

文章编号:1001-4810(2005)03-0186-06

喀斯特地区土壤水分层均衡模型应用研究^①

杨胜天, 田雷

(北京师范大学环境学院, 北京 100875)

摘要:土壤水在“四水”转化循环过程中,具有重要的循环和调蓄功能。目前,有许多模型可以用来模拟土壤水在时空上的变化规律,利用这个信息可以评估不同时期、不同空间上的土壤水分转化量,以达到合理管理和使用水资源的目的。但是,在喀斯特地区进行建模分析土壤水分运动方面尚缺乏深入研究。本文以贵阳为实验点建立了适合喀斯特地区土层薄、地下水影响微弱、漏水严重等特点的宏观尺度模型,论述了模型原理、计算流程等。模型结果与实测值保持良好的一致性,在50天的模拟时段内模拟精度在15%~95%之间,可以用于喀斯特生态环境过程中土壤水分运动过程转化分析。

关键词:土壤水;分层均衡模型;喀斯特

中图分类号:S152.7 **文献标识码:**A

0 引言

喀斯特地区是一种典型的生态环境脆弱区,由于自然因素和人为因素造成了该区具有土层薄、土壤侵蚀退化严重、地表漏水系数大的特点,生态环境非常恶劣,严重地制约了这里的社会经济的发展。土壤水分是生态环境中水分存在的主要形式之一,是喀斯特生态环境脆弱区生态恢复的主要限制因子。因此,了解土壤水分运动规律对喀斯特地区的生态恢复有着重要的指导作用。

目前,国内外已有研究建立了不同的土壤水运动均衡模型。如在地处半干旱地区的甘肃天水和陕西泾阳两地,张建伟、申双和(1997)利用若干年份逐旬的气象资料和土壤水分的实测值,建立了土壤水分动态模拟模型,并进行了预报^[1]。刘寿东、戴艳洁(1998)利用土壤水分平衡参数模拟的方法,建立了内蒙古草地0~50cm土层土壤水分动态监测预测模式,并通过8个站点的两年检验和试用^[2]。但是,已有均衡模型的研究区域大多集中在西北干旱、半干旱地区,对于西南喀斯特的特殊生境,利用均衡模型分析土壤水分运动的研究还尚缺乏深入研究。本文以典型的喀斯特生

态环境区域贵州省贵阳为研究点,依据实验点土壤特性等建立了宏观尺度模型——土壤水分层均衡模型。将宏观模型应用到了喀斯特地区,并对模型进行了实测数据检验,在一定的模拟时段内取得了较高的模拟精度。

1 研究区概况

实验点位于106°27'E~106°03'E、26°11'N~26°55'N,地处低纬高原山区,平均海拔1218m,年均温为15.6℃,年降水量1100mm左右^[3],气候温和湿润,热量较丰,南北差异小,东西差异大、降雨充沛,干湿季明显、总辐射弱,多散射光、湿度较大,风速较小^[4];植被以热带、亚热带的成分占明显优势^[4];地形崎岖、地形破碎,残丘溶原、峰林盆地或峰林谷地喀斯特地貌发育^[5];碳酸盐岩广布,岩石裸露率高,喀斯特面积占总面积的73%,耕作土壤占面积少,以地带性黄壤、黄红壤为主,土壤分布零星不连续且浅薄而石漠化比例大。由白云岩发育的石灰土,土层极为浅薄,多半为半风化的白云岩碎石,石砾含量高,保水贮水性较差^[6]。

① 基金项目:国家重点自然科学基金(40335046)国家自然科学基金(40271055)

第一作者:杨胜天(1965—),男,教授,博士,主要从事自然地理、遥感和环境科学研究。E-mail:yangshengtian@bnu.edu.cn。

收稿日期:2004-11-04

2 实验数据

从全国建站至1998年土壤湿度数据集中获得1993年5月、6月、7月(三个月共90天)的土壤水分观测项目实测值以检验模型模拟值与实测值的拟合情况。土壤水分观测数据,包括总土体(分为6层),厚度为50cm(喀斯特地区土层薄,故模拟土层的厚度较小,除第一、二层厚度为5cm,其它各层均为10cm厚)的土壤含水量数据、土壤容重数据和测定的年田间持水量数据等;从农业气象动态资料获得了同时相的相关气象数据资料,包括:月气温、气压、降水量、相对湿度、风速、日照时数、日照百分率等气象信息。

