

可用于陆面过程模型的地形指数水文模型 中简化参数化方案的研究^{* 1}

邓慧平¹ 孙菽芬² 李倩³

DENG Huiping¹ SUN Shufen² LI Qian³

1. 聊城大学环境与规划学院,聊城, 252059

2. 中国科学院大气物理研究所大气科学和地球流体力学数值模拟国家重点实验室,北京, 100029

3. 中国科学院大气物理研究所季风系统研究中心,北京, 100190

1. *School of Environment and Planning, Liaocheng University, Liaocheng 252059, China*

2. *LASG, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029, China*

3. *Research Centre of East Asian Monsoon system, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100190, China*

2008-02-08 收稿,2008-08-07 改回.

Deng Huiping, Sun Shufen, Li Qian. 2010. A study of simplification of some schemes in the TOPMODEL for use in land surface models. *Acta Meteorologica Sinica*, 68(3):351-364

Abstract Hydrological processes play an important role in the improvement of climate system model. The spatial heterogeneous distribution of soil moisture content has a great influence on calculated evaporation and runoff as well as surface energy partition into latent and sensible heats. However, most of currently used land surface models (LSMs) are not able to take into consideration the influence of the heterogeneous distribution of soil moisture. The topographic index model (TOPMODEL) is a physics-based model with a few parameters, less computer resources required and the capacity of taking into consideration the effect of topography on heterogeneous distribution of soil moisture by which the model is capable of dealing with the heterogeneous hydrological process of two dimensional characteristics in a land surface model. This index model has been recommended for use in current LSMs to improve the simulation skill of hydrological process on land surface. When the TOPMODEL is used for numerical studies, there could be different setting or selection for some parameters in several schemes therein such as spatial resolution of data base, Channel Initiation Threshold (CIT), division of unsaturated areas in a catchment and spatial distribution of land surface slope, which will have important effect on the model simulated results. The way how to set the parameters in these schemes reasonably with no accuracy losing and reducing the requirement to the data and computer resources is very critical. In this study, a detailed numerical study of the schemes in the model has been conducted with the result that the effect of different setting for the schemes on the simulation outcomes of water balance in a catchment is revealed. The main conclusions from the study are as follows: (1) the simulated results of the case with the catchment being divided into 16 parts according to topographic index values are closer to those of the case with catchment being divided into only two (saturated and unsaturated parts) or three (saturated, wetter and drier parts) parts. So, when the TOPMODEL is applied to LSMs, it may be a reasonable simplification to divide catchment into two (saturated and unsaturated parts) or three (saturated, wetter and drier parts) parts; (2) It is found from the study that the simulation outcome of water balance will be distorted if the effect of slope for the catchment is ignored completely; however, the simulated result of water balance for the catchment with one mean-slope given are closer to the result of water balance for the catchment with real spatial distributed slope set, suggesting that the way used in the current LSMs considering the grid as the one-dimensional-homogeneous should be improved, and, on the other hand, considering topographic slope information in very detailed way may not be necessary. All the results provide the useful information for the development of a simplified and reasonably accurate hydrological model for use in a land surface model.

Key words Land surface model, Topographical Index Model, Simplified parameterization scheme, Sensitivity experiment

* 资助课题: 国家自然科学基金面上基金(40575043 和 40605024) 和山东省自然科学基金(Q2005E01)。

通讯作者: 孙菽芬, 主要从事陆面物理过程及用于 GCM 的陆地水文模型等研究。Email: ssf@lasg.iap.ac.cn

摘要 在全球气候系统模型中,陆面水文过程对提高模拟精度有显著作用。土壤水分空间非均匀分布对于蒸发和径流的计算以及能量在潜热和感热之间的分配具有重要的影响,但现有的多数陆面过程模式未能考虑土壤水分水平非均匀性的影响。地形指数模型以其较好的物理基础、参数少、计算量小,且能考虑地形变化对土壤水分非均匀分布影响等优点,使其有潜力模拟陆面过程中水分过程分布非均匀二维特性。目前地形指数水文模型已被推荐应用于陆面过程模式(Land surface models, LSMs)中以改进对陆面水文过程的模拟能力。在地形指数模型中,数据的空间分辨率、河道的起始临界值、非饱和区域的分区和空间各点的坡度等因子不同的确定,都能对模拟结果产生重要影响,对它们如何合理地给定,既不降低模型精度,又能省时、省资源是十分重要的。本研究通过大量的敏感性模拟试验,较系统地探讨上述参数不同的确定方案对流域水量平衡模拟结果的影响。主要结论有:(1) 将流域按地形指数值大小分为 16 块与仅区分饱和区与非饱和区或仅区分饱和区、较湿润区和较干区 3 块模拟结果相差不大,因此将地形指数模型应用于陆面模式时仅区分饱和区与非饱和区或区分饱和区、较湿润区和较干区 3 块这种简化方案也许是一种可行的选择;(2) 不考虑坡度会扭曲水量平衡各要素的计算,用一个平均坡度替代实际坡度的办法就会有比较接近了实际坡度的结果。因此,LSM 模型中一维均匀的网格做法应该改进,但太细致的坡度取法也许没必要。以上结论可为今后发展用于陆面模式的大尺度水文模型提供依据。

