

人工草地土壤水系统动力学模型与 过耗恢复预测*

李细元 陈国良

(中国科学院水土保持研究所·陕西杨陵·712100)
水利部

摘 要 针对黄土丘陵沟壑区人工草地深层土壤水分严重亏缺问题,首次利用系统生态原理及计算机仿真手段,初步建立休闲草地土壤水分系统动力学模型,提出长历时(多年),大厚度(5m)土壤水分动态仿真和模型参数获取有效方法,预测特定地区(宁夏固原上黄试区)休闲草地不同水文年型深层土壤水分恢复年限。

关键词 人工草地 土壤水分 动力模型 仿真预测

The Systematic Dynamic Model of Soil Moisture and It's Over-exhausted Recovering Forecast in Artificial Grassland

Li Xiuyan Chen Guoliang

(Institute of Soil and Water Conservation, the Chinese Academy of Sciences
and Ministry of Water Resources. Yangling. Shaanxi. 712100)

Abstract For the first time, aimed at over-exhausted deep-layer soil moisture in fallow tame grassland in semi-arid area of Loess Plateau, based on system ecology and computer simulation, build a soil moisture system dynamic model, put forward a practical way of parameter gaining, forecast the time limit of deep layer soil moisture recovering under different hydrologic year-types in fallow tame grassland in special area (Guyuan, Ningxia).

Key words artificial grassland soil moisture dynamic model simulation forecast

1 引言

近一二十年来,为扭转黄土丘陵沟壑区生态失调状态和充分利用该区的水热资源,人们在该区部分缓坡山地进行了大面积种植人工牧草的试验,这一措施曾一度使该地区的生态、经济环境得到了较大的改善。但由于降水稀少和土壤水分不足,人工牧草逐渐衰败,人们也随之产生疑虑:在年降水 300~600mm 的半干旱地区,人工草地严重亏缺的深层土壤水分何时能够恢复? 半干

旱区在水分生态限制下,能否建立稳定的人工草地?由于这一问题是建立牧业基地战略性问题,因而日益引起人们的关注,为此曹淑定等^[3]曾采用试验分析方法对吴旗飞播沙打旺草地水分利用规律及生物量动态进行了一定的研究;陈国良等^[6,7]对上黄试区沙打旺草地不同隔带种植方式的水分利用动态,深层土壤水亏缺补偿过程进行了较为深入的观察研究,并根据分析结果提出了较可行的种植轮歇方法。但是,在有关人工草地进入休闲期后的土壤水分动态规律,特别是深层土壤水的恢复过程上,至今尚缺乏系统性的研究,本文拟应用系统生态学原理和计算机仿真手段,对特定地区(宁夏固原上黄试区)休闲草地土壤水分动态规律及深层土壤水的补偿过程进行一些超前性探索。通过此一研究,力图达到:①建立草地生态系统土壤水分动态预测模型,提出长历时(多年)、大厚度(5m)土壤水分动态仿真和参数获取的新型实用方法。②提出特定休闲人工草地不同水文年型土壤水分动态预测结果,为年降水量450mm左右的黄土丘陵沟壑区建立人工草地合理轮作制提供一定的理论依据。③为草地水分生态系统研究探索一条综合实用的新途径。

在研究方法上,则将SPAC理论与SD(system Dynamics)理论^[1]有机结合,SPAC理论是研究土壤—植物—大气系统水分循环转化的能量基础,SD理论是研究复杂系统动态行为运行机制与仿真模拟方法的理论。因而两者结合有利于解决复杂问题的理论与方法。

2 研究方法

2.1 研究总体设计

本研究目的在于预测人工草地休闲期深层土壤水的动态补偿过程,模型的建立主要从系统角度出发,以SPAC理论为基础,采用系统动力学建模方法进行,资料主要取自前人结果,不足的进行实地补测,在理论不够成熟之处,通过合理假设,提出可行模式,在有关参数获取上,或直接测定,或采用系统仿真参数辨识予以推求或修正。同时,由于本研究的预测性目标,某些重要参数必须应用随机控制过程进行准确模拟,因此确定性模型与随机性模型的有机结合是本研究的特点。

2.2 试区概况及试验地选取

试区为宁夏固原上黄试区,海拔1700m,年均温6~7℃,无霜期100~130天,多年年降水300~600mm,均值470mm左右,受季风气候影响,年降水分配不均,一般7、8、9三个月降水占全年60%~70%,蒸发量1300~2000mm,属温凉半干旱区;地貌沟壑纵横,土壤为黄土母质发育淡黑垆土、黄绵土,土层均匀深厚,无地下水补充。

试验地选在试区台塬地7年生草圃,该草圃1987年开始种植,于1992年秋由人工毁草方式强行进入休闲期,试验在沙打旺休闲地进行,图2为该草地休闲一年后(本试验开始时)的水分分布状况,某些测区水分亏缺已达10m以上。