3 宏观尺度土壤水分层均衡模型

3.1 原理简介

模型模拟的方法是预测植被根系层土壤水分含量较为合适途径。在田间尺度,土壤水分均衡模型能简便的估算出植物根系层的土壤水分含量,是宏观尺度模拟土壤水分变化最有效的方法之一。模型结构包括:降雨或灌溉的入渗物理过程、土层中再分配过程、水分蒸发的植物吸收过程和整个土层的渗漏过程等^[7~9]。土壤水分均衡模型是宏观尺度模拟土壤水分变化最有效的方法之一。土壤水分平衡是指一定时间内,作物根系层范围一定深度内水分的收支关系。对于比较平坦的土层,水量交换主要在垂直方向上,当地下水位很深时,一般可忽略地下水对根系层的补给作用。对于本研究区特殊性,土层覆着在厚厚的岩层之上,故不受地下水的影响。若考虑模拟时段初期根系层土壤贮水量为 W_1 ,时段末期为 W_2 ,根系层内土壤贮水量的变化用下式表示^[10]:

$$W_2 - W_1 = (R + I) - (E_a + T + L) \quad (1)$$

式中, R 为期内降水量, I 为灌水量, E_a 为土壤棵间蒸发量, T 为作物蒸腾量, L 为根系层水分向下渗漏量。

若将土壤根系影响区分为若干层次,则降水量(R)和灌水量(I)转变为各层水分增量 ΔD ,同时不考虑层间水分向上运动,则分层土壤水分平衡方程表示为:

$$W_i^{j+1} = W_i^j + \Delta D_i^j - E_a^j - S_i^j \quad (2)$$

(土壤表层,有棵间蒸发)

$$W_i^{j+1} = W_i^j + \Delta D_i^j - S_i^j \quad (3)$$

(无蒸发)

式中, i 为土壤层次, j 为时间节点, E_a 为棵间蒸发量(只考虑表层时), ΔD_i 为降水或灌水后第 i 层土壤水分增量, S_i 为第 i 层作物根系的吸水量^[10]。

3.2 参数的计算

3.2.1 表层棵间蒸发量的确定(E_a)

表面棵间蒸发量的确定采用 Penman-montieth

冠层蒸散计算模式^[11],计算过程如下:

$$ET_0 = \frac{(P_0/P) \cdot (\Delta \cdot \gamma) R_n + 0.26(1 + 0.54U_2) \cdot (e_a - e_d)}{1 + (P_0/P) \cdot (\Delta/\gamma)} \quad (4)$$

$$ET_p = K_c \cdot ET_0 \quad (5)$$

$$E_p = ET_p \cdot \exp[(-0.4) \cdot LAI] \quad (6)$$

$$E_a = K \cdot E_p \quad (7)$$

式中, P_0 为海平面平均汽压(kPa),为测站平均汽压(kPa), Δ 为饱和水汽压与温度关系曲线斜率(kPa \cdot C $^{-1}$), γ 为干湿表常数(kPa \cdot C $^{-1}$), R_n 为地表净辐射通量(kJ \cdot m $^{-2}$ \cdot s $^{-1}$), U_2 为2m高处的风速(ms $^{-1}$), e_a 为饱和水汽压(kPa), e_d 为实际水汽压(kPa), K 为土壤水力传导度, K_c 为作物系数, ET_0 为参考作物蒸散量(采用FAO-PPP-17 Penman修正式^[12],mm/d), EP_p 为潜在农田蒸散量(mm/d), E_p 为潜在棵间蒸发量(mm/d)。

3.2.2 根系吸水量的确定(S)

有关作物的根系吸水函数的研究很多,但许多模型的形式复杂,需要很多参数。本文以较简单的DeJong吸水函数^[13]为基础,依据喀斯特环境的特殊性进行简化变形:

$$S_{mi} = \frac{T_p \cdot RD_i}{\int_1^N RD_i dz} \quad (\text{DeJong 吸水函数}) \quad (8)$$

