌区内分布的主要地层有渐新统清水营组(E_{3q})和中新统红柳沟组(N_{1h}), 第四系(Q)冲、洪积的砂砾石与粘砂土互层仅厚0~9m。

清水营组(E_{3q})出露于研究区以西的高地处, 中心

部位埋深>200m。岩性为深红-砖红色为主的泥岩、碎屑岩沉积, 构成下部隔水边界。

红柳沟组(N_{1h})广泛分布研究区, 和下部为平行不整合接触, 主要岩性为桔红-桔黄色泥质砂岩、粉砂岩

• 基金项目: 内蒙古自治区科技攻关项目; 国家自然科学基金重点项目(40036010)资助

收稿日期: 2004-03-20; 修订日期: 2004-06-09

作者简介: 刘贯群(1964-), 男, 教授。E-mail: lguanqun@ouc.edu.cn

夹含砾砂岩,构成主体含水层。

西北部北东-南西向近直立的压性隔水断层,构成隔水边界;东北、北和南侧为基岩山区,分水岭靠近李井,构成分水岭即隔水边界;东部为奥陶系的灰岩、白云岩、砂岩等,构成通量边界;上部为降水、灌溉水渗入补给和蒸发、人工排泄边界。

1.3 地下水的补给与排泄 本区地下水的补给主要来自大气降水入渗补给、灌溉入渗补给、地下径流补给等。地下水径流条件与地貌、含水层岩性有密切联系,由山前平原向盆地中心汇集。地下水埋深由盆地边缘的50~70m沿地下水流方向逐渐变为3~5m,至盆地中心局部地段溢出地表。盆地东部为地下水强径流区;南部和北部地区渗透系数小,径流相对较弱;中心是地下水的排泄区。地下水的排泄主要为下游潜水蒸发、向沼泽排泄和人工开采。

1.4 地下水的动态特征

1.4.1 灌溉前 李井地区,人少地广,主要是人、蓄用水,地下水处于天然状态,影响其动态的主要因素为降水和蒸发。地下水位和矿化度灌溉前的1994年与10年前的1984年相比基本无变化。

1.4.2 灌溉后 灌区自1994年底开始引黄灌溉后,由于灌区包气带颗粒较粗,灌溉渗漏对该区地下水动态影响已成为主要因素。根据地下水的动态特征,地下水动态分为3个区:

(1) 非灌区 地下水动态主要受降水、地下径流的影响。其地下水位变化很小,如S13井水位动态(见图1)。电导率变化很小,一般在3~4 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 之间(见图3)。

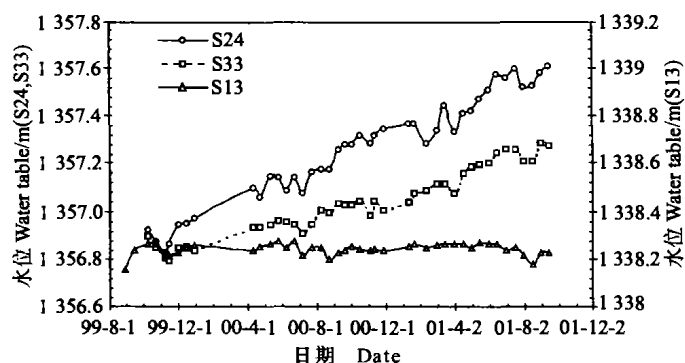


图1 李井地区地下水位动态(井S24, S33和S13)

Fig.1 Groundwater levels measured in wells (S24, S33 and S13)

(2) 灌溉区 地下水动态主要受降水、灌溉入渗和地下径流的影响。其地下水位呈直线上升趋势,如S24和S33(参见图1);电导率持续下降,一般在2~4 $\mu\text{S}/\text{cm}$ 之间(参见图3)。

(3) 盆地中心 地下水动态主要受降水及蒸发的影响。在4~7月受蒸发的影响地下水位下降(见图2);地下水电导率均较高,一般均>4 $\mu\text{S}/\text{cm}$,4~7月电导

