孙菽芬, 邓慧平, 王倩. 2014. 下垫面非均匀流域的幂指数 TOPMODEL 的模拟研究 [J]. 气候与环境研究, 19 (6): 735-742, doi:10.3878/j.issn.1006-9585. 2013.13057. Sun Shufen, Deng Huiping, Wangqian. 2014. Simulation study of power law TOPMODEL for a Chinese mountain catchment with inhomogeneous underlying surface condition [J]. Climatic and Environmental Research (in Chinese), 19 (6): 735-742.

下垫面非均匀流域的幂指数 **TOPMODEL** 的模拟研究

孙菽芬1 邓慧平2 王倩2

1 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心,北京 100029 2 聊城大学环境与规划学院,聊城 252059

摘 要利用取消流域土壤表层饱和导水率 K₀、土壤饱和导水率有效衰减系数 m 和地下水补给速率 R 为空间均匀假设的幂指数 TOPMODEL,对流域水量平衡各分量进行敏感性研究试验,揭示空间非均匀性对幂指数 TOPMODEL 模拟结果的影响。从特定研究流域所得结果中可得的主要结论有:1) K₀、m 和 R 的空间变化对流域的逐日地表径流和基流以及逐日总径流有影响,针对设定的 K₀、m 和 R 的空间变化,其中 m 的空间变化较明显地增加了逐日地表径流和洪峰流量。2) 就设定的 K₀、m 和 R 的空间变化而论,对流域多年平均年总径流以及 蒸发模拟结果影响不大,但改变了径流在地表径流和基流之间的分配;其中 R 的空间变化影响最显著,m 和 K₀ 的 空间变化影响则较小。

关键词 幂指数 TOPMODEL 模型检验 空间非均匀性影响 敏感性试验
 文章编号 1006-9585 (2014) 06-0735-08 中图分类号 P426.2 文献标识码 A doi:10.3878/j.issn.1006-9585.2013.13057

Simulation Study of Power Law TOPMODEL for a Chinese Mountain Catchment with Inhomogeneous Underlying Surface Condition

SUN Shufen¹, DENG Huiping², and WANG Qian²

1 State Key Laboratory of Numerical Modeling for Atmospheric Sciences and Geophysical Fluid Dynamics, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029

2 School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 252059

Abstract The Topographic Index Model (TOPMODEL) has been implemented into land surface models (LSMs) to improve modeling of hydrological process components. In recent years, great effort has been made by many researchers for adjusting some of the assumptions contained in the classic TOPMODEL, which will broaden its application scope. For example, the general power law has been used to describe the variation of saturated hydraulic conductivity with depth as an extension of the classic TOPMODEL. Known as power law TOPMODEL, its derivation is based on the assumption of spatially uniform land surface. In this paper, the power law TOPMODEL is extended to a spatially inhomogeneous land surface with spatially non-uniform saturated hydraulic conductivity at the ground surface (K_0), effective soil depth (m), and water recharge rate to the ground water (R). In addition, numerical experiments with assumed spatial variable patterns of K_0 , m, and R are conducted to evaluate the hydrological effects of the spatial

收稿日期 2013-04-01 收到, 2013-07-09 收到修定稿

资助项目 国家自然科学重点基金项目 41030106, 国家自然科学基金面上项目 41075060

作者简介 孙菽芬,男,1940年出生,博士,研究员,主要从事陆面物理过程模型研究。E-mail:ssf@lasg.iap.ac.cn

通讯作者 邓慧平, E-mail: denghp62@sina.com

heterogeneity. The main conclusions are as follows: 1) The assumed spatial distributions of K_0 , R, and m affect daily surface runoff, daily baseflow, and daily total runoff. Among these, the spatial distribution of m significantly increases daily surface runoff and flood discharge. 2) The assumed spatial distributions of K_0 , R, and m do not significantly affect the total runoff and evaporation averaged over many years, although they change the partition of total runoff between surface runoff and baseflow. In particular, the spatial distribution of R_0 enhances averaged surface runoff of many years and significantly reduces the averaged baseflow during the same period. The other two variables change surface runoff and baseflow less than does the assumed spatial distributions of R_0 .