3 土壤水分系统动力学模型的建立

3.1 系统定义及边界确定

仿真预测以SPAC理论^[3](图3)为基础,该系统中水分运动存在若干反馈环,形成一定自我调节机制,水分循环和转化是一动态平衡过程。

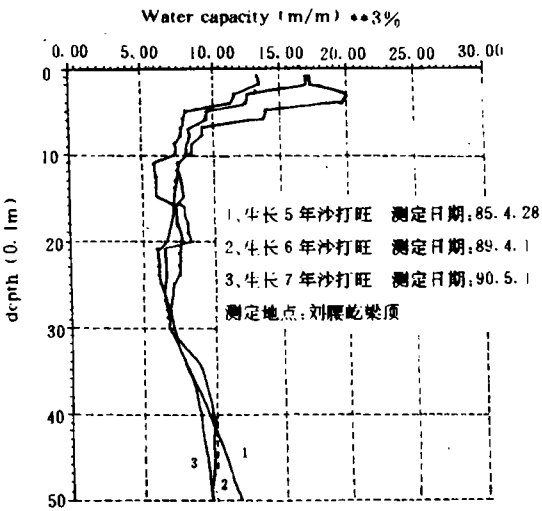


图 1 人工草地不同生长年限土壤水分动态

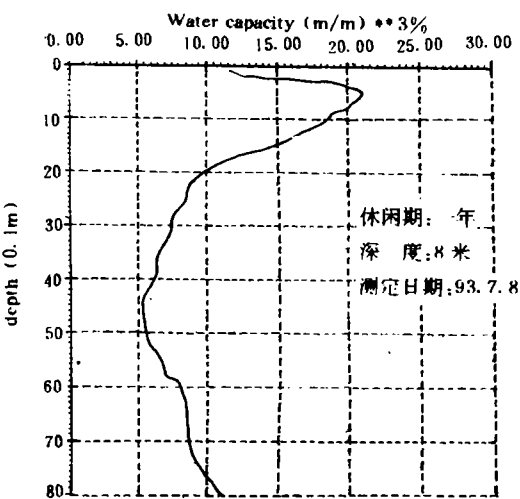


图 2 试验用休闲人工草地深层土壤水分布

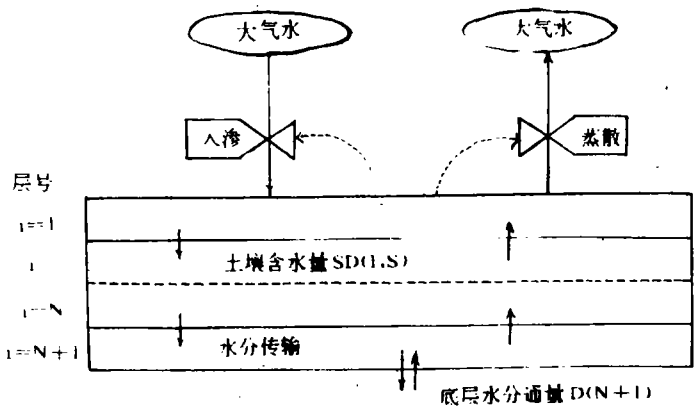


图 3 SPAC 水流动态框图

实际休闲地水分循环符合 SPAC 理论,特殊点在于:①休闲地地表类似裸地,但较为疏松。②深层土壤有腐殖根系分布,水分传输较裸地为快。③该地黄土土层深厚均匀,无地下水补充。实际人工牧草根系深度可达 10m 左右,本次研究具体仿真边界处理时,约定深度 5m,5m 处边界水分通量处理可有两种办法:①若边界以下较深土层水分已亏缺,且亏缺度与边界相近,设定其水分通量为零(无下层水补偿);②若边界以下水分亏缺较小,含水量显著高于边界层,设定边界下层为一含水层(有下层水分补给)。

本模型随机控制过程有降水和蒸散,在建立实际蒸散与 20cm 蒸发器蒸发量关系后,求蒸散随机量转化为求蒸发器蒸发量。

3.2 土壤水分确定性模型建立

3.2.1 土壤水运移模型 均匀非饱和土壤水运动由达西定律和连续性方程组合描述:

$$\vec{q} = -k(\theta) \cdot \nabla \psi \tag{1}$$

$$\partial/\partial x = -\nabla \cdot \vec{q}$$

其中,水势 ψ 为压力势 H 与重力势 $(-Z)$ 之和,即 $\psi = H - Z$, 实际仿真取(1)显式一维形式:

$$\partial/\partial x = \frac{\partial}{\partial Z} (K(\theta) \frac{\partial(H - Z)}{\partial Z}) \tag{2}$$

为方便计算机求解,具体模拟土壤水分运移时,必须将(2)式差分离散化,具体做法将在后述。

3.2.2 蒸散模型 本模型仅用于获取 20cm 蒸发器蒸发量与土壤蒸散量关系。

根据资料获得方便,休闲地可能蒸散 (E_p) 与 20cm 蒸发器蒸发量 (E_{20}) 折算关系取下式:

$$E_p = k_1 k_2 k_3 E_{20} \tag{3}$$

式中, K_1 —— 20cm 蒸发器与 E_{601} 蒸发器折算系数, K_2 —— E_{601} 与标准蒸发器(近似自由水面)折算系数,取值 0.95, K_3 标准蒸发器蒸发与可能蒸散折算系数,取彭曼研究值 0.90(裸地)。

实际蒸散 E_e 与可能蒸散 E_p 关系取干燥曲线线性式

$$E_e = \begin{cases} E_p & \theta \geq \theta_k \\ E_p (\frac{\theta - \theta_p}{\theta_k - \theta_p}) & \theta_p < \theta < \theta_k \\ 0 & \theta \leq \theta_p \end{cases} \tag{4}$$