作物实际吸水量与根层土壤含水量有关,因此,第 i 层作物根系实际吸水量为:

$$S_i = K_{si} \cdot S_{mi} \quad (9)$$

上式二式中, T_p 为作物潜在蒸腾量, S_{mi} 为第 i 层内作物根系吸收的水分, S_i 为第 i 层内作物根系实际吸水量, RD_i 为根密度, N 为模拟土壤层数。

在此模型的应用中,由于研究区土层较薄,各层土壤类型及特征相似,故设定各土层的根系吸水量都相等,各土层质地类型所吸收的水分量是整个蒸腾量的平均值,根系吸水量(S)可简化为:

$$S_i = \frac{1}{N} \cdot T_p \quad (10)$$

3.2.3 入渗水再分配($\Delta D, \Delta D_m$)

不考虑降水产流,不考虑分配时间,简化土壤入渗水再分配过程,即分配为依次使各层达到田间持水量后多余水量才会往下渗,此时各层的水分最大增量为:

$$\Delta D_{mi} = (Wf_i - W_i) \cdot L_i \quad (11)$$

式中, Wf_i 为第 i 层土体的田间持水量, W_i 为第 i 层土体的实际含水量, L_i 为第 i 层土体的厚度。当入渗水进入第 i 层的剩余入渗量大于 ΔD_{mi} 时,降水或灌水后的第 i 层实际水分增量 ΔD_i ^[14]为 $\Delta D_i = \Delta D_{mi}$,否则 ΔD_i 等于剩余入渗水量:

$$F = R + I \quad (12)$$

$$Gd = \begin{cases} F - \sum_{i=1}^N \Delta D_{mi} & (F > \sum_{i=1}^N \Delta D_{mi}) \\ 0 & (\text{其它}) \end{cases} \quad (13)$$