Keywords Power law profile TOPMODEL, Model verification, Impact of spatial heterogeneity, Sensitivity analysis

1 引言

当前 e 指数地形指数模型 TOPMODEL (Topographic Index Model,以下简称为经典的 e 指 数 TOPMODEL) 已被应用于陆面过程模式研究中, 对改善陆面过程模式模拟水文过程、从而提高陆面 过程模型性能起到了一定的作用(Stieglitz et al., 1997; Gedney and Cox, 2003; Douville, 2003, 2004; Niu et al., 2005; Reto et al., 2007)。早期发展的经典 e 指数 TOPMODEL 虽有较好的物理基础, 但包含 使其应用范围受到较大限制的若干假设,其中饱和 导水率随土壤深度变化服从e指数分布和流域性质 为空间均匀(假定流域土壤表层饱和导水率 K₀、导 水率有效衰减系数m和地下水补给速率R等物理参 数空间均匀)是两个十分重要的限制性假设(Beven and Kirkby, 1979; Beven, 2000)。由于实际下垫 面的饱和导水率随深度变化并不一定服从 e 指数规 律,而且实际下垫面的流域性质一般为非均匀的, 为了今后有可能将地形指数模型更好、更真实地用 于全球和区域气候模式的陆面模式中,放宽经典的 e 指数 TOPMODEL 假设限制、拓宽其应用范围的 研究显得十分必要。Saulnier et al. (1997) 推导了 m 在空间上可变情况下的 e 指数 TOPMODEL; Duan and Miller (1997), Iorgulescu and Musy (1997), Wang et al. (2006) 推导了均匀下垫面下的土壤饱 和导水率随土壤深度作幂指数变化的地形指数模 型(后简称幂指数 TOPMODEL)。这些研究都从不 同方向拓宽了地形指数模型的应用范围,但并没有 完全脱离均匀下垫面的限制。在上述研究工作的基 础上, Deng and Sun (2010) 推导了 K₀、m、R 空间 可变的 e 指数 TOPMODEL 和幂指数 TOPMODEL。 对于非均匀下垫面的 e 指数 TIOPMODEL,已有研 究工作 (Deng and Sun, 2010),本文针对非均匀下 垫面下的幂指数 TOPMODEL 进行 K_0 、m 和 R 空间

非均匀条件下流域水量平衡的模拟,研究分析 K₀、 *m* 和 *R* 的空间变化对流域水量平衡模拟结果的影 响。同时利用已有的非均匀下垫面下的 e 指数 TOPMODEL 模拟结果,对两种不同地形指数模型 在空间非均匀条件下模拟结果的异同作一初步比 较,为发展合理简化便于应用于大尺度陆面过程模 型的地形指数水文模型提供依据。

2 下垫面性质非均匀的幂指数 TOPMODEL

作者在 Saulnier et al. (1997) 推广的 *m* 可变的 e 指数 TOPMODEL 和 Duan and Miller (1997) 提 出的空间均匀的幂指数 TOPMODEL 的工作基础 上,放弃了 K_0 、*m* 和 *R* 空间均匀的假定,推导出空 间各点的土壤饱和导水率 K_{0i} 、衰减系数 m_i 和地下 水补充速率 R_i 都可随空间变化的空间非均匀的幂 指数 TOPMODEL 的理论关系 (Deng and Sun, 2010),以下给出主要的关系表达式:

(1)局地的土壤饱和缺水量 D_i 与流域平均土壤 饱和缺水量 \overline{D} 之间的关系 (Deng and Sun, 2010):

$$D_{i} = \frac{\lambda m_{i}}{\overline{m\lambda}}\overline{D} + nm_{i}\left(1 - \frac{\overline{m\lambda}}{\overline{m\lambda}}\right) = \frac{\lambda m_{i}}{\overline{m\lambda}}\overline{D} + n\overline{m}\left(\frac{m_{i}}{\overline{m}} - \frac{m_{i}\lambda}{\overline{m\lambda}}\right),$$
(1)

其中λ为m_i、K_{0i}、R_i均空间可变情况下的地形指数,

$$\lambda = \sqrt[n]{\frac{a_i R_i'}{m_i k_{0i}' \tan \beta_i}}, \qquad (2.1)$$

其中 n 为幂指数地形指数模型中的幂指数。

$$\Leftrightarrow \qquad T_{\rm IKRM} = \sqrt[n]{\frac{a_i R_i'}{m_i k_{0i}' \tan \beta_i}}, \qquad (2.2)$$

$$\overline{m_i T_{\text{IKRM}}} = \overline{m\lambda} = \frac{1}{A} \int_A m_i \sqrt{\frac{a_i R_i'}{m_i k_{0i}' \tan \beta_i}} dA , \quad (2.3)$$

$$D_{i} = \frac{m_{i}T_{\rm IKRM}}{m_{i}T_{\rm IKRM}}\overline{D} + n\overline{m}\left(\frac{m_{i}}{\overline{m}} - \frac{m_{i}T_{\rm IKRM}}{\overline{m}_{i}T_{\rm IKRM}}\right), \quad (3)$$