式中, θ_k —— 临界含水量,本研究取田间含持水量, θ_p —— 零蒸发含水量,本研究取最大吸湿度(约 5%(m/m³))。

3.2.3 入渗模型 即降水在表层土壤的初始分配模型。实际入渗过程机理复杂,本研究作一定简化,在处理时,只关心外来水渗入土壤后的瞬态,而水分在土壤中的再分配过程则由水分运移模型决定,由此,入渗采用一简化模式——瞬时层状入渗模式进行,即假定某天的降水在这一天初瞬时渗入土壤,渗入方式为自上一层向下一层渗入,当上一层土壤达田间持水量后,才渗入下一层,如此依次下渗,直到外来水全部渗完为止。

3.2.4 径流模型 因试验地为平整荒地,故具体仿真时设定径流量为零。

3.3 确定性模型中参数确定理论与实验研究

3.3.1 土壤基本物理参数测定 土壤基本物理参数根据土壤性状分层测定,均用环刀取原状土,孔隙度用三相测量仪测定,结果如表 1。

表 1 试验地土壤常规参数

深 度 cm	土层分类	容重 g/cm ³	田间持水量(m/m) ³ %	饱和含水量(m/m) ³ %	孔隙度%
0~20	耕 层	1.235	28.50	49.71	53.70
20~30	耕底层	1.262	27.50	46.52	54.40
30~70	亚耕层	1.200	26.80	44.79	53.30
70~120	类表土	1.113	25.40	50.25	59.40
120~160	粘化层	1.145	26.10	47.72	52.20
160~230	沉积层	1.265	28.70	53.55	59.00
230~	母质层	1.245	28.30	52.20	54.20

3.3.2 水分特征曲线测定 田间分层取土,室内离心机测定的脱水曲线拟合结果如表 2。

3.3.3 非饱和导水参数测定与推求 本研究采用间接推求方法,先由水分特征曲线推出模式形式,再采用系统仿真参数辨识方法,通过仿真检验,求出实际精确模式。

目前,从水分特征曲线出发,理论推导精度较高的非饱和导水参数模式主要有两种,其一为 Burdine 模式^[4],其二为 Mualem 模式^[5],模式表示分别如下:

$$K_r = (\theta/\theta_s)^2 \int_0^{\theta/\theta_s} \frac{dx}{H^2(x)} / \int_0^1 \frac{dx}{H^2(x)}$$

(5)

$$K_r = (\theta/\theta_s)^{1/2} \int_0^{\theta/\theta_s} \frac{dx}{H(x)} / \int_0^1 \frac{dx}{H(x)}$$

(6)

表 2 水分特征曲线拟合结果

深 度 (cm)	拟合表达式	相关系数
0~30	$H = 3.87 \times 10^{-4} \times \theta - 4.1025$	0.9938
30~120	$H = 3.95 \times 10^{-4} \times \theta - 4.1335$	0.9845
120~	$H = 4.10 \times 10^{-4} \times \theta - 4.2624$	0.9924

注： H ——水势(bar)； θ ——体积含水量(m/m)³

上两式中， $K_r(\theta)$ ——相对导水率，即 $K_r = k/k_s$ ， k_s ——饱和导水率； H ——压力势； θ_s ——饱和含水量。若水分特征曲线采用表 2 形式，即：

$$H = A\theta^B$$

(7)

(7)式分别代入(5)、(6)式积分后可得：

$$K = k_s(\theta/\theta_s)^{3-2B}$$

(8)

$$K = k_s(\theta/\theta_s)^{5/2-2B}$$

(9)

为获得实际情况下的 k 值，本研究，不拘于这两种模式差别，而将差别项改为一未知系数 R ，即：

$$K = k_s(\theta/\theta_s)^{R-2B}$$

(10)

然后通过一定仿真检验，求出实际状况下的 R 值，再进行实际仿真工作。

3.3.4 饱和导水率 k_s 测定 土样据实际容重用压样法制取，用南 55 型渗透仪测定，结果表 3。

表 3 饱和导水率 K_s 测定结果表

溶 度 (cm)	容 重 (g/cm ³)	饱和导水率 K_s (cm/s)
0~20	1.244	2.24×10^{-4}
30~120	1.152	3.40×10^{-4}
120~	1.238	2.54×10^{-4}

由 3.2.1 可知，土层间水流通量服从有限差分形成的达西定律，任何时刻的土层含水量决定了压力势和导水率。以下描述时， I 表土层号(从上向下)， J 表时段号(日)， $SD(I,J)$ 为第 I 层， J 时段时的体积含水量。其余参数与前同。

(1)压力势求取：

$$H(I) = [A(I) * SD(I,J) * * B(I)] * 10340$$

(11)

(1 bar=10340mm 水柱)

(2) 重力势(- Z)计算(取土层平均深度)

$$-DEPTH(I) = 100.0 * I - 50.0$$

(12)

(3)压力势与重力势之和为水力势

$$HH(I) = H(I) - DEPTH(I)$$

(13)

(4)各土层非饱和导水率：

$$K(I) = K_s(I) * [SD(I,J)/SS(I)] * * [R - 2 * B(I)]$$

(14)