关键词 陆面过程模型,地形指数模型,简化参数化方案,敏感性试验

中图法分类号 P339 P343

1 引言

陆面水文过程对全球气候系统起到十分重要的作用,水文过程模型描述好坏对提高气候系统模拟精度有显著的作用。在降水作用下,陆面水文循环中 2 个重要分量——陆地的蒸发(散)和径流(地表径流和地表以下径流),都对气候系统变化起到不可低估的作用。陆地的蒸发(散)占陆地总降水量的 60%—70%,它影响气候系统潜热和感热的分配,对大气环流和全球气候系统产生直接的作用。径流量(最终变成入海的河道径流)是水循环的另一重要分量,占陆地降水量的 30%—40%,它通过影响陆面蒸发(散)和进入海洋的淡水通量同样对气候系统有重要作用,和全球缺少蒸发(散)(以及下面将讲到的土壤湿度)观测数据相比,世界上的各流域河道都有长年、大量出口径流量的观测数据,它们是检验陆面水文过程模型性能,提高这些模型质量很好的指示器。陆地的蒸发(散)和径流(地表径流和地表以下径流)不是孤立无关的,它们是互为作用、相互影响的分量。Koster 等(1997)曾研究了不同的蒸发及地表径流表述方法对陆面年蒸发的影响,明确地指出“径流与蒸发是相互影响的、它们各自描述好坏对陆面与大气间的能量与水汽交换过程具有同样重要的影响,如果没有一个好的水文模型,即使有很正确的计算蒸发的公式,也不能得到正确的蒸发计算结果”。

关联这种相互作用的重要因子是土壤湿度,土壤湿度(它的大小和分布)是仅次于海温的影响气候

系统的关键因子,它直接控制蒸发(散),进而控制影响气候系统的潜热和感热的分配,控制地表径流和地表以下径流(两者之和为总径流,约各占总径流一半),最终形成入海的河道总径流。当然,土壤湿度也不是独立的,在降水作用下,它的大小和分布与蒸发(散)和径流大小、分布密切相关。所以说,降水作用下的土壤湿度的大小和分布、蒸发(散)和径流在水循环中是 3 个相互作用、互为依存的分量。

现有的陆面物理过程模型中水分过程分量描述,不论是早期第一代的水桶(Bucket)模型还是 20 世纪 80 年代后发展的很多大叶模型(如 80 年代中期发展的 SVAT 模型(BATS 及 SSIB 等),由于采用了理想水平均匀的网格区域为研究单元,降雨—径流的计算是基于求解一个水平均匀单元内垂直一维的土壤水分平衡方程,在这样的模型中,土壤湿度空间非均匀分布的特点和由此引起的径流和蒸发(散)之间的相互作用特点都被抹杀了,其结果必对下垫面上能量分配的正确计算、进而对大气运动的正确模拟产生明显影响。有人指出,对于研究尺度 10^4 — 10^5 km² 的 SVAT 模型,这种只注重蒸发(腾)、土壤水分过程的一维描述,必然忽视了整个水文过程具有明显二维特征的基本图像,使之不能完整描述陆地和大气间的水热交换过程,这种不足必须加以改进。随着陆面过程模式发展研究的深入,发展一个研究区域为 10^4 — 10^5 km² 的大尺度水文过程模型,它能够模拟土壤水分和水文过程各分量的二维分布的特点、能反映径流和蒸散之间相互作用影响及最终对感热和潜热分配的影响,已成为陆

面物理过程参数化研究的一个十分重要方面。

由于流域水文过程实在太复杂,而我们对复杂水文过程认知又很不完全,只能是我们对复杂水文过程理解的有限反映,现有的水文模型不可能做到准确地表述复杂水文过程的全部。因此,现有的水文模型发展过程,只能是向围绕要解决主要问题而做出不同程度的简化描述、而对这种简化对其他方面产生的误差和不确定性只能有所宽容的方向前进。现有的水文模型基本上有3类:(1)建立在大量观测事实基础上的经验性集总式水文模型,这种模型简单明确,但缺少物理基础,不能反映水文要素对流域内空间非均匀性和流域下垫面发生变化后的响应,通用性差;(2)20世纪80年代,国际上曾研制了具有细致物理基础的分布式水文模型(例如 SHE 模型,Abbott, 1986),但模型中包含大量的难以获得的参数,因此难以广泛应用,更不要说用于大尺度网格范围的水文循环模拟研究;(3)介于(1)和(2)类之间、有相当物理基础的半经验模型。目前水文界比较一致的看法是发展第3类水文模型。Kirkby (1993)曾提到:最有希望达到对水文过程有总体性认识办法也许是发展(1)和(2)类之间有相当物理基础的半分布性、半经验模型。Becker (1992)和 Schultz(1993)曾建议把流域划分成土地利用、土壤、坡度和植被等组合、水文性质和响应相似的多个相似单元进行处理,而不是像类型(2)模型进行完全的分布式处理。