其中, R'_i 为面积 a_i 内地下水平均补给速率 R_i 与全 流域平均补给速率 \overline{R} ($\overline{R} = 1/A \int_A R_i^* dA$, A 为流域 面积)的比值, 即 $R'_i = R_i/\overline{R}$, $R_i = 1/a_i \int_{a_i} R_i^* da_i$, R_i^* 是i 点处单位面积地下水补给速率。 k'_{0i} 为 K_{0i} 与流域 平均土壤表层饱和导水率 $\overline{K_0}$ ($\overline{K_0} = 1/A \int_A K_{0i} dA$) 的比值, \overline{m} 为 m_i 的流域平均值, a_i 为流经坡面任一 点 i 处沿等高线单位长度的上坡汇流面积, β_i 为 i点处地面的坡降梯度。当 m_i 、 K_{0i} 、 R_i 空间均匀时, 公式 (1) ~ (3) 返回到空间均匀的幂指数分布的 地形指数模型公式。

(2) 基流:

$$Q_{bt} = Q_0 \left(1 - \frac{\overline{D}}{n\overline{m}} \right)_t^n, \qquad (4)$$

其中, Q_0 为 $\overline{D}=0$ 时的基流, t 为时刻。

(3) 退水曲线为
1) 当 *n*>1,有

$$Q_{bt}^{\frac{1}{n-1}} - Q_{bt=0}^{\frac{1}{n-1}} = \alpha(t-t_0), \quad \alpha = \left(1 - \frac{1}{n}\right) \frac{\sqrt{Q_0}}{\overline{m}}.$$
(5.1)

$$\ln Q_{bt} - \ln Q_{bt=0} = -\frac{Q_0}{\overline{m}}(t - t_0), \qquad (5.2)$$

空间非均匀条件下基流表达式形式上与空间均匀时一致。

由公式(1)~(3)可得各种 *m_i*、*K_{0i}、R_i*组合 情况下地形指数及相应的 *D_i*公式。本文仅给出以 下几种 *m_i、K_{0i}、R_i*不同组合情况下的地形指数及相 应的 *D_i*公式:

(1)当 *m_i、K_{0i}、R_i*均不随空间变化时,地形指数为 *T_{IO}*,根据公式(1)~(3)有

$$D_{i} = \frac{T_{\rm IO}}{T_{\rm IO}}\overline{D} + nm \left(1 - \frac{T_{\rm IO}}{T_{\rm IO}}\right), \tag{6.1}$$

$$T_{\rm IO} = \sqrt[n]{\frac{a_i}{\tan\beta_i}},\tag{6.2}$$

$$\overline{T_{\rm IO}} = \frac{1}{A} \int_{\rm A} \sqrt[n]{\frac{a_i}{\tan\beta_i}} dA.$$
 (6.3)

(2) 当 *m_i、K_{0i}、R_i*均随空间变化时,地形指数
 为 *T_{IKRM}*,根据公式(1)~(3) 有

$$D_{i} = \frac{m_{i}T_{\rm IKRM}}{m_{i}T_{\rm IKRM}}\overline{D} + nm_{i}\left(1 - \frac{\overline{m}T_{\rm IKRM}}{m_{i}T_{\rm IKRM}}\right), \quad (7.1)$$

$$T_{\rm IKRM} = \sqrt[n]{\frac{a_i R'_i}{m_i k'_{0i} \tan \beta_i}}, \qquad (7.2)$$

$$\overline{m_i T_{\rm IKRM}} = \frac{1}{A} \int_A m_i T_{\rm IKRM} dA \,. \tag{7.3}$$

(3)当 *m_i*、*R_i*不随空间变化而 *K_{0i}*空间非均匀
 时,地形指数为 *T_{IK}*,根据公式(1)~(3)有

$$D_{i} = \frac{T_{\rm IK}}{T_{\rm IK}}\overline{D} + nm \left(1 - \frac{T_{\rm IK}}{T_{\rm IK}}\right), \qquad (8.1)$$

$$T_{\rm IK} = \sqrt[n]{\frac{a_i}{k'_{0i} \tan \beta_i}}, \qquad (8.2)$$

$$\overline{T_{\rm IK}} = \frac{1}{A} \int_{A} \sqrt[n]{\frac{a_i}{k'_{0i} \tan \beta_i}} \mathrm{d}A \,. \tag{8.3}$$

(4) 当 *m_i*、*K*_{0i}不随空间变化而 *R_i*空间非均匀时,地形指数为 *T*_{IR},根据公式(1)~(3) 有

$$D_i = \frac{T_{\rm IR}}{T_{\rm IR}}\overline{D} + nm \left(1 - \frac{T_{\rm IR}}{T_{\rm IR}}\right), \qquad (9.1)$$

$$T_{\rm IR} = \sqrt[n]{\frac{a_i R_i'}{\tan \beta_i}}, \qquad (9.2)$$

$$\overline{T_{\rm IR}} = \frac{1}{A} \int_{A}^{n} \sqrt{\frac{a_i R_i'}{\tan \beta_i}} dA.$$
 (9.3)

