

文章编号: 1007-6301 (2002) 06-0564-09

华北平原缺水盐渍区浅层 地下水位动态分析

毛任钊¹, 刘小京¹, 娄华君²

(1. 中国科学院农业资源研究中心, 石家庄 050021; 2. 中国科学院地理科学与资源研究所, 北京 100101)

摘要: 本文以国家农业科技攻关南皮试区为例, 分析了华北缺水盐渍区地下水水位动态及其与降水量的关系, 应用灰色系统理论的 GM (1, 1) 预测方法, 建立了地下水位动态的模拟、预测模型。结果表明, 在目前供水、用水和水文地质条件下, 未来地下水水位呈缓慢下降趋势, 年均下降速度为 0.12 ~ 0.14 m/年。单靠平水年甚或丰水年降水难以维持地下水采补平衡, 必须进行多年径流调节或跨流域调水, 以丰补歉, 互济余缺, 并实施农田综合节水技术, 防止区域水环境的恶化。

关键词: 缺水盐渍区; 地下水动态; 模拟; 华北平原

中图分类号: S 273.4 **文献标识码:** A

华北平原缺水盐渍区指河北省近渤海部分淡水匮乏、土地盐碱地区, 范围包括沧州、衡水 2 市的 16 个县 (市)^[1]。区内地形比较平坦, 土壤以典型潮土和盐化潮土为主, 灌溉农业比重较大。自 1976 年以来, 由于上游蓄水工程拦蓄和沿途利用, 入境客水量锐减, 农业用水基本上以浅层地下水为主, 浅井灌溉面积约占井灌面积的 75%。南皮农业科技攻关试区位于缺水盐渍区中部, 建立于 1982 年, 平均海拔 10 m, 目前易采易补的浅层地下水亦出现了负均衡, 反映了区域逐渐突出的水环境问题。应用灰色系统理论的 GM (1, 1) 预测方法, 基于对南皮试区地下水水位变化态势的认识, 建立地下水水位动态的模拟、预测模型, 为区域未来水土资源可持续利用的调控决策提供参考依据。

1 浅层地下水水位变化动态特征

1.1 地下水监测井位分布及水位动态

大气降水补给形成的地下水是该区分布普遍、比较稳定可靠的主要水源。浅层地下水位是大气降水、地表水、土壤水、地下水之间转化消长过程的集中反映。1982 年水位监测井主要分布在大浪淀以西地形平坦、农业生产条件较好的地段, 选择了 25 眼民用浅机井作为观测点^[1]。1995 年扩大了监测范围 (见图 1), 主要沿大浪淀及引水渠布设 40 眼测井^[5]。

收稿日期: 2002-07; 修订日期: 2002-09

基金项目: 中国科学院知识创新工程资助项目 (KZCX-SW-317-01、KZCX2-405)

作者简介: 毛任钊 (1955-), 男, 陕西周至人, 博士, 中国科学院农业资源研究中心研究员, 主要从事水土资源和区域农田生态系统可持续管理研究。E-mail: r. mao@ms. sjiam. ac. cn

大浪淀水库是全国最大的平原地上型人工水库之一, 库区面积约 17.8 km^2 , 设计蓄水量 $1.003\times 10^8\text{ m}^3$, 于 1995 年始建, 1996 年 12 月起每年有 1~2 个月定期经人工河道从黄河引水。大浪淀水库的兴建, 改变着原来的生态环境格局。

从表 1 可见 1980 年代试区地下水位年内逐月变化状况。80 年代初地下水位较高, 达 5.4 m 左右, 与 1973 年汛后试区地下水位 ($< 7\text{ m}$)^[2]相比, 远大于地表积盐过程发生的地下水临界深度, 显然使土壤脱离了可溶盐分的影响而有利于农业生产。地下水平均水位不但呈明显的年内升降变化, 而且呈逐渐下降趋势, 其主要原因与年总降水量多寡、年内大气降水分配、植物蒸散、地表蒸发、作物灌溉时间及地下水开采程度等有关。由于当地尚不习惯麦田冬季灌溉, 农田停灌时期水位回升, 因而年内地下水最高水位往往出现在 1~3 月份, 而非理论上的雨季。