其中, $Ks(I)$ 为饱和导水率, $SS(I)$ 为饱和含水量。

(5) 层间导水率采用算术平均

$$KK(I) = [K(I) + K(I+1)]/2.0 \quad (15)$$

(6) 层间水流通量满足差分形式达西定律

$$DD(I) = -[HH(I-1) - HH(I)] * KK(I)/C(I) \quad I = 2, 50 \quad (16)$$

由式中: $C(I)$ 为第 I 号土层厚度, 在本研究中, $C(I) = 100.0mm, I = 1, 50$ 。

(7) 第一层土壤水流通量为实际蒸散量:

$$DD(I) = -EE(J) \quad (17)$$

若无蒸发, 则

$$DD(I) = 0.0 \quad (18)$$

(8) 底层水流通量处理分两种情形:

① 当边界层上下土层含水相差不大, 边界上水流通量可忽略不计, 则

$$DD(51) = 0.0 \quad (19)$$

② 当边界层上下含有较大差别, 存在水流通量时, 设定边界下层土壤为恒含水层, 即:

$$SD(51) = C \quad (20)$$

C 为定值。

3.4 土壤水分运移的仿真实现与参数辨识

3.4.1 土壤水分运移的计算机描述(图 4)

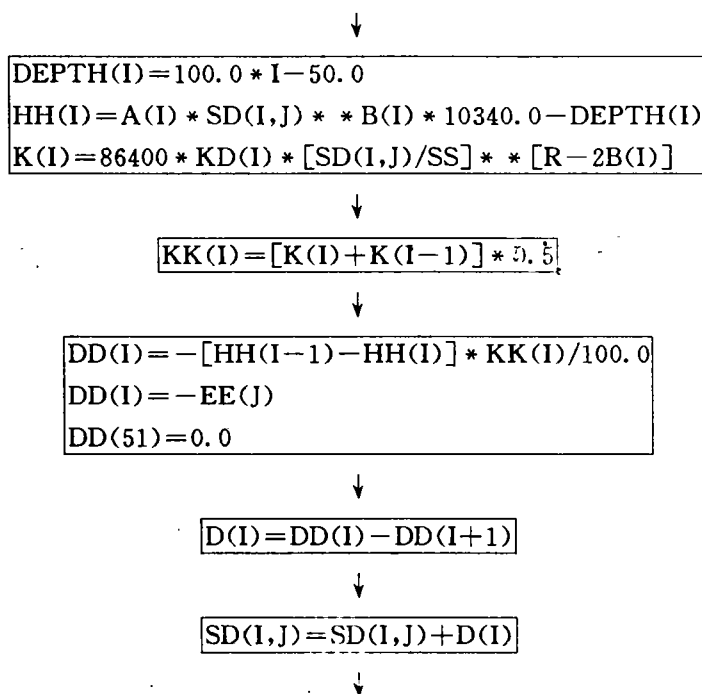


图 4 土层内水分再分配模块程序框图

(9) 任一土层含水量变化遵循连续性方程:

$$D(I) = DI(I) - DD(I+1) \quad (21)$$

(10) 下一仿真时段初始含水量:

$$SD(I,J+1)=SD(I,J)+D(I)$$

(22)

其它地表蒸散与水分入渗子模式的计算模式描述,可类同水分运移描述运作。

3.4.2 仿真实现 各模式以 FORTRAN77 编程,采用 DOS 批命令进行连续多年仿真,而以给图软件进行结果输出,土层厚度的划分据实际条件与系统目标要求,并考虑到仿真精度、速度及稳定性,以 10cm 为单位,共分 50 层。

3.4.3 参数辨识 (1) K 值的估定,为估定 K 模式中 R 的实际值,以无降水无蒸发纯水分再分布试验中测出的某 10 天试验管 5m 深的水分初始值和终态值为依据,通过实际仿真估定 R 值,估定采用极值法,假设仿真真值为 $\theta(i,10)$,检验值为 $\theta_0(i)$ 误差判据为 $err = \sum_{i=1}^{50} (\theta(i,10) - \theta_0(i))^2$,首先估计 R 值范围,设置一定步骤进行仿真,不断观察 $\theta(i,10)$ 和 $\theta_0(i)$ 分析两曲线的吻合程度,直到满意为止。经仿真调整后, R 值约为 1.4。

(2) 蒸散参数估定,由于推求蒸散模式折算系数时,有些是采用附近气象站统计资料,有些为引用值,精度不足,因此由试验数据进行仿真修正,亦采用极值法,设置两次仿真试验,期限均为 90d,一次取 8 月 1 日~10 月 30 日资料,另一次取 10 月 1 日~12 月 30 日资料,设置目的在于确定蒸发折算关系的季节性差异。检验结果显示, $K_a = k_1 k_2 k_3$ 推算与修正值差异较小,其实际仿真取值为:

$$K_0 = \begin{cases} 0.45 & 1 \sim 3 \text{ 月} \\ 0.50 & 4 \sim 6 \text{ 月} \\ 0.60 & 7 \sim 9 \text{ 月} \\ 0.55 & 10 \sim 12 \text{ 月} \end{cases}$$

3.5 随机过程模型建立 要建立具有现实性的预测仿真模型,随机过程是必要的。

3.5.1 降水过程随机模型 一般说,季风气候区中,降水以年度为循环周期,对于某一具体地区,虽年度总降水有一定差异,但降水分布却有相似的规律,由此,降水分布模拟方法及步骤如下:① 以年(360d)为循环周期,计算出各月次降水分布(次降水均值 $AM(I)$),变异系数 $SP(I)$,各月降水频率分布 $E(I)$,资料统计表 4 表明,各月次降水分布近似正态,平均变异系数 $SP=0.75$,②以月为单位,由 $AM(I)$, SP 产生一组(30 个)正态分布数 $PR(J)$ 。③由降水频率分布 $E(I)$ 决定某日降水可能 $B(J)$ (降水 $B(J)=1$,不降水 $B(J)=0$),④各月降水 $P(J)=PR(J) \cdot B(J)$ 。