造成土壤水分大小和空间非均匀,进而影响蒸发(散)、地表径流、地表以下径流及总径流时空非均匀分布的因素很多,地形地貌、降水、植被分布和土壤等因素的空间非均匀性均能造成土壤水分空间非均匀性。在现有的计算能力迅速发展的背景下,水文模型发展有了很大的进展,利用缩小研究单元和 MOSAIC 方案,植被分布和土壤等因素的空间非均匀性影响已得到一定程度的考虑,降水的空间非均匀性如果当区域天气模型或大气观测网的研究单元尺度与对流降水范围的尺度相匹配,也有望得到较好的解决。地形地貌对土壤水分空间非均匀分布有显著影响,由于地表径流和地表以下径流总的趋势是由高处向低处汇聚,造成山脚地带、河岸地区和地形辐合的洼地潜水埋深浅,土壤水分高于山坡地带的非均匀分布(Beven, et al, 1979, 2000)。早年 Beven 等(1979)提出的、后又经很多人发展的 TOP-

MODEL(Beven, et al, 1979; Beven, 2000)就是符合 Becker 和 Schultz 建议的并以地形指数作为相似单元组合而发展的半分布式的物理模型,它有较好的物理基础、所需的参数少、有物理意义且可测、计算量也小,能考虑土壤水分空间分布不均匀及其影响等优点受到研究者的关注,有潜力应用于陆面过程以模拟次网格的水分变量分布的非均匀性,以改进陆面模型中水量平衡与水分循环的模拟,更真实地模拟陆面水文过程以及辐射能在感热与潜热之间的分配(Randal, et al, 2000)。

地形指数模型(TOPMODEL)虽有较好的物理基础,但也有它的假设限制和参数设置等问题。首先,它要求详细的地形高程的信息,近年来随着地理信息软件的迅速发展和数字高程模型的广泛应用为它的应用提供相当的保证。其次,经典的 TOPMODEL 模型有3个基本假设要求(Beven, et al, 1979), (1)饱和区的动力学由连续的平衡态来近似表示,对地下水的补充速率(R)在流域内为常量;(2)驱动饱和区内水运动的水力梯度可由地表面的地形近似坡度来表示,这种情况只可能发生在浅层地下水中;(3)土壤的水力学导度(Hydraulic conductivity) $K(z)$ 随土壤的深度 z 以 e 指数型 $K(z) = K_0 \exp(-fz)$ 规律减少,且其中的 K_0 和 f 都为空间的常量。为此对于 TOPMODEL,至少有二方面工作需做:(1)诠释和开拓这些假设的限制,Franchini (1996)等对这些假设限制合理性给出过较好的诠释。为了弱化基本假设的限制,Saulnier 等(1997)把 $K(z) = K_0 \exp(-fz)$ 推广到 f 在流域空间内有非均匀分布情况,而 Wang 等(2005)推导了导水度的 $K(z)$, $K(z) = K_0(1 - fz)^n$ 幂指数变化的地形指数模型,放宽了 TOPMODEL 的应用范围;(2)进一步简化模型的参数化方案,Niu(2005)的工作就是一个例证,以 TOPMODEL 为基础,提出了有可能用于陆面过程模型的简化的 SIMTOP 模型。另一方面,在应用 TOPMODEL 时,牵涉到很多参数和参数化方案的选定,不同的选定都会对模拟结果产生影响,搞清这些影响,对改进简化模型,是十分重要的。本文在 Sun 等(2004)对 TOPMODEL 研究的基础上,以长江上游梭磨河流域(2538 km²)为研究对象,对其 1960—1999 年逐日流量进行大量模拟试验,对地形指数模型中网格精度、河道的起始临界值(Channel Initiation Thresh-

old, CIT)、流域分块和坡度采用不同选定,进行了较详细的敏感性研究,从大量的模拟试验结果中,较系统地探讨这些参数和参数化方案的不同选择对流域水量平衡模拟结果的影响,为发展用于陆面过程模型的、不失精度并减少对数据库精度和计算机要求、简化的地形指数模型提供依据。