表 1 1982~1988 年试区浅层地下水位季节变化

Tab. 1 The seasonal change of the groundwater level in Nanpi Testing Area during 1982~1989

	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	平均水位
1982					4.83	4.53	4.89	5.55	6.09	6.34	6.53	6.52	5.38*
1983	6.72	6.7	6.59	5.41	5.51	5.43	5.08	5.05	5.01	4.86	4.88	4.84	5.51
1984	4.96	4.93	4.95	4.39	3.64	4.05	4.31	4.52	5.08	4.97	4.96	4.85	4.63
1985	5.05	5.42	6.62	4.92	4.26	4.66	4.69	5.27	5.6	5.78	5.94	5.96	5.35
1986	6.05	6.11	6.2	5.6	5.11	4.73	4.46	5.09	5.1	4.73	4.54	4.44	5.18
1987	4.55	4.58	4.31	3.87	3.68	3.77	3.66	4.13	4.91	4.57	4.78	4.8	4.30
1988	4.88	4.87	4.8	3.45	2.92	2.96	3.00	4.34	4.57	4.68	4.76	4.79	4.17
1989	5.37	5.44	5.41	4.61	4.27	4.3	5.3	4.85	5.19	5.13	5.2	4.17	4.94

* 5~10 月份水位平均值。

表 2 1995~2001 年 10[#] 浅层地下水位季节变化

Tab. 2 The seasonal change of the groundwater level of 10[#] in Nanpi Testing Area during 1995~2001

	1 月	2 月	3 月	4 月	5 月	6 月	7 月	8 月	9 月	10 月	11 月	12 月	平均水位
1995	5.90	5.85	5.52	5.15	4.37	4.10	3.95	5.80	5.75	5.70	5.70	5.80	5.30
1996	5.70	5.80	5.45	5.40	3.80	4.15	3.80	5.62	6.50	6.40	6.40	6.00	5.42
1997	6.20	6.10	6.30	6.40	5.70	4.90	3.40	2.10	3.00	3.00	2.80	2.90	4.40
1998	2.50	3.30	3.50	3.78	2.84	2.30	2.50	4.11	3.80	3.10	3.52	3.26	3.21
1999	3.57	3.50	3.40	3.10	2.66	2.20	2.15	3.50	3.60	3.40	3.50	3.20	3.15
2000	3.50	3.80	3.70	2.90	1.30	- 0.45	1.80	3.30	3.38	3.40	3.45	3.55	2.80
2001	3.60	3.70	3.50	3.20	3.00	1.50	0.60	4.40	4.20	3.00	2.50	1.60	2.90

由于试区内人工河网较多, 地形差别较大 (3 m), 90 年代以来数据的处理较为困难, 仅以水位变幅最大的 10[#] 观测井来分析近年的地下水动态。从表 2 可知, 7 年间地下水位下降 2.4 m, 变幅明显。年内地下水最高水位一般出现在 8~9 月份, 主要与当年降雨量多少、雨季来临早晚有关; 最低水位出现在 5~7 月份, 受春、夏季小麦、玉米的灌溉强度影响。地下水位周年最大变动量达 4.1 m, 季节恢复量为 1.9~3.8 m。特别是在 2000 年 6 月, 水位初次低于海平面。