(5) 当 *K*_{0i}、*R*_i不随空间变化而 *m*_i空间非均匀 时,地形指数为 *T*_{IM},根据公式(1)~(3) 有

$$D_i = \frac{m_i T_{\rm IM}}{m_i T_{\rm IM}} \overline{D} + nm_i \left(1 - \frac{\overline{m} T_{\rm IM}}{\overline{m_i} T_{\rm IM}} \right), \qquad (10.1)$$

$$T_{\rm IM} = \sqrt[n]{\frac{a_i}{m_i \tan \beta_i}}, \qquad (10.2)$$

$$\overline{m_i T_{\rm IM}} = \frac{1}{A} \int_A m_i T_{\rm IM} dA \,. \tag{10.3}$$

3 下垫面性质空间非均匀对流域水量 平衡模拟结果影响的敏感性试验

3.1 下垫面性质空间非均匀对地形指数分布的影响

关于下垫面性质空间非均匀对流域水量平衡 影响,从局地的土壤饱和缺水量与流域平均土壤饱 和缺水量之间的关系可以看出它们都与地形指数 值[见公式(7.2)、(8.2)、(9.2)和(10.2)]大小 和分布密切相关。所以首先要分析对于特定流域、 特定的下垫面性质空间非均匀对于地形指数值大 小和分布的影响。为进行敏感性分析,本文对幂指 数地形指数模型中 k_{0i}、mi、Ri 空间分布形式做以 下假定:

对于 m_i 采用 Saulnier et al. (1997)的假定, m_i 随海拔高度 h_i 线性减小。

$$M_{i} = M_{\max} - \frac{h_{i} - h_{\min}}{h_{\max} - h_{\min}} (M_{\max} - M_{\min}), \quad (11)$$

根据上式获得各点的 M_i ,统计出流域平均值 \overline{M} , 然后由 $m_i = M_i \overline{m} / \overline{M}$ 产生各点的 m_i ,经归一化后的 m_i 满足 $\sum m_i / N = \overline{m}$ 。将根据退水曲线确定的 m 作 为 \overline{m} ,本文中研究对象梭磨河流域有长年观测数 据,可得该河流域的 \overline{m} (取 4~10 月的 60 mm 和 5~9 月的 39 mm),分别生成 m_i 的空间分布。

饱和导水率大小与土壤质地有关,土壤质地粗饱 和导水率大,土壤质地细饱和导水率小。从河源到河 口水流搬运能力下降,沉积物颗粒从河源到河口逐 渐变细。因此假定 k_{0i} 随海拔高度 h_i线性增加(Deng and Sun, 2010),由下式先计算出 K_{0i} 的分布:

$$K'_{0i} = K'_{\min} + \frac{h_i - h_{\min}}{h_{\max} - h_{\min}} (K'_{\max} - K'_{\min}), \quad (12)$$

获得各点的 K'_{0i} ,统计出流域平均值 K'_{0} ,然后由 $k'_{0i} = K'_{0i} / \overline{K'_{0}}$ 产生各点的 k'_{0i} ,经归一化后的 k'_{0i} 满 足流域平均等于1的条件。

地形指数大的区域地下水埋深浅,水分易于补充地下水,因此假定补给速率 r'_i 随经典的地形指数 $\ln a_i / \tan \beta_i$ 线性增加,先由下式计算出 r'_i 的空间分 布 (Deng and Sun, 2010):

$$r_{i}' = r_{\min}' + \frac{\ln \frac{a_{i}}{\tan \beta_{i}} - \left(\ln \frac{a_{i}}{\tan \beta_{i}}\right)_{\min}}{\left(\ln \frac{a_{i}}{\tan \beta_{i}}\right)_{\max} - \left(\ln \frac{a_{i}}{\tan \beta_{i}}\right)_{\min}} (r_{\max}' - r_{\min}'),$$
(12)

获得各点的 r_i' ,统计出流域平均值 $\overline{r'}$,然后由 $R_i' = r_i'/\overline{r_i'}$ 求出经归一化后的 R_i' , $R_i'满足流域平均$ 等于1的条件。在生成 M_i 、 k'_{0i} 和 r_i' 时,最大值与最小值之比为100。