表 4 历年各月降水频率、降水均值及次降水均值分布(年度 1957~1980 年)

月 份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
降水频率	0.1	0.1	0.2	0.3	0.3	0.3	0.4	0.4	0.4	0.3	0.2	0.1
均值(mm)	2.7	3.5	9.3	26.1	46.0	51.0	105.1	111.1	80.9	34.1	11.7	1.5
次降水均值(mm)	0.9	1.2	1.5	2.9	5.1	5.7	8.8	9.3	7.3	3.8	2.0	0.5

表 5 历年各月平均蒸发量(mm)

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1957~1980	57.3	69.4	138.1	214.5	260.7	269.5	211.5	192.8	128.6	105.9	69.8	54.4
1970~1980	50.9	65.8	128.3	218.9	253.6	245.8	202.8	190.8	121.6	102.9	69.5	53.6

3.5.2 蒸发过程随机模型 蒸发异于降水,蒸发过程连续,资料分析表 5 表明,日蒸发服

从正态分布,变异系数 $SE = 0.15$,由此,以月为模拟单位,各日蒸发量可由各月日蒸发均值和变异系数 SE 模拟出。

3.5.3 蒸发,降水相关关系分析 年蒸发量 (AE),与年降水量(AP)及年均温(AT)的相关表达式为(固原试区数据)。

$$AE = 704.2 + 237.6AT - 0.86AP \tag{23}$$

蒸发与温度正相关,与降水负相关。具体仿真时,年均温取 24 年总平均, 0.62°C ,在进行多年水分动态仿真时,只要产生年降水量序列,年蒸发序列亦相应给出。

表 6 固原气象台 1957~1980 年蒸发、降水、温度统计表

	年总蒸发量(mm)	年总降水量(mm)	平均值 C
均值	1772	478	6.2
最大值	2077	766	7.4
最小值	1362	290	5.2
变异系数	0.11	0.24	0.08

4 模型应用—人工草地土壤水分过耗恢复年限的模拟预测

4.1 预测方法

(1)初始水分值,由于试验开始于 6 年生沙打旺草地休闲一年后,故水分初值以 1993 年 7 月 8 日测定数据为准(图 2)。仿真工作亦自第三季度开始,而在统计恢复年限时,在仿真结果基础上增加一年。

(2)仿真运行控制,以深层土壤水恢复达到一相对稳定值时,人为给予终止。

(3)恢复标准,深层水分恢复标准的确定以相似地块(无种草历史)在土壤水分处于雨季补偿后,强烈蒸发前(10 月底)的相对稳定期含水量测值为准,然后以此标准(表 7)对应于各水分年型的仿真曲线,求出年恢复速度及所需恢复年限。

表 7 上黄村塬地补偿稳定期土壤含水量

深度(m)	0.5	1.0	1.5	2.0	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0
重量含水(%)	17.6	14.9	11.7	10.4	9.9	11.0	11.9	12.9	12.8	14.3
体积含水(%)	22.0	18.6	14.6	13.0	12.4	13.8	14.9	16.1	16.0	17.9

4.2 预测模式

由节 3.4.1 土壤水分运移仿真模式知,休闲草地土壤水分运动主要受降水和蒸发控制,故仿真预测模型有赖于降水分蒸发两因子的正确模拟和合理匹配,解决方法为先作降水序列类型模拟,再根据蒸发降水匹配关系(式 23),模拟出相应的蒸发序列。

降水序列类型的模拟:降水既遵循正态分布规律,又有不同数量等级出现的相对集中性,即人们常说的丰水期、平水期、枯水期。因此为定量了解土壤水分恢复的可能最短年限,正常可能年限,可能最长年限,首先必须将三种降水分布类型的数值范围确定出来,降水分布类型数值范围的产生方法是先求出降水序列产生的几个统计量,平均数 x ,最大数 X_{max} ,最小数 X_{min} ,均方差 S ,标本总数 N , t_0 检验的双侧分布值,然后按下式求三种降水类型的数值范围:

平水型

丰水型

枯水型

$$x - (S/\sqrt{N})t_0 < m < x + (S/\sqrt{N})t_0$$
$$x + (S/\sqrt{N})t_0 < m < X_{max}$$
$$x_{min} < m < x - (S/\sqrt{N})t_0$$

$$\tag{24}$$

针对固原地区计算结果如表 7。

表 7 固原不同降水类型值(mm)

类 型	丰 水 型	平 水 型	枯 水 型
数值范围	526~766	430~525	290~429
均 值	646	478	360

仿真运行自动批命令处理文件在产生年际降水序列后,将随同产生相应年际蒸发序列,在运行至某一具体年份时,年内降水分布产生程序和蒸发分布产生程序将根据相应年份的降水量和蒸发量产生相应年内降水分布模式和蒸发分布模式,亦即多年水分运态仿真是在降水及蒸发先行模拟基础上进行的。