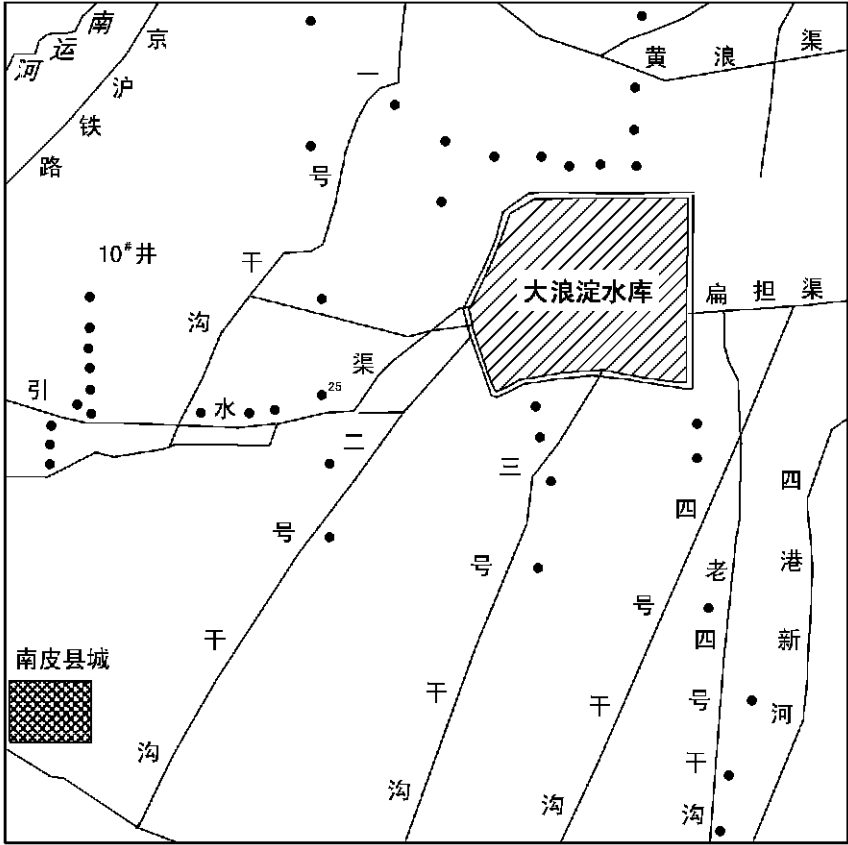


图 1 南皮试区地下水位观测井分布 (以小实点表示)

Fig.1 Distribution of the observed wells in Nanpi Test Area

1.2 大气降水特征

据 1965~2001 年南皮县气象站资料^①(图 2 所示), 该区多年平均降水量为 545.7 mm, 与以前的统计结果相比, 减少了约 40 mm; 年降水量最大值 1 186.1 mm (1977 年), 最小值仅 264.9 mm (1965 年), 变幅达 900 mm 以上, 降水量年际相差极为悬殊; 降水主要集中在 7~8 月份, 约占年总降水量的 65%, 呈春旱、夏涝, 旱涝交替的特点。从降水量年代分段数据看, 60 年代至 90 年代分别为 519.9 mm、603.2 mm、483.2 mm 和 575.4 mm, 其中 70 年代的降水量相对丰富而 80 年代的明显贫缺, 但长时段并没有减少的趋势。图 2 中的粗线为 3 阶多项式趋势线。

南皮试区所在的低平原区域降水多呈暴雨形式, 历史上多次出现范围小但强度很大的暴雨^②。1964 年 8 月 13 日暴雨中心的黄骅县 (现为市) 李庄降水量达 369.0 mm; 1972 年 7 月 19 日献县本斋为中心, 降水达 350.0 mm, 黑龙港区在 200 mm 以上; 1977 年 7 月 5 日东光县秦村降水量 243.0 mm; 1987 年 8 月 26 日黄骅市周青庄降水量达 246.0 mm。经简

① 南皮县农业自然资源及区划报告, 1985。

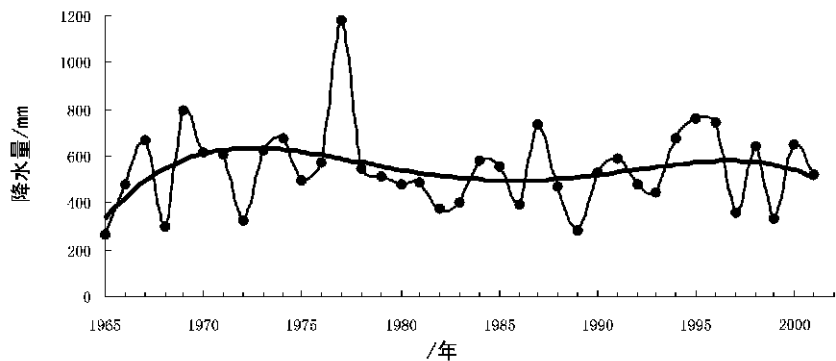


图2 南皮县37年来降水量变化
Fig. 2 Precipitation variation since 1965 in Nanpi

单统计, 1980~1989年年均地下水水位与年降水量相关系数为0.6317, 而90年代后期它们间的相关系数仅为0.4249, 表明降水量周期性对地下水水位的影响作用降低, 人文活动影响程度在不断增加。因而面对未来愈加严峻的水资源问题, 根据这种降水特点, 增加区内地表水、地下水转换调节能力对于农业可持续发展尤为重要。