率上升,7月中旬后由于降水补给和蒸发强度降低,电导率下降(参见图3)。

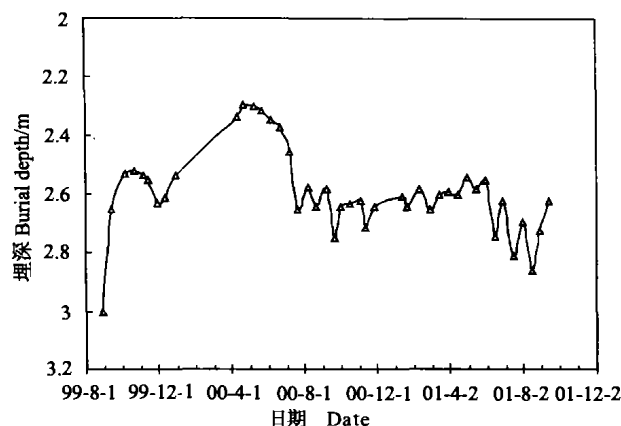


图2 李井地区地下水位动态

Fig.2 Groundwater levels measured in a well (S19);

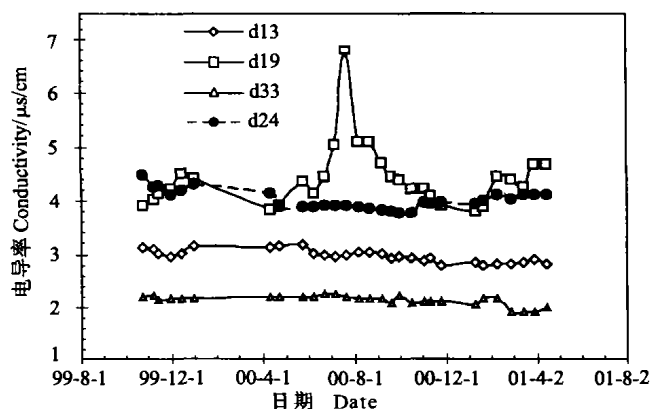


图3 观测井中地下水电导率

Fig.3 Variety of groundwater electric conductivity in wells

研究区地下水均为氯化物、硫酸-钠水,矿化度盆地周边为2~3g/L,向中心部位增至5g/L以上,溢出地表的沼泽水矿化度高达31g/L以上。

2 灌区包气带水文地质特征及灌溉渗漏量的确定

2.1 包气带结构 根据岩性结构将包气带分为双层结构和多层结构2种组合。

(1) 双层结构 上部第四系沙壤土,中部砂砾石,底部砂岩。双层结构分布于灌区南部和西部,第四系厚度一般为1~2m。

(2) 多层结构 上部沙壤土,中部砂砾石夹粘砂土、底部砂岩,广泛分布于灌区,厚度一般都>2~5m。

2.2 灌溉渗漏量的确定 考虑地层结构、作物和灌溉方式,在研究区布设了7个包气带水分监测孔,孔深3~5m,利用中子仪测量土壤含水量。

2.2.1 灌溉渗漏量计算公式 假设水平方向水量交

换通量为零,则包气带水量平衡方程为:

$$P - R_s - ET - PR + EG = \Delta W \quad (1)$$

$$\Delta W = SW_2 - SW_1 \quad (2)$$

式中, P 为灌溉量; R_s 为地表径流量; ET 为包气带腾发量; PR 为包气带对地下水入渗补给量; EG 为地下水蒸发对包气带的补给量; ΔW 为包气带土壤水蓄变量; SW_1 为时段初期含水量; SW_2 为时段末期含水量。