式中, F 为总入渗量, Gd 为入渗水剩余量^[10]。

由于喀斯特地区土层薄、土壤侵蚀退化严重、地表漏水系数大, 土层中的水分不受地下水的影响, 所以, 降雨后各土层吸收水分达到饱和, 剩余的入渗

水会从土层下面流失。

4 计算流程

分层均衡模型的算法流程图见图1。程序基本结构分为三部分(图1), 其中, A块为数据输入区, 包括实验点的土壤特性如土壤厚度、土层数量等, 输入

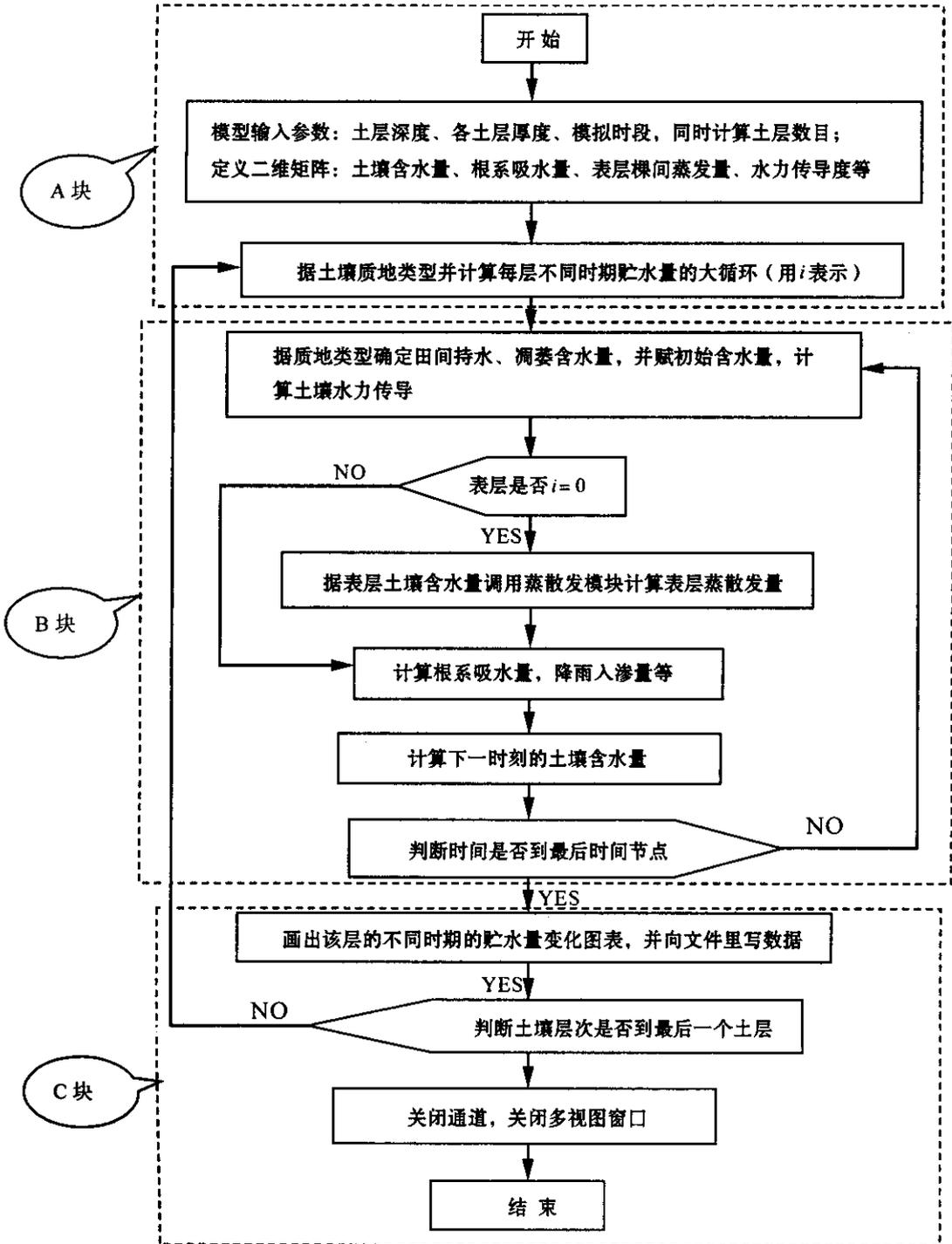


图1 土壤水分层均衡模型程序框图

Fig.1 Flow chart for the laminating equilibrium model of soil water

模拟时间长度及程序中代表土壤水分含量、裸间蒸发量、根系吸水量、土壤水力传导率的变量等;B块为计算区,包括调用蒸散发模块计算不同层不同时间节点的蒸散发量、计算降雨入渗量、计算根部吸水量等;C块为数据输出区,将每一时间点每一层计算的土壤含水量输出到文件中,并用图表表示不同土壤层的含水量随时间的变化趋势。

5 模型检验

5.1 计算结果

对所建立的数学模型(2)、(3)进行数值计算,参数选择为式(4)、(5)、(6)、(7)、(10)、(11)、(12)、

(13)。将1993年5月8号的土壤实测值作为模拟的初始值与由全国农业气象资料获得的模型参数,如气压、气温、风速、各月的降水量等因子各存到文件中,输入模型。在数值计算中,空间步长取10cm(第一、二层以5cm为空间步长),土柱总深度为50cm,模拟总时间取90天,(由于模拟到后30天时,模拟的精度已经非常低,故选取前60天作为分析时段),时间步长取1天(其中,需要计算的土层蒸发强度取平均每天蒸发8小时)。

模型程序设定每隔10天向输出文件中储存一次土壤含水量数值(即模拟值),与相应的实测值进行对比,并将每一层不同时段模拟的计算结果与相应的实测值做一个相关度计算,计算结果见图2。