1.3 暴雨径流入渗补给地下水的强度

本区地下水运动以垂直交替为主, 侧向径流滞缓。在农田灌溉条件下地下水位动态属于“入渗-蒸发”型。浅层地下水位变幅是地下水补给量与消耗量消长变化的结果。暴雨径流入渗是试区浅层地下水主要补给方式, 因而浅层地下水位回升是对大暴雨过程的表现反应, 可以通过一定时段的水位回升幅度来了解水源补给强度。据试区人工降雨测定^[1], 生物覆盖农地连续降水2小时, 当总雨量为56.9 mm时, 地表径流不会产生; 当降雨量为114.3 mm, 雨强1.06 mm/mim, 1 m土体初始含水量12.2%时, 径流系数为0.13; 而在裸地上, 以1.07 mm/mim的雨强连续降水112.4 mm, 径流系数则为0.21。

1987年8月26日降雨119.2mm, 试区12眼观测井水位回升0.84m, 径流系数0.28, 径流模数为 $3.2 \times 10^4 \text{ m}^3/\text{km}^2$ 。1997年7月13日, 试区出现252 mm的特大降水过程, 地下水通过坑塘洼淀及沟渠河网迅速且普遍地得到补给, 水位回升1.41~3.97 m (图3)。

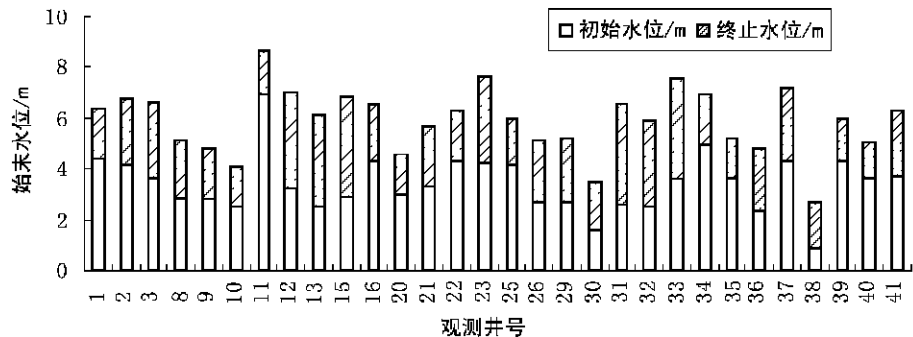


图3 暴雨补给对地下水位动态的影响
Fig. 3 The changes of Groundwater level before and after the rainstorm

12[#]、13[#]、15[#]、31[#]、32[#]、33[#]和34[#]测井,位于生产条件差的洼地,水位回升最大(超过3.65 m);10[#]、20[#]和40[#]等测井,位于枣粮间作高效农田区,水位回升较小(不超过2 m)。按照观测井平均变幅2.47 m和给水度系数(采用0.04)计算,在其控制面积(90 km²)内,调节资源总量为889.2×10⁴ m³,补给模数为9.88×10⁴ m³/km²,径流深98.8 mm,这次暴雨的径流系数高达0.39。

从多次暴雨径流观测数据看,一场200 mm左右的特大型暴雨过程,会造成低洼耕地短时期积水,但一般在3天内可全部就地入渗,坑塘、沟渠积水滞留时间也很少超过7天。

2 浅层地下水水位动态预测

2.1 地下水水位动态预测原理

试区地下水位变化受气候、水文地质、人为排灌、水库静水补给等诸多因素影响,地下水系统中动态过程具随机性,较难定量化。但是该系统除了含有已知信息,还含有未知信息,可将其过程视为灰色过程,运用灰色系统单序列一阶线性动态模型GM(1,1)来模拟、预测未来变化趋势。GM模型是连续性微分方程模型,常用于预测,不同于其它一般的离散递推模型,其预测值是灰区间变化的不定值灰数。