5 预测结果及讨论

5.1 确定型降水分布模式下土壤水分动态与恢复预测

1. 丰水型降水模式下水分动态预测,设定仿真年限 10 年,10 年降水与蒸发系列如表 8,土壤水分动态模拟结果如图 5~9,表 10 则为各层水分恢复年限统计。

表 8 丰水型条件土壤水恢复与稳定年限(年)

深 度 (m)	恢 复 年 限		稳 定 年 限
	标准(%)	年数	
2	13.0	1	3
3	13.8	2	3.8
4	16.1	3.9	5.5
5	17.9	6.3	7.4

其它年型模拟方法与图示类似,仅以 5m 深处土壤水动态与恢复图为例。

2. 平水型降水模式下水分动态预测,根据 5m 土层水分恢复目标要求,设定仿真运行年限 20 年,20 年降水分布 430~525mm,均值 479mm,年蒸发平均 1 765mm,图 10 为 5m 土壤水分动态预测,表 9 则为 1~5m 深层水分恢复及稳定年限统计。

表 9 平水型条件下土壤水恢复与稳定年限(a)

深 度 (m)	恢 复 年 限		稳 定 年 限
	标准(%)	年数	
2	13.0	1	2
3	13.8	4	6
4	16.1	10	15
5	17.9	15	18

3. 枯水型降水模式下水分动态预测,设定仿真年限 45a,降水分布 290~429mm,均值 360mm,蒸发平均 1 867.3mm,图 11、图 12 为枯水年 5m 和 3m 深处土层 40 年土壤水分动态仿真结果,各层恢复年限统计见表 10。

表 10 枯水型降水条件下水分恢复过程(年)

深 度 (m)	恢 复 年 限		稳 定 年 限
	标准(%)	年数	
2	13.0	0	1
3	13.8	7	25
4	5.0	36	36
5	15.0	40	40

表 8-1 10 年丰水型降水序列、蒸发序列(单位:mm)

年度	1	2	3	4	5
降水量	638.1	738.9	687.9	764.3	634.3
蒸发量	1628.7	1542.0	1885.9	1520.2	1632.0
年度	6	7	8	9	10
降水量	564.1	665.3	655.3	734.0	614.9
蒸发量	1692.4	1605.3	1613.9	1546.3	1648.7
10 年降水平均	669.7				
10 年蒸发平均	1601.5				

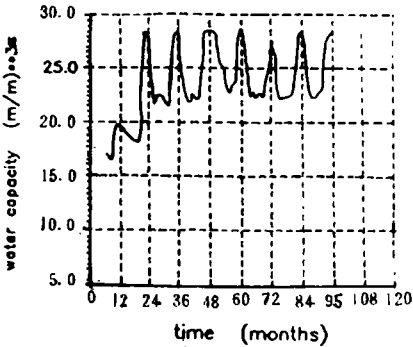


图 6 2.0 米深处土层 10 年水分动态 (丰水型降水模式下)

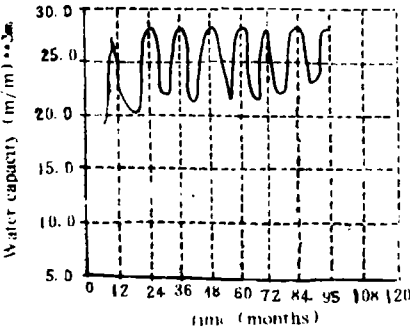


图 5 1.0 深处土层 10 年土壤水分动态仿真结果(丰水型降水模式下)

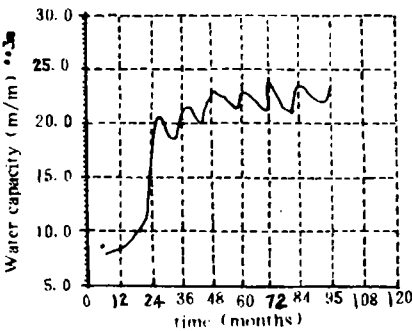


图 7 3.0 米深处土层 10 年水分动态 (丰水型降水模式下)

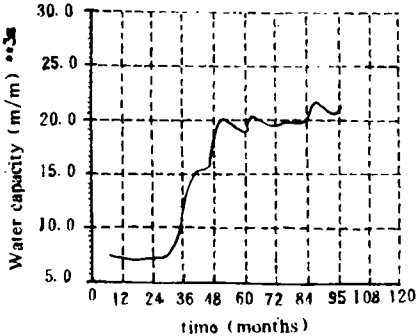


图 8 4.0 米深处土层 10 年水分动态 (丰水型降水模式下)

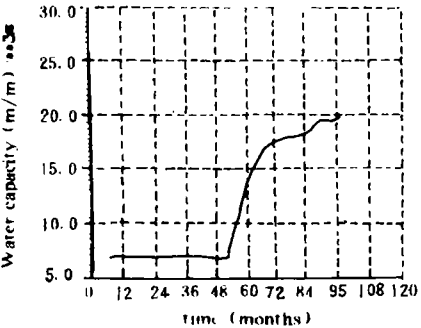


图 9 5.0 米深处土层 10 年水分动态 (丰水型降水模式下)

为进一步了解实际降水模式下水分动态过程,了解水分恢复过程与降水模式的关系,设置一次随机降水模式下水分动态预测,设置仿真年限 30 年,30 年降水在 290~760mm 间,均值 493mm,年蒸发 1 753mm,图 12、图 13 为随机型降水模式下 0~5m 深处土壤水分 30 年动态仿真结果,各层土壤水恢复年与稳定年限见表 11。