本文研究流域为位于长江上游地区的梭磨河 流域,其流域面积为 2500 km²,平均海拔 4000 m, 流域内海拔最高处约 5200 m,最低海拔约 2600 m, 是一典型的森林山区流域(Sun and Deng, 2004)。 由于幂指数 TOPMODEL 中 $n \ n \overline{m}$ 可有不同组合,在 这里以 $n=16 \ n \overline{m}$ (4~10 月为 60 mm、5~9 月为 39 mm)为例来说明这种影响。根据公式(11)-(13) 规定产生的 k'_{0i} 、 m_i 、 R'_i 的空间分布和上述的 \overline{m} 和 n(=16)取值,可由公式(6.2)计算原始地形指数 T_{IO} ,由公式 (7.2)、(8.2)、(9.2)和(10.2)分别 计算出各种地形指数和 T_{IKRM} 、 T_{IK} 、 T_{IR} 和 T_{IM} 值, 其分布列于表 1 (\bar{m} 取值 39 mm),图 1 则给出这些 地形指数的分布函数 (\bar{m} 取值 39 mm), \bar{m} 大小变 化对地形指数分布的影响比 m_i 间变化产生的影响 要弱; \bar{m} 取值 60 mm 生成的 m_i 和 \bar{m} 取值 39 mm 生 成的 m_i ,相应的地形指数分布差异并不大(图略)。

Table	1 Distributions of topographic	indices
表1	各种地形指数的分布	

	所占比例					
地形指数值	$T_{\rm IO}$	$T_{\rm IK}$	$T_{\rm IR}$	$T_{\rm IM}$	$T_{\rm IKRM}$	
5.00	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	
4.50	0.00000	0.00070	0.00001	0.00000	0.00000	
4.25	0.00000	0.00359	0.00310	0.00000	0.00000	
4.00	0.00001	0.01446	0.01480	0.00000	0.00000	
3.75	0.01400	0.01285	0.01233	0.00000	0.00108	
3.50	0.01359	0.00737	0.00726	0.00000	0.01439	
3.25	0.00991	0.01458	0.01579	0.00075	0.01423	
3.00	0.01620	0.01148	0.00370	0.01000	0.00819	
2.75	0.00602	0.03700	0.01174	0.01739	0.01687	
2.50	0.03004	0.12537	0.05026	0.01243	0.01045	
2.20	0.12198	0.11067	0.11099	0.01763	0.05470	
2.10	0.10357	0.18137	0.08795	0.00722	0.00835	
2.00	0.19507	0.18137	0.13755	0.01843	0.11130	
1.90	0.26734	0.21490	0.17047	0.04050	0.06379	
1.80	0.21577	0.01857	0.18858	0.05446	0.06000	
1.70	0.00668	0.00002	0.14538	0.09826	0.19555	
1.60	0.00000	0.00000	0.03873	0.23094	0.22940	
1.50	0.00000	0.00000	0.00051	0.33290	0.18218	
1.40	0.00000	0.00000	0.00030	0.15482	0.02904	
1.20	0.00000	.00000	0.00050	0.00428	0.00048	

从表1和图1可以看出由公式(11)~(13) 设定的 m_i 、 K_{0i} 和 R'_i 分布使该流域的地形指数分布 函数有以下几个特点:1) T_{IK}和 T_{IR}的分布与 T_{IO}分 布差异并不大,但T_{IK}和T_{IR}分布函数的峰值低于T_{IO} 分布函数的峰值,而它们的地形指数值分布范围比 T_{IO} 宽,可发现地形指数值在 4.0~5.0 范围内 T_{IO} 的 百分比已接近为 0.0, 而 T_{IK} 和 T_{IR} 的百分比还高于 0.0, 说明由公式 (12) 和 (13) 设定的 K_{0i} 和 R'_i 空 间分布增加了地形指数高值区的百分比; 2) T_M的 最大值、最小值和平均值明显小于T_{IO}的最大值、最 小值和平均值,其分布函数的峰值高于T_{IO}分布函数 的峰值,峰值出现的位置向地形指数减小的方向偏 移, 这表明*m*, 的空间变化使地形指数分布变得集 中; 3)在该流域中, m, 的空间非均匀性对地形指 数分布的影响比 K_{0i} 和 R' 空间非均匀性要显著, 所 以T_{IKRM}的分布与T_{IM}很接近,只是分布曲线的峰值



		时间参数/	根系层的最大持	比例系数	冠层的最大截
基流参数 $Q_0/\text{mm d}^{-1}$	基流参数 m/mm	$d mm^{-1}$	水量 S _{RMAX} /mm	P_{MAX}	留量 $S_{\rm D}/{\rm mm}$
3.5 (5~9月)或2.0 (10月至次年4月)	39(5~9月)或60(10月至次年4月)	0.0015	40	0.8	1.7