GM(1,1)灰色系统建模过程:
设对原始数据序列 $X^{(0)}(k)(k=1,2,...,N)$ 建立GM(1,1)模型,其相应微分方程为

$$\frac{dX^{(0)}}{dt} + aX^{(1)} = u \tag{1}$$
$$X^{(1)}(1) = X^{(0)}(1)$$
$$X^{(1)}(k) = \sum_{i=1}^k X^{(0)}(i) \quad (k=2,3,...,N)$$

式中 $X^{(1)}(k)$ 为经过一次累加处理生成的数据序列, N 为数据个数。
一般情况下对于给定的原始数据序列,不能直接用于建模。因为其多为随机的无规则的。经过一次累加生成,可获得一个呈单调增长曲线的新数据序列,从而增强了原始数据的规律性,弱化了随机性,为建立动态模型提供了中间信息^[3]。

式(1)中的常数 a 、 u 为系数向量 U 中的元素,用最小二乘法求解:

$$U = \begin{bmatrix} a \\ u \end{bmatrix} = (A^T A)^{-1} A^T Y \tag{2}$$

式(2)中的 A 为累加矩阵,

$$A = \begin{bmatrix} -\frac{1}{2}[X^{(1)}(2) + X^{(1)}(1)] & 1 \\ -\frac{1}{2}[X^{(1)}(3) + X^{(1)}(1)] & 1 \\ \dots\dots & \dots\dots \\ -\frac{1}{2}[X^{(1)}(N) + X^{(1)}(N-1)] & 1 \end{bmatrix}$$

式中 A^T 为矩阵 A 的转置矩阵,常数向量 Y 为

$$Y = [X^{(0)}(2), X^{(0)}(3), \dots\dots, X^{(0)}(N)]^T$$

则微分方程 (1) 的解为

$$\hat{X}^{(1)}(k+1) = \left[X^{(0)}(1) - \frac{u}{a} \right] e^{-ak} + \frac{u}{a} \quad (k = 1, 2, \dots, N) \tag{3}$$

式中 $\hat{X}^{(1)}(k+1)$ 为求得的累加序列的拟合值, 再进行一次后减, 即可得到原序列的估计值, 即

$$\begin{aligned} \hat{X}^{(0)}(1) &= \hat{X}^{(1)}(1) \\ \hat{X}^{(0)}(k) &= \hat{X}^{(1)}(k) - \hat{X}^{(1)}(k-1) \quad (k = 2, 3, \dots, N) \end{aligned}$$

拟合误差 (残差) 为

$$\begin{aligned} \epsilon^{(0)}(k) &= X^{(0)}(k) - \hat{X}^{(0)}(k) \quad (k = 1, 2, \dots, N) \\ \hat{X}^{(0)}(k) &= \frac{1}{M} \sum_{k=1}^m X^{(0)}(k) \end{aligned}$$

相对误差 q 为

$$q(k) = [\epsilon^{(0)}(k) / X^{(0)}(k)] \times 100\%$$

一般情况下, 需要用残差模型对原模型进行修正, 修正后的预测模型为

$$\hat{X}^{(0)}(k+1) = (-a) \left[X^{(0)}(1) - \frac{u}{a} \right] e^{-ak} + (-a) \left[q^{(0)}(1) - \frac{u}{a} \right] e^{-ak} \tag{4}$$

式中 a 、 u 为残差修正模型的常数, $q^{(0)}(1)$ 为残差模型数据序列的首项。

2.2 地下水动态预测结果

用现有 2 个时段 15 年数据序列, 选择 1980 年代的多井平均水位、1990 年代的 10[#] 和 25[#] 监测井单井水位分别模拟年际地下水动态和预测变化趋势, 计算结果见表 3~5。