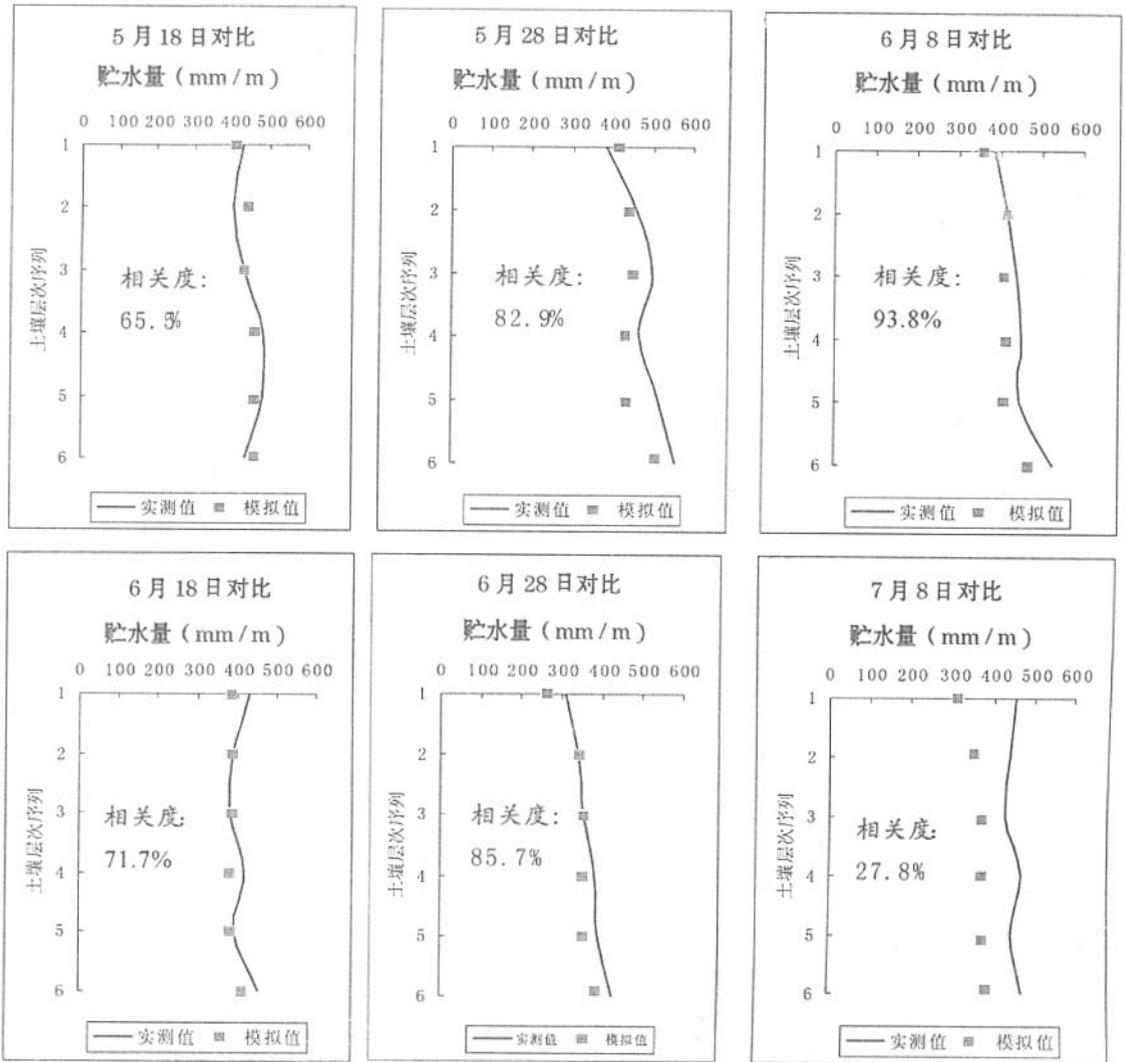


图2 不同时间模型各层的模拟值与实测值对比

Fig. 2 Comparison of the modulating value and the testing value in each layer in different time

5.2 结果分析

从图2的模拟值与实测值的动态变化趋势上可

以看出,随着时间的延续土壤各层的模拟值基本上分布在实测数值曲线的周围;从动态趋向上看,每一时

间节点随着土壤层次加深,大部分模拟值的动态趋势与实测值有着较高的吻合度;从相关性上可以看出,各层相关性基本在65%以上,有的达到85%,说明大部分模拟值与实测值有着较高的一致性。

但是,从图2中的相关度可以看到,前50天的模拟值与实测值相关度都在65%以上,而模拟了50天(6月28日—7月8日)后,模拟值与实测值的相关度有下降的趋势。如图2中7月8日其模拟值距离实测曲线较远,精确度明显下降。由此可以认为本文建立的土壤水分层均衡模型的模拟时段为50天,在此时间范围内模拟可以取得比较高的精度。换言之,在模拟时段为50天以内的条件下,所建立的数学模型的计算方法及参数的计算选取都比较合适,可以将该模型应用于喀斯特生态环境的土壤水分运动转化分析中。