稍小于 T_{IM} ,同样 T_{IKM} 和 T_{IRM} 的分布也与 T_{IKRM} 很相似(图略)。

3.2 空间非均匀对梭磨河流域水量平衡影响的敏 感性试验

本研究以经典的 e 指数 TOPMODEL 的 FORTRAN 程序 TOPT9502.for (TOPMODEL DEMONSTRATION PROGRAM VERSION 95.02. revised for distribution 1995 by Keith Beven) 为基础 进行调正改建,发展成适用于空间非均匀下垫面的 幂指数分布的 TOPMODEL 程序。对于空间非均匀 下垫面的幂指数分布,将经典 e 指数分布 TOPMODEL 中 Di和 Qbt表达式改写成空间非均匀 的幂指数分布 TOPMODEL 中 D_i 和 Q_{bt} 表达式,即 用公式(1)~(10.3)分别取代 e 指数分布 TOPMODEL 相应的公式。同时经典 e 指数模型中 地形指数 $T_{\rm IC} = \ln a_i / \tan \beta_i$ 也换成非均匀下垫面的 幂指数分布导出的相应的地形指数(如 T_{IK}、T_{IR}、 T_{IM}、T_{IKRM}等)。为了估计非饱和区对地下水的补给 量 R,还增嵌了简单的陆面过程模型的子程序块 (Sun and Deng, 2004), 它耦合植被截留对到达地 面的降水和冠层截留和蒸发的影响,也考虑了降水 透过土壤大孔隙和土壤裂隙的补给(bypassing or channeling flow)功能对非饱和层土壤湿度的影响 (Sun and Deng, 2004),在TOPMODEL中所需的 非饱和层对饱和 层的补给量 r_i则是由以下的经验 公式来计算 (Beven, 2000):

$$r_i = \frac{S_{\text{UZ}t}}{D_i t_d}, \ D_i \ge 0$$
 (14)

其中, S_{uz},为时段 t 非饱和层的蓄水量, t_d为非饱 和层向地下水饱和层输送单位水深所需的时间参数。流域平均土壤饱和缺水量由下式更新:

$$\overline{D_t} = \overline{D}_{t-\Delta t} - R + Q_{bt}, \qquad (15)$$

其中, \overline{D}_{t} 和 $\overline{D}_{t-\Delta t}$ 分别为时段末和时段初的流域平均土壤饱和缺水量。

模型主要参数有: 冠层的最大截留量 S_D 和到达 土壤表面的降水补给根系层下非饱和层蓄水量的 比例 P_{MAX} ,根系层的最大持水量 S_{RZMAX} , t_d ,流域 平均土壤饱和缺水量为零时的地表以下径流 Q_0 、参 数 m,模型参数列于表 2(Sun and Deng, 2004)。

为研究空间非均匀对水量平衡模拟结果的影响,根据上述的 n (n=16)值和设定的空间非均匀的 k'_{0i}、m_i、R'_i 求得的梭磨河流域各种地形指数分 布函数,对该流域 4 种不同空间非均匀性所对应的 地形指数 (T_{IK}、T_{IR}、T_M和 T_{IKRM}等)进行模拟研究,通过与空间均匀的模拟结果的比较,分析空间 非均匀对水文模拟结果产生的影响。

由模型相应的公式(6.1) - (10.1) 计算 *D_i*, 然 后根据表 2 给定的参数值,分别模拟了梭磨河流域 1960~1999 年逐日流量。计算中需对整个流域按地 形指数离散成 *N* 分块,各个分块的 *m_i* 值可取 *m_i* 在 该分块内的统计平均值,然后用于计算每个分块相 应的平均 D_i。

从 40 年的模拟结果来看, 与空间均匀的地形 指数 T_{IO}模拟结果相比较,流域 4 种不同地形指数 (T_{IK}、T_{IR}、T_{IM}和 T_{IKRM})模拟的逐日流量是有差 异的,但差异各不相同,这说明 T_{IK}、T_{IR}、T_{IM}和 TIKRM 所对应的空间非均匀性对逐日流量有影响且 影响程度各不相同。这里以1992年为例具体说明。 图 2 给出了 T_{IO}、T_{IK}、T_{IR}、T_{IM}和 T_{IKRM} 模拟的 1992 年逐日流量,可以看出 TIR 和 TIK 模拟的该年逐日流 量比较接近,但与 TIM 和 TIKRM 模拟的逐日流量有 一定的差别。再与 TIO 模拟的 1992 年逐日流量相比 较,T_{IR}、T_{IK}的模拟结果与T_{IO}的结果差别较小,但 $T_{\rm IM}$ 和 $T_{\rm IKRM}$ 模拟的洪峰流量明显高于 $T_{\rm IO}$ 的模拟值, 说明是否考虑下垫面非均匀性对于模拟水文过程 会带来不同的结果。为了进一步了解空间非均匀对 地表径流和地下径流的影响,图3给出了T_{IR}、T_{IK}、 TIM 和 TIKRM 模拟的 1992 年逐日地表径流深与 TIO 模拟的地表径流深之差,图4给出了T_{IR}、T_{IK}、T_{IM} 和 TIKRM 模拟的 1992 年逐日基流深与 TIO 模拟的基 流深之差。一年中 T_{IK} 模拟的地表径流深有时大于