表 3 中, 10[#] 测井相对误差数据的变幅较大, 尤其是 1998 年相对误差达 18%, 原因在 于当年降水量少, 地下水消耗量过大, 水位降幅过快。

由上述分析结果可知, 虽然浅层地下水水位年际变化同降水关系密切, 连续枯水年呈下降趋势, 遇到丰水年水位回升, 但由于工农业用水和人畜生活用水量的增加, 地下水开采强度逐年加大, 使其年际平衡特性消失, 总的变化呈下降趋势。在目前供水 (如引黄济淀工程)、用水和水文地质条件下, 未来地下水水位呈缓慢下降趋势, 1990 年代后期平均降水较之 1980 年代增大, 年均下降速度在 0.12~0.14 m/a。虽然此下降速率远低于山前平原区^[4], 但是缺水形势不容小视。如若依照此速度, 到 2015 年试区年均地下水位可能会接近于海平面。由此可见, 对低平原区的浅层地下水资源, 单靠平水年、丰水年降水难以维持采补平衡, 必须加强科学管理和综合节水利用技术, 进行多年调节 (通过拦蓄入境雨洪) 或跨流域调水, 以丰补歉, 互济余缺, 尽量达到水位下降速率零增长, 防止区域水环境和生态环境的恶化。

另外, 从 10[#] 测井水位的模拟残差值可见, 原始数据具有周期性。为了更好地表达这种周期性动态, 可以用正弦曲线拟合残差序列^[3], 得到比较接近原始曲线的残差修正模拟曲线 (图 2)。虽然连续观测时间不长, 但是该修正曲线仍然表现了有一个完整的、长达 6 年的周期存在。

表 3 监测井水位模拟值与实测值误差分析

Tab. 3 Error analysis of groundwater level between simulated value and practical value

井 号	年份	模拟值/m	实测值/m	残差/m	相对误差/%
25 眼井平均	1982	5.38	5.38	0	0
	1983	5.28	5.51	0.23	4.20
	1984	5.14	4.63	- 0.51	10.91
	1985	5.00	5.35	0.35	6.61
	1986	4.86	5.18	0.32	6.16
	1987	4.73	4.30	- 0.43	9.98
	1988	4.60	4.17	- 0.43	10.33
	1989	4.48	4.94	0.46	9.39
10 [#]	1995	5.30	5.30	0	0
	1996	5.10	5.42	- 0.32	5.86
	1997	4.397	4.40	- 0.003	0.072
	1998	3.79	3.21	0.58	18.03
	1999	3.26	3.15	0.11	3.64
	2000	2.81	2.80	0.01	0.47
	2001	2.42	2.90	- 0.48	16.41
25 [#]	1995	5.05	5.05	0	0
	1996	5.735	6.16	0.425	6.90
	1997	5.34	5.07	- 0.27	5.28
	1998	4.97	4.77	- 0.20	4.14
	1999	4.62	4.35	- 0.273	6.28
	2000	4.30	4.14	- 0.163	3.93
	2001	4.00	4.5	0.50	11.20

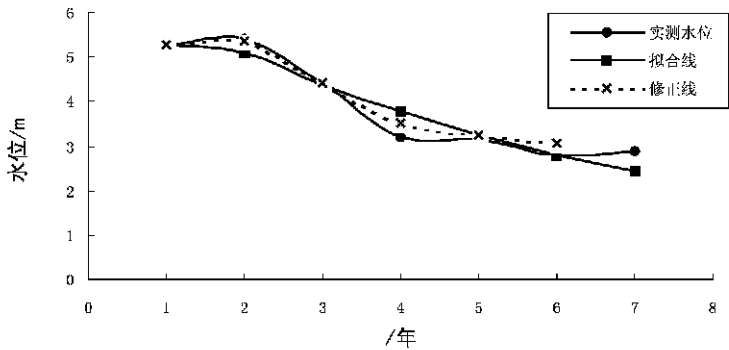


图 4 10[#] 观测井水位动态模拟曲线

Fig. 4 Dynamic modeling curve of shallow groundwater table in Well 10[#]

3 小结

20 年来南皮农业科技攻关试区浅层地下水位变动较大，周年最大变动量达 4.1 m，季节恢复量为 1.9~3.8 m。可将地下水位动态视为灰色过程，运用灰色系统单序列一阶线性