6 喀斯特地区土壤水分运动特征分析

模型设定每10天输出一次模拟数据,由于时间间隔过长,难以进行连续水动态变化分析,因此,在以上建立的宏观模型有效的模拟时段(50天)内,将模型程序设定为每日向外输出一次土壤含水量数值,得到每日各时段节点的含水量,连续输出土壤水分结果。为了清晰地比较不同土层深度土壤水分变化的情况,取土体的第1层、第3层和第6层的模拟土壤水分数据分别赋为上、中、下层,进行动态比较分析。

在得到的数据中,从降雨后开始计算三个土层相邻时间节点的衰减率,并取它们的平均值。上、中、下层土壤水分衰减率依次为0.957%、0.751%、0.620%,如图3注示。从图中可以看出,表层土壤的含水量降低得最快,主要是因为表层土壤直接受到日光照射,温度提高的幅度大,同时受到大气流动的影响;中间层土壤含水量蒸发得稍慢,在时间上于表层相对滞后,土体的下层土壤含水量降低得最慢,其土壤水分的消失主要是由于植物根系吸收及上层土壤水分含量的降低而引起下层土壤水分的渗透,因而在时间上和蒸腾强度上都不及表层那样迅速和强烈。

在结果数据中,计算每一层前15天和后25天的衰减率平均值。计算结果依次为:上层土体为1.159%、0.664%,中层土体为:0.864%、0.664%,下层土体为0.857%、0.702%。从以上结果可以看出,在降雨后每一土层前15天的衰减率都比后25天的高。这主要是因为降雨后土体含水量接近于饱和含水量,决定土壤水势能状态的主要是重力势,从而使得土体中的壤中流较明显,土壤水分流失比较快。而到后几

十天各层衰减率逐渐达到稳定,而且最终土壤含水量都在20%以上,主要是由于随着土壤水分的流失,土壤水分为非饱和水,土壤水势主要由基质势决定,土壤基膜引起的毛管力和吸附力对土壤水分起着吸附和束缚作用,阻碍了土壤水分的流失。从贵州省喀斯

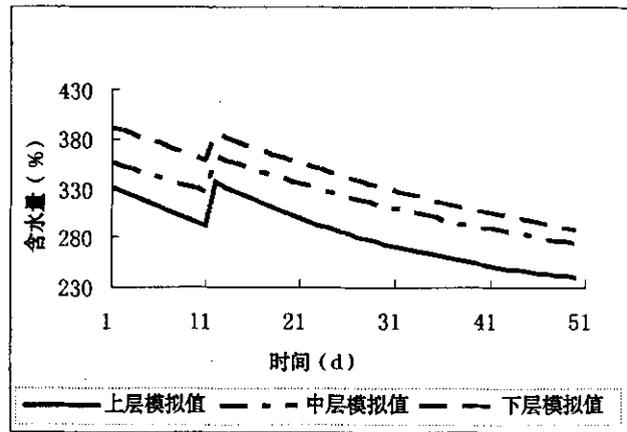


图3 不同层位土壤含水量随时间变化趋势

Fig. 3 Changing tendency of soil moisture with time in different layers

特地区土壤类型上看,主要是石灰土,质地黏重、孔隙小且数量多,保水力较强。由于喀斯特地区大部分土体上覆盖着植被,植物棵间蒸发非常微弱,生长的植物主要是短矮而致密的草皮、灌丛等矮小植被,植物蒸腾量较小,所以保水效益比较高,土壤稳定含水量较大。研究区气候属中亚热带湿润季风气候,平均气温不高、总辐射弱、湿度大等特点决定了该区蒸散发强度较弱,所以土壤中的含水量衰减缓慢,稳定含水量也比较高。

7 结论

(1)土壤水是喀斯特地区土壤生态恢复的关键性调节因子,了解该地区在不同时段下的水分运动状况,对喀斯特地区的生态恢复有着重要的指导作用。本文所建立的宏观模型,模拟土壤水分运动运行稳定,经检验模拟最佳时段为50天。在规定的模拟时段内,模型模拟的结果能达到比较高的精度,可以应用于喀斯特地区生态环境土壤水分运动分析方面。