在李井滩灌区,灌溉不产生地表径流,灌区地下水埋藏深度较大,地下水的蒸发可忽略。该区土层的渗透性强,灌水后 1~3 天即渗入到极限蒸发深度以下,灌水初期若忽略蒸发量,则(1)式可写为:

$$PR(t) = P(t) - SW_2(\Delta\max, t_2) + SW_1(\Delta\max, t_1) \quad (3)$$

式中, t_1 为灌溉前的时间; t_2 为灌溉后 3 日时间,

$\Delta\max$ 为蒸发极限深度。

由(3)式可知,灌溉入渗补给地下水的量 $PR(t)$ 与降水量,前期土壤含水量以及地下水极限蒸发深度有关。

从土壤水存在形式来看,当灌溉量与初期土壤含水量之和超过土壤持水量时,超过部分由于重力作用产生渗漏,因此 t 时段的入渗补给量 $PR(t)$ 也可以表示为:

$$PR(t) = P(t) + SW_1(\Delta\max, t_1) - Q_r(\Delta\max) \quad (4)$$

式中, Q_r 为土壤持水量。

2.2.2 灌溉渗漏量计算结果 通过田间取样测量和中子仪长期水分观测确定各层土的持水量。利用动态观测资料确定各水灌前土壤含水量 SW_1 和灌水量,由上式确定各次灌溉入渗补给系数,结果见表 2。

表 2 不同作物和地层结构时灌溉入渗补给系数

Table 2 Infiltration coefficients of irrigation for different crops and strata

灌溉项 Irrigation turns	小麦 Wheat		玉米 Corn		苜蓿 Clover	
	双层 Double layers	多层 Multi layers	双层 Double layers	双层 Double layers	多层 Multi layers	
冬灌 Winter irrigation	0.222	0.128		0.157	0.056	
春灌 Spring irrigation				0.375	0.318	
一水 Summer irrigation 1	0.238	0.169	0	0.372	0.295	
二水 Summer irrigation 2	0.544	0.474	0.168	0.340	0.340	
三水 Summer irrigation 3	0.451	0.436	0.406	0.297	0.297	
四水 Summer irrigation 4	0.500	0.401	0.297	0.255	0.255	
五水 Summer irrigation 5	0.500	0.401	0.429	0.255	0.255	
平均值 Average values	0.378	0.306	0.238	0.292	0.254	

由表 2 可知,灌溉入渗补给系数双层结构大于多层结构。

3 李井地区地下水数值模拟

3.1 地下水数学模型 由上述水文地质条件可将研究区概化为如图 4 的水文地质概念模型。根据 Dupuit 假设和质量守恒定律及初始、边界条件,可将李井地区水文地质概念模型概化为如下数学模型:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[K(H-B) \frac{\partial H}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[K(H-B) \frac{\partial H}{\partial y} \right] + W = \mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad (x, y) \in D; t \geq 0$$

$$H(x, y, 0) = H_0(x, y) \quad (x, y) \in D; t = 0$$

$$K(H-B) \frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_{2-1}} = q(x, y, t) \quad (x, y) \in \Gamma_{2-1}; t > 0$$

$$\frac{\partial H}{\partial n} \Big|_{\Gamma_{2-2}} = 0 \quad (x, y) \in \Gamma_{2-2}; t > 0$$

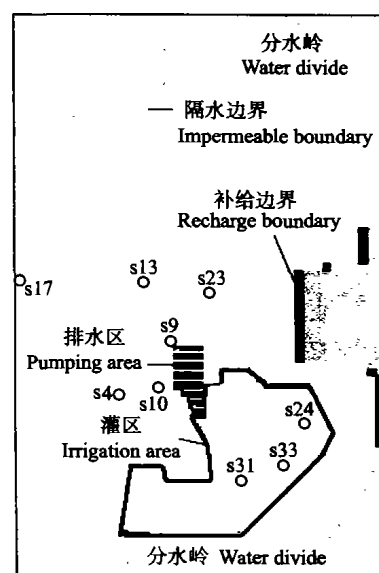


图 4 水文地质概念模型

Fig. 4 A hydrogeological concept model

式中, $H(x, y, t)$ 为区内任一点水头标高; $B(x, y)$ 为含水层底板标高; D 为计算区域; Γ_2 为

第二类边界;

$$W = \varepsilon(x, y, t) - \sum_{l=1}^v Q_l \delta(x - x_l, y - y_l), \text{源汇}$$