有时又小于 T_{IO}模拟的地表径流深,T_{IR}和 T_{IM}模拟 的地表径流深总体说来大于 T_{IO}模拟的地表径流 深,说明不同的下垫面非均匀对地表径流的影响是 不相同的。至于空间非均匀性对逐日基流的影响, 与地表径流深呈相反趋势。

再看空间非均匀性对流域水文过程各分量多 年平均结果的影响。表 3 是下垫面非均匀性下 T_{IK} 、 T_{IR} 、 T_{IM} 和 T_{IKRM} 模拟的流域 40 年平均的年蒸散发 \overline{E} 、年地表径流深 $\overline{Q_{of}}$ 、年基流深 $\overline{Q_{b}}$ 、年总径流深 \overline{Q} 以及年平均水量平衡的余量,其中 N 是模拟时流 域的分块数。

由表 3 可见: 1) 对于多年平均的地表径流深, *T*_{IR} 明显高于 *T*_{IO} 的模拟结果, *T*_{IM} 略高于 *T*_{IO} 的模拟 结果, *T*_{IK} 和 *T*_{IKRM} 的模拟结果与 *T*_{IO} 的模拟结果很 接近。2) 对于多年平均的基流, *T*_{IR} 模拟的基流明 显低于 *T*_{IO}, *T*_{IM} 模拟的基流则高于 *T*_{IO} 的, *T*_{IK} 和 *T*_{IKRM} 模拟的基流与 *T*_{IO} 的模拟结果接近。3) 对于 多年平均的年总径流深,由于地表径流和基流的互 补作用,下垫面非均匀性下的 *T*_{IK}、*T*_{IR}、*T*_{IM} 和 *T*_{IKRM} 的模拟结果相差不大,与均匀下垫面对应的 *T*_{IO} 的



图 2 地形指数 (a) *T*_{IO}、(b) *T*_{IR}、(c) *T*_{IK}、(d) *T*_{IM}、(e) *T*_{IKRM} 模拟的逐日流量 Fig. 2 Simulated daily runoffs for different topographic indices (a) *T*_{IO}, (b) *T*_{IR}, (c) *T*_{IK}, (d) *T*_{IM}, and (e) *T*_{IKRM}



图 4 同图 3, 但为基流

Fig. 4 Same as Fig. 3, but for baseflow simulations

表 3	幂指数 TOPMODEL	模拟的流域 40	年平均水量平衡各分量
-----	--------------	----------	------------

Table 3	Each components of water balance f	from power law TOPMODEL	simulation averaged ove	r 40 vears
	1	1		•

	年降水量 \overline{P} /mm	年蒸发量 \overline{E} /mm	年地表径流深 $\overline{\mathcal{Q}_{\mathrm{of}}}$ /mm	年基流深 $\overline{Q_b}$ /mm	年总径流深 \overline{Q} /mm	余量Δ/mm	分块数 N
$T_{\rm IO}$	763.6	274.3	80.5	416.2	496.8	-7.5	19
$T_{\rm IK}$	763.6	274.9	81.4	415.3	496.7	-7.4	15
$T_{\rm IR}$	763.6	276.3	108.7	394.1	490.8	-3.5	20
$T_{\rm IM}$	763.6	274.8	83.1	421.2	504.3	-14.5	13
$T_{\rm IKRM}$	763.6	278.6	79.7	412.6	491.8	-6.8	17