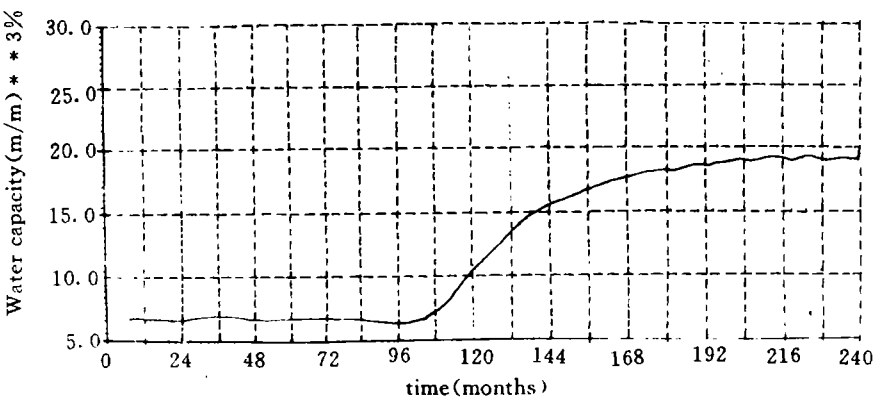


图 10 5.0m 深处土层 20 年土壤水分动态仿真结果(平水型降水条件下)

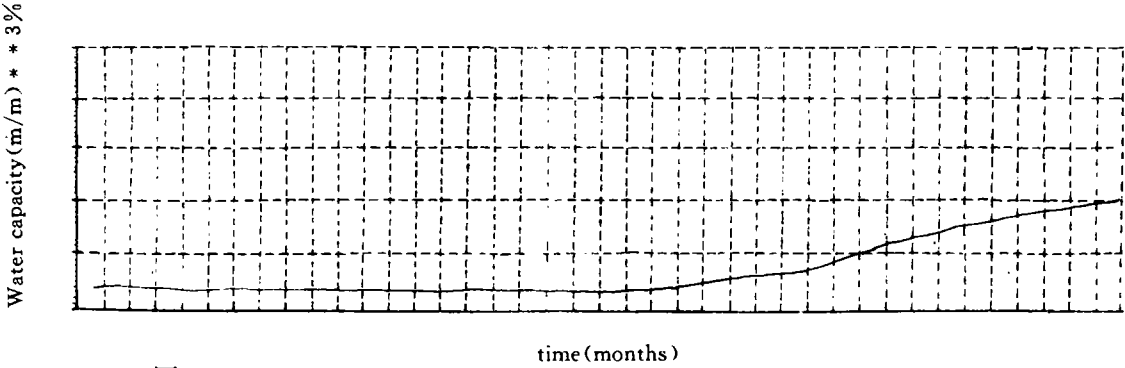


图 11 5.0m 深处土层 40 年水分动态仿真结果(枯水型降水条件下)

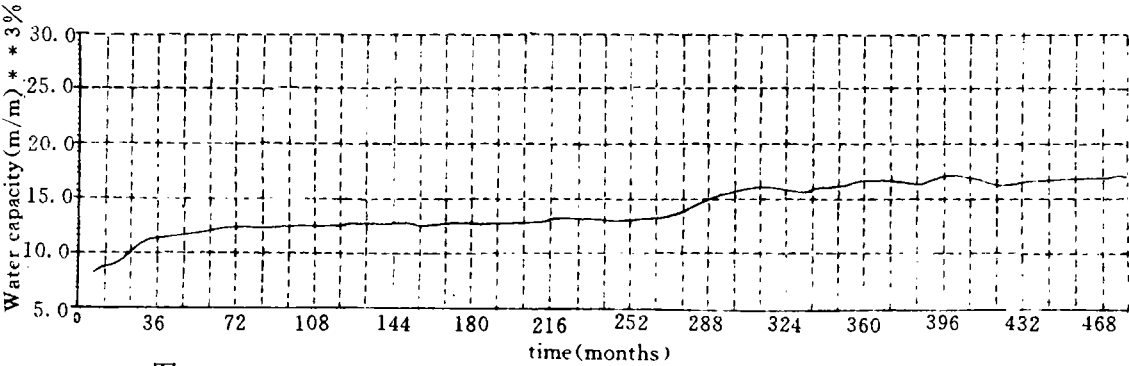


图 11-1 3.0m 深处土层 40 年水分动态仿真结果(枯水型降水条件下)

5.2 仿真结果分析

5.2.1 土层水分动态与降水分布模式关系

1. 同深度土层在同一降水模式下的水分动态规律, 各深度在同一降水模式下的水分动态规律表现为稳定分量与波动分量的叠加, 波动分量

与降水年内分布密切相关,不能用简单周期函数拟合。稳定分量对于浅层土壤或水分已获充分恢复的深层土壤,基本保持恒定,而对于水分未获充分恢复的深层土壤,是稳定增加的分量,这一分量是深层土壤水分恢复的源泉。

表 11 混合型降水模式土壤水恢复与稳定年限(a)

深 度 (m)	恢 复 年 限		稳 定 年 限
	标准 (%)	年数	
2	13.0	1	2
3	13.8	5	8
4	16.1	21	23
5	17.9	25	26