(2)所建立的宏观均衡模型,其参数的选取是宏观尺度的,模拟的时段也是大尺度的,各参数的计算方法比较适合贵州省贵阳市的实际条件,基本能反映该实验点的实际情况。

(3)研究区气候温和、总辐射弱、蒸散发强度不高,土壤含水量衰减较慢、稳定含水量较高,有利于植

被的生长。在同一自然条件下,上层土体的水分含量相对下层蒸发得快,也即下层土体水分含量相对上层高且持续时间长。喀斯特地区虽然土层薄,但由于土壤质地黏重和有植被覆盖,土壤保水力强,土壤含水量较高。

参考文献

- [1] 张建伟,申双和.旱地水分土壤水分的动态模拟[J].新疆气象,1997,20(3):33—37.
- [2] 刘寿东,戴艳洁.内蒙古草地土壤水分动态监测预测模式的研究[J].内蒙古气象,1998,3):33—37.
- [3] 万军.贵州省喀斯特地区土地退化与生态重建研究进展[J].地球科学进展.2003.18(3):447—453.
- [4] 吴俊铭,童碧庆,杨静.论贵州喀斯特地区气候与生态环境治理的关系[J].贵州气象,2003,27(5):25—28.
- [5] 邓晓红,毕坤.贵州省喀斯特地貌分布面积及分布特征分析[J].贵州地质,2004,21(3):191—194.
- [6] 谢双喜,丁贵杰,刘官浩.贵州贞丰县兴北喀斯特森林植被的调查分析[J].浙江林业科技,2001,21(5):63—67.
- [7] Rao N H. Grouping water storage properties of Indian soils for soil water balance model applications [J]. Agricultural Water Management, 1998,2(36):99—109.
- [8] Olejnik J, Eulenstein F, Kedziora A. Evaluation of a water balance model using data for bare soil and crop surfaces in Middle Europe [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2001, 2(106):105—116.
- [9] B. Panigrahi, Sudhindra N. Panda. Field test of a soil water balance simulation model [J]. Agricultural Water Management, 2003, 3(58):223—240.
- [10] 李保国,龚元石,左强,等.农田土壤水的动态模型及应用(第一版)[M].北京:科学出版社,2000:40—43.
- [11] Chuanyan Zhao, Zhaodong Feng, Guodong Chen. Soil water balance simulation of alfalfa (*Medicago sativa* L.) in the semi-arid Chinese Loess Plateau [J]. Agricultural Water Manage, 2004, 69: 101—114.
- [12] Fere M, Popov G F. Agrometeorological crop monitoring and forecasting [J]. Plant Production and Protection Paper NO. 17, 1979, FAO, Rome. 41—45.
- [13] DEJong R, Cameron D R. Computer simulation model for predicting soil water content profiles [J]. Soil sci., 1979, 128(1): 41—48.
- [14] 申双和,欧阳海.运用信息熵理论建立土壤剖面雨水分配模型的探讨[J].南京气象学院学报,1992,15(3):305—314.

RESEARCH ON THE APPLICATION OF SOIL WATER DELAMINATION EQUILIBRIUM MODEL IN KARST AREA

YANG Sheng-tian, TIAN Lei

(Beijing Normal University, School of Environment, Beijing 100875, China)

Abstract: Soil water acts important circulating and regulating functions in the course of “four-water” transforming circulation. Presently, many models can simulate the variety of soil water in the angel of time and space and it can appraise the transforming volume of the soil water in different period and space according to this information in order to reach the goal of applying the water resource reasonably. However, it is short of profound study on the aspect of modeling and analyzing the soil water movement in karst area. In this paper a macro-scale model that adapts to the karst area with thin soil layer, faint ground water impact, serious water leaking etc. is founded on the basis of the experimental site in Guiyang. The model’s theory and calculating flow chart and so on are stated also in the paper. The result of the model keeps well consistency with the actual measurement data and the simulation precision can be between 65%~95% in the period of time of 50 days. It can be applied in the course of soil water movement and transform analysis.

Key words: Soil water; Laminating equilibrium model; Karst