项;

v 为计算区域内开采井个数; Q_l 为第 l 口井的开采量; (x_l, y_l) 为 l 井坐标。

3.2 模型的识别与验证

3.2.1 模型的识别 根据含水层的空间结构和参数特征, 将含水层剖分为等间距的正方形网格 80×52 个, 网格间距为 500m。分为 20 个参数区。采用 1999 年 11 月 7 日的长观资料作为初始水位。

模型模拟分 2 个时段, 第一时段由 1999 年 11 月 7 日始共 167d, 为冬灌期; 第二时段至 2000 年 11 月 6 日止, 共 198d, 为夏秋灌期。

将各时段边界量代入模型, 以钻孔抽水试验资料为初值, 调节渗透系数 K 及给水度 μ 使计算值与观测值很好拟合。

3.2.2 模型的验证 将 2000 年 11 月 14 日~2001 年 4 月 23 日的这一时段的各种边界量代入模型, 经过模型运算, 计算值与观测值基本一致, 说明模型稳定, 可以利用模型来进行预报。

3.3 模型的预报

3.3.1 预报条件

方案 1 现状预报 时段划分与模拟时相同, 降水和蒸发取多年平均值, 灌溉面积和定额不变。

方案 2 规划预报 假设灌区作物 2 年内达到规划水平, 作物种植结构不变, 其它同方案 1。

方案 3 下游排水 在灌区下游的 12 支渠, 设立 1 个排水区, 自 14 时段(2006 年)起在灌溉期排水, 须满足灌区地下水水位埋深 $> 5\text{m}$ 。其它同方案 2。

3.3.2 预报结果 图 5 分别是现状埋深图和三方案预报 10 年后的埋深图, 从图中可以看出, 地下水埋深 5m 以下的范围, 现状下较小且均在灌区以外, 方案 1 其范围已扩大到灌区下游的渠道, 方案 2 埋深 $< 5\text{m}$ 的范围最大, 尤其是 12 支渠下游, 地下水埋深大部分 $< 5\text{m}$ 。因此, 无论是现状情况下还是规划条件下, 10 年后水位抬升使灌区下游产生土壤盐渍化, 必须采取措施防止地下水位升高。方案 3 是在下游布设了一面积为 7.5km^2 的排水区, 当其排水强度 $> 1\,600\text{m}^3/\text{km}^2 \cdot \text{d}$ 时, 灌区地下水埋深都在 5m 以上。