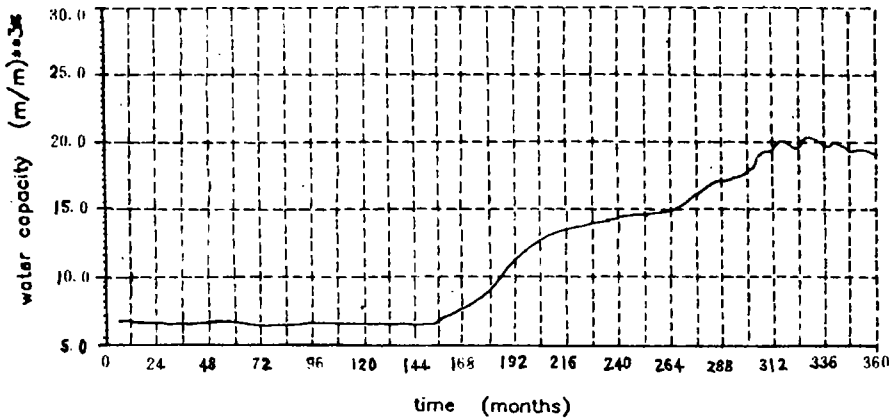


图 12 5.0 m深处土层 30 年土壤水分动态模拟结果(随机降水模式下)

2. 同深度土层在不同降水模式下表现为：年降水量越大,波幅越大,随深度增加,水分变化与降水不同步加剧,这主要是水分传输耗时的结果。对深层水分未获充分恢复的土层,降水量越大,稳定入渗量越大,水分恢复速度加快,但两者不是简单线性关系。

5.2.2 降水类型与深层土壤水恢复

1. 丰水型在丰水型降水条件下,5m 以内土层在 6 年左右即可获全面恢复,虽然事实上这种降水条件对半干旱区的固原不存在,但能预测的水分运动规律,对半湿润区(年降水 550 ~700mm)来说,应具有重要参考意义,即在该类地区种植沙打旺,深层土壤不易出现严重水分亏缺,即使出现也容易在短期内恢复。

2. 平水型,平水型下各土层的稳定含水量

与该地自然条件下恢复标准含水量相近,可近似代表该地降水条件下的最可能恢复年限,其 3m 以上土层恢复速度较快,不超过 5 年即可全面恢复,而 3m 以下的恢复则相对较长,因此,仅从预测结果看,在该地降水条件下,要保证亏缺的深层水分能及时恢复,应限制土壤水分的亏缺深度

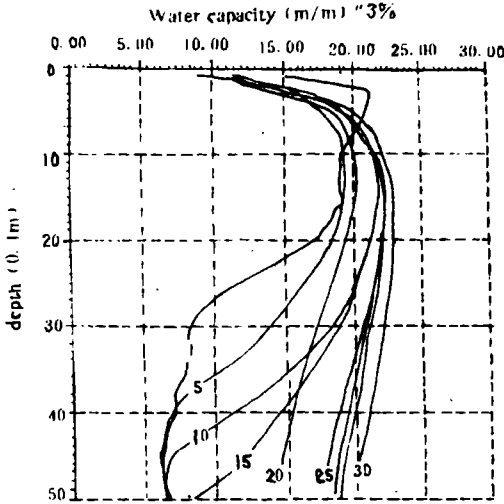


图. 13 0~5.0 m土层 30 年土壤水分动态过程(6月底)
(随机降水模式下)

(不超过 5m) 及亏缺强度(不低于 10%)。

3. 枯水型, 枯水型下深层土壤的稳定含水量较之恢复标准含水量为小, 说明在枯水型降水条件下以正常年的水分动态作恢复标准是不尽合理的, 由统计结果, 人工草地在枯水型降水条件下的水分恢复过程是很漫长的(达 40 年)。

6 结 论

1. 从研究结果看, 在年降水 450mm 左右地区种植人工草地, 应在种植年限与种植方式上采取谨慎态度, 如种植年限超过 6 年, 5m 深层土壤水分已严重亏缺, 其恢复历程需 15 年左右, 若控制种植年限在 5 年以内, 同时采用隔带种植等措施, 使 5m 深层水分亏缺不低于 10% (m/m)³, 则在 8 年左右即可恢复。

2. 从研究方法看, 初步仿真预测结果显示, 从系统的角度出发, 采用 SPAC 理论及系统仿真的方法, 定量研究人工草地年际水分动态是可行的。

3. 由于实际系统的复杂性, 系统存在不可预知随机控制过程, 随机模型的建立及其与系统模型的合理结合也是使预测结果可信的关键。

参考文献

- 1 周曼殊. 农业系统动力学. 山东科技出版社, 1988, 5
- 2 雷志栋等. 土壤水动力学. 清华大学出版社, 1985
- 3 曹淑定等. 吴旗飞播沙打旺草地土壤水分动态研究. 水土保持通报, 1989, (4)
- 4 Gardner. W. R., 1960, Dynamic aspects of water availability to plant, soil Science 60. 2
- 5 Mualem. Y., New model for predicting the hydraulic conductivity of unsaturated porous media, water Resource Research 1976, 76. 2.
- 6 陈国良等. 沙打旺水肥协调效应初步研究. 水土保持学报, 1992(4)
- 7 中科院固原生态站. 黄土丘陵区农林草定位试验论文集. 1990