动态模型 GM (1, 1) 模拟、预测, 呈缓慢下降趋势。农业生产条件较好地段, 地下水位年均下降速度在 0.12~0.14 m/a。暴雨径流入渗是试区浅层地下水的主要补给方式, 一次 252 mm 的特大降水过程, 径流深为 98.8 mm, 径流系数高达 0.39, 可使水位回升 1.41~3.97 m。80 年代年均水位与年降水量之间的相关系数为 0.6317, 而 90 年代后期相关系数降低为 0.4249, 表明降水量周期性变化对地下水影响有所减弱。对低平原区的浅层地下水资源, 单靠平丰水年降水的补给, 难以维持采补平衡, 必须加强科学管理和合理开发利用, 进行多年调节或跨流域调水, 以丰补歉, 互济余缺, 尽量达到水位下降速率零增长。

参考文献:

[1] 由懋正 主编. 农业资源评价管理与利用[M]. 北京: 气象出版社, 1998. 220-224.
[2] 由懋正, 黄荣金 主编. 海河低平原水土资源与农业发展研究[M]. 北京: 科学出版社, 1991. 28-31.
[3] 张沁文, 王学萌 等 编著. 农村经济灰色系统分析[M]. 北京: 学术期刊出版社, 1989. 74-94.
[4] 胡春胜, 尹雁峰. 栾城县地下水动态模拟[J]. 地理科学进展, 1998, 17(增刊): 26-31.
[5] Mao Renzhao, Liu Xiaojing, Han Shumin et al. The influence of water storage on groundwater and soil secondary salinization in Peri-Dalandian reservoir area[A]. In: T. Tadano, Tian Kuixiang (eds). Proceedings of China-Japan Joint Symposium: Development of Technology for Sustainable Biological Production in saline Soil Areas of Huang-Huai-Hai Plain in China[C]. Si'an, China, 1999. 38-44.

A Study on the Dynamic Variation of Shallow Groundwater Table in the Saline and Water Deficit Region in North China Plain

MAO Ren-zhao¹, LIU Xiao-jing¹, LOU Hua-jun²

(1. Research Center for Agricultural Resources, Shijiazhuang 050021, China;
2. Institute of Geographical Sciences and Natural Resources Research, CAS, Beijing 100101, China)

Abstract: The property of precipitation and dynamics variation of shallow groundwater level in the saline and water deficit region, North China Plain, were discussed in this paper by taking Nanpi Testing Area as a case study.

The annual precipitation concentrates in a few of rainstorm process within the monsoon climate region. The shallow groundwater is recharged mainly by the permeated runoff of rainstorm. So the resuming extent of groundwater level can express the active water resource status. The average annual precipitation from 1965 to 2001 was 545.7mm. Simple statistics revealed that there was a linear relationship between the groundwater level and the annual rainfall amount. The correlation coefficient was 0.6317 and 0.4249 in the two periods of 1980~1989 and 1995~2001 respectively.

The biggest annual fluctuation amount of the groundwater level was 4.1m, and season resuming amount was among 1.9~3.8m.

According to the results measured by artificial rainfall, there was no runoff in grass-

land when it rained continually with 56.9mm of the total water amount. The runoff coefficient was 0.13 when it rained continually with 114.3mm of the total water amount at 1.06mm/min of the raining intensity. But the coefficient was 0.21 for bare farmland at a-like raining intensity. The resuming amounts of groundwater level were 1.41 ~ 3.97m in the Nanpi Testing Area when a heavy rainstorm with 252mm water amount occurred in July 13, 1997.

The Grey Dynamic Model results show that the shallow groundwater level will be declining gradually in the future based on the water supplying, water utilization and water geo-hydrological condition at present. The decline ratio is about 0.12 ~ 0.14m/y. It is difficult to keep the water balance only with the recharge of rainfall. Therefore it is emphasized to take the comprehensive water-saving measures and to regulate the runoff of many years as well as to introduce water from outside watersheds etc. in order to prevent the water environment deterioration of the area.

Key words: Saline and water deficit region; Dynamic variation of shallow groundwater; Simulation; North China Plain