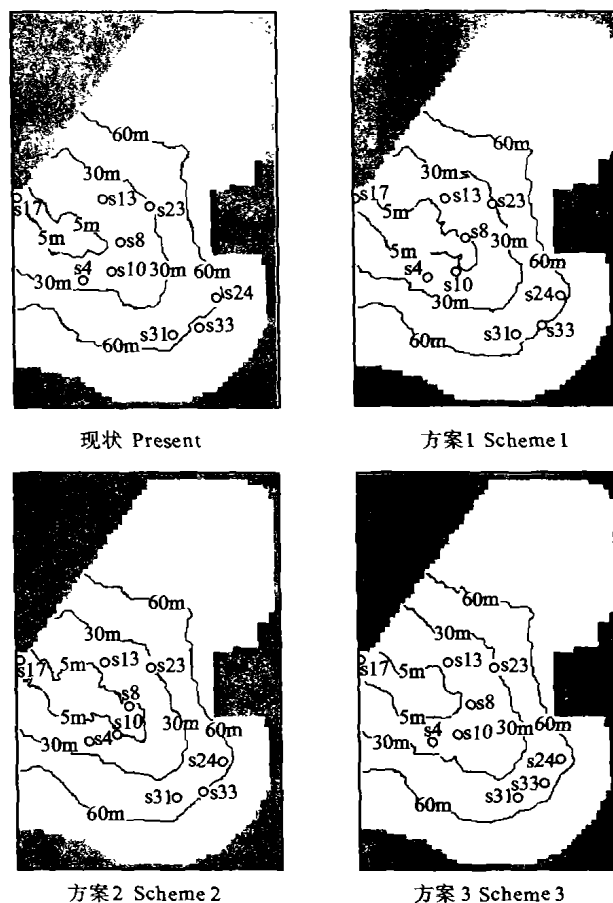


图 5 地下水位埋深图

Fig. 5 Curves of groundwater burial depths

4 结论

- (1) 李井灌区地下水埋深虽然达 50~60m, 由于灌溉渗漏地下水已经呈直线上升趋势。
- (2) 灌溉渗漏量与地层结构、作物和灌溉方式有关。双层结构渗漏量大, 小麦、苜蓿和玉米渗漏量大, 其它作物较少; 喷灌由于灌水量少几乎不产生渗漏。由于埋深大, 灌溉渗漏具有滞后作用。
- (3) 现状条件下, 10 年后下游水位上升, 埋深 $< 5\text{m}$ 的区域将扩至灌区; 规划条件下水位上升更快, 由于蒸发强烈, 使土壤积盐产生土壤盐渍化; 在下游采取适当排水措施可以控制地下水位升高, 防止土壤次生盐渍化。

参考文献:

- [1] 戚隆溪, 陈启生, 逢春浩. 土壤盐渍化的监测和预报研究 [J]. 土壤学报, 1997, (2): 189-198.
- [2] 石元春. 区域水盐运动监测预报体系 [J]. 土壤肥料, 1992, (5): 1-3.
- [3] 张蔚榛, 张瑜芳. 对灌区水盐平衡和控制土壤盐渍化的一些认识 [J]. 中国农村水利水电, 2003, (8): 13-18.
- [4] 李宝庆, 杨克定. 灌溉回归问题的试验研究 [J]. 水文地质工程地

- 质, 1986, (3): 8-11.
- [5] 陈崇希. 滞后补给权函数—降雨补给潜水滞后性处理方法 [J]. 水文地质工程地质, 1998, (6): 22-24.
- [6] 雷志栋, 杨诗秀, 倪广恒, 等. 地下水位埋深类型与土壤水分动态特征 [J]. 水利学报, 1992, (2): 1-6.
- [7] 缴锡云, 王文焰, 雷志栋, 等. 估算土壤入渗参数的改进 Maheshwari 法 [J]. 水利学报, 2001, (1): 62-67.
- [8] 虞江萍, 文云朝, 汪一鸣, 等. 宁夏杨黄灌溉对土壤环境的影响 [J]. 地理科学进展, 2000, (3): 279-284.
- [9] 王秉忱, 刘贯群, 邱汉学, 等. 引黄灌溉对李井包气带盐分的淋洗 [J]. 工程勘察, 2003, (3): 19-23.

Numerical Modeling of Groundwater Flow and Analysis of Soil Salinization in the Luanjing Irrigation Area, Inner Mongolia

LIU Guan-qun¹, WANG Shu-ying¹, ZHENG Xi-lai¹, WANG Bing-chen², QIU Han-xue¹, ZHU Xin-jun¹

(1. College of Environmental Science and Engineering, Ocean University of China, Qingdao 266003, China; 2. Institute of Geotechnical Survey, Beijing 100007, China)

Abstract: This paper systematically analyzed the hydrogeological conditions and characteristics of unsaturated zone in Luanjing irrigation area, Inner Mongolia and generalized the hydrogeological model of this area. A number of tests on irrigating infiltrations were done for different crops at some typical spots to calculate the leakage of irrigation. Through pumping tests, the hydrogeological parameters were confirmed. The numerical simulation model, which was established on the long-time observation data, is applied to predict the trend of groundwater changes in this area at present, planning conditions and drainage in the downstream area. The studies show the groundwater level is rising quickly and may surpass the critical depth along downstream area with the extension of the irrigating field, which can bring on the soil salinization.

Key words: groundwater flow; soil salinization; numerical model; irrigation area