模拟结果差别也不大,相较之下,*T*_{IM}的总径流深 高于*T*_{IO}的,且差别最大,*T*_{IR}的总径流深则小于*T*_{IO}, 差别次之,*T*_{IK}与*T*_{IO}差别很小。4)对流域总蒸发, 下垫面非均匀性的模拟结果相互间以及与均匀下 垫面对应的 *T*_{IO}的模拟结果差别均不大。5)总体说 来,*K*_{0i} 空间变化对水量平衡各分量影响较小;*R*_i 的空间变化改变了地形指数分布函数,增加了地表 径流而减小了基流;*m*_i的空间变化一方面改变了地 形指数的分布,另一方面也改变土壤饱和导水率随 土壤深度衰减大小,这两方面变化的综合效果影响 地表径流和基流的模拟结果,在这个流域数值试验 中,m_i的空间变化对水量平衡各个分量多年平均的 模拟结果影响显得并不大。与非均匀的 e 指数 TOPMODEL 模拟结果比较,在相同的 K_{0i} 、 m_i 、 R_i 的空间非均匀分布下, m_i的空间变化明显增加了地 表径流而减小了基流,地表径流深增加了 55.6 mm, 约增加了 50%, 而基流减小了 50.2 mm (Deng and Sun, 2010)。而在相同的 K_{0i} 、 m_i 、 R_i 的空间非均匀 分布下,单独的 m_i 的空间变化或者 K_{0i} 、 m_i 、 R_i 的 联合变化对n取值16的幂指数TOPMODEL模拟的 地表径流和基流结果的影响明显小于对 e 指数 TOPMODEL 模拟结果的影响。至于两类模型对空间 非均匀性尤其是对m;空间变化的敏感程度表现出的 明显差异的内在原因,还有待于进一步的分析研究。

4 结论

(1)对于幂指数 TOPMODEL, *R*_{0i} 的空间变化 改变了地形指数分布函数,明显增加了多年平均年 地表径流深而减小了多年平均基流。

(2) *K*_{0i} 的空间变化对地形指数分布以及多年 平均年地表径流深和基流的模拟结果影响均不大。

(3) *m_i* 的空间变化明显影响了地形指数的分布,但对多年平均年水量平衡各分量的模拟结果影响不及 *R_{0i}* 的空间变化的影响,这与 e 指数 TOPMODEL 模拟结果很不一样。

(4)由于地表径流与基流的互补作用,K_{0i}、R_{0i} 和 m_i的空间变化对流域多年平均年总径流和多年 平均年蒸发模拟结果影响不大。

(5) K_{0i}、R_{0i}和 m_i的空间变化对流域逐日地表 径流,基流和总径流模拟结果有影响,但影响程度 不一。以上的工作仅是来自一个特定的流域,而且 设定的 K_{0i}、m_i、R_i的变化也是一特例,所以得到结 果的适用性还有待在其他流域应用中进一步分析 研究。

参考文献(References)

- Beven K J, Kirkby M J. 1979. A physical based variable contributing area model of basin hydrology [J]. Hydrological Science Bulletin, 24 (1): 43–69.
- Beven K J. 2000. Rainfall-Runoff Modelling [M]. New York: John Wiley & Sons., LTD.
- Deng H P, Sun S F. 2010. Extension of TOPMODEL applications to the heterogeneous land surface [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 27 (1): 164–176.
- Douville H. 2003. Assessing the influence of soil moisture on seasonal climate variability with AGCMs [J]. Journal of Hydrometeorology, 4: 1044–1066.
- Douville, H. 2004. Relevance of soil moisture for seasonal atmospheric predictions [J]. Climate Dyn., 22: 429–446.
- Duan J F, Miller N L. 1997. A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL [J]. Water Resour. Res., 333 (11): 2559–2562.
- Gedney N, Cox P O. 2003. The sensitivity of globle climate model simulations to the representation of soil moisture heterogeneity [J]. Journal of Hydrometeorology, 4: 1265–1275.
- Iorgulescu I, Musy A. 1997. Generalization of topmodel for a power law transmissivity profile [J]. Hydrological Processes, 11 (9): 1353–1355.
- Niu G Y, Yang Z L, Dickinson R E, et al. 2005. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models [J]. J. Geophys. Res., 110, D21106, doi: 10.1029/ 2005JD006111.
- Reto S, Vidale P L, Boone A, et al. 2007. Impact of scale and aggregation on the terrestrial water exchange: Inregrating land surface models and rhone catchment observations [J]. Journal of Hydrometeorology, 8 (5): 1002–1015.
- Saulnier G, Beven K, Obled C. 1997. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL [J]. J. Hydrol., 202: 158–1721.
- Stieglitz M, Rind D, Famiglieth J, et al. 1997. An efficient approach to modeling the topographic control of surface hydrology for regional and global climate modeling [J]. J. Climate, 10 (1): 118–137.
- Sun S F, Deng H P. 2004. A study of rainfall-runoff response in a catchment using TOPMODEL [J]. Advances in Atmospheric Sciences, 21 (1): 87–95.
- Wang J, Endreny T A, Hassett J M. 2006. Power function decay of hydraulic conductivity for a TOPMODEL-based infiltration routine [J]. Hydrological Processes, 20: 3825–3834.