2 地形指数模型简介

2.1 模型得出的基本结果及地形指数

模拟流域的总体模型中,包含有 2 个相互耦合的子模型块(Sun, et al, 2004),即为考虑地形影响土壤湿度非均匀分布的 TOPMODEL 模型块,和处理大气条件强迫作用下、不同性质的土壤和不同类型的植被作用的较简单的陆面过程模型,该陆面过程模型与 SSIB、BATS 和 CLM 等陆面模型有类似的功能,计算植被截留水、入渗、蒸发、土壤层含水量和补充地下水的下渗速率。

2.1.1 TOPMODEL 的理论推导

(1) 流域内点 i 处土壤饱和缺水度 D_i (Beven, 2000)(或者说点 i 处地下水埋深 z_i) 和流域平均饱和缺水度 \bar{D} (或者说流域平均地下水埋深 \bar{z}) 的关系

$$D_i = \bar{D} + m(\lambda - \ln \frac{a}{\tan\beta}) \quad (1a)$$

或

$$z_i = \bar{z} + \frac{1}{f}(\lambda - \ln \frac{a}{\tan\beta}) \quad (1b)$$

式中, a 为流经坡面任一点 i 处的单位等高线长度的上坡汇流面积, β 为该点处地面的坡降梯度, $\ln(a/\tan\beta)$ 为该点处的地形指数。 λ 为流域平均地形指数 $\lambda = \frac{1}{A} \int_0^A \ln \frac{a}{\tan\beta} dA$, A 为流域的面积。 m 和 f 为土壤导水率随土壤深度变化函数中的参数。

根据式(1)可知, (1) 由 \bar{D} 和地形指数给出 D_i (或者说 z_i) 的分布, 而由 D_i (或者说 z_i) 的分布, 可以看出对土壤层水分状态的影响, 进而影响蒸发、入渗等。例如, $D_i \leq 0$ 的区域, 即为饱和区, 降在饱和区的降水, 直接形成地表径流, 且为饱和蒸发, 入渗几乎为零。(2) 饱和区的面积随流域平均饱和缺水量的增加而减小, 反之亦然。(3) 在同一时刻, 地形指数大的区域饱和缺水度小, 土壤层容易达到饱和; 反之, 地形指数小的区域饱和缺水度大, 土壤层不易

达到饱和。

(2) 地表以下径流 (Sub-surface runoff) Q_b 为 (Beven, 2000; Sivapalan, et al, 1987)

$$Q_b = Q_0 e^{-\bar{D}/m} \quad (2a)$$

或

$$Q_b = Q_0 e^{-fz} \quad (2b)$$

式中, Q_0 为 $\bar{D} = 0$ 时的地表以下出流量。

2.1.2 流域平均饱和和缺水度

缺水度 \bar{D} 是时间的变量

$$\bar{D}_t = \bar{D}_{t-1} - r + Q_b \quad (3)$$

式中 t 和 $t-1$ 为两相临时段。非饱和层向饱和层补给的水分通量 r 在 TOPMODEL 运算过程中, 则是由所耦合的陆面过程模型决定的非饱和层含水量 Q_{SUZ} 通过经验公式来计算, 在本模型中的经验公式

$$r = \frac{Q_{SUZ}}{D_i t_d} \quad D_i > 0 \quad (4)$$

式中 t_d 为非饱和层向饱和层输送单位水深所需的时间参数。

地形指数 $\ln(a/\tan\beta)$ 是地形指数模型的核心参数 (Beven, et al, 1979), 目前已广泛使用数字地形模型 (DTM) 或数字高度模型 (DEM) 计算地形指数的空间分布。网格大小和每个网格的平均坡度随所使用的 DEM 的分辨率不同而不同, 因此所用的 DEM 的空间分辨率会影响汇流面积 a 以及局地坡度 β 的计算结果。为了消除河道网格对地形指数分布函数的影响, 通过对每个网格的汇流面积设置一个上限值, 即河道起始临界值 CIT, 河道起始临界值的大小设置也对汇流面积 a 产生影响。因此, 地形指数大小及其分布与所用的 DEM 的空间分辨率以及河道起始临界值有关。流域不同的地形指数及其分布函数对 D_i 的大小和地下水位的空间分布的计算产生影响, 最终将影响径流量的模拟结果。另外, 在程序操作中, 根据地形指数的分布, 按地形指数从大到小将流域分成若干块进行计算 (Beven, 2000)。分块的数目对模型计算的水分亏缺 D_i 和径流量等也会产生影响。因此, 有必要分析研究这些参数因子对水文过程模拟结果的影响。

2.2 模型参数的确定

本文采用 Beven 在网站上公布的模型程序 TOPT9502. for 进行水文模拟。模型主要参数有流

域平均水分亏缺为零时的地表以下径流 Q_0 、土壤导水率随深度变化函数中的参数 m 、根系层的最大持水量 $Q_{SPZ_{Max}}$ 、非饱和层向饱和层水分输送单位水深所需的时间参数 t_d 以及冠层的最大截流量 Q_{SD} 。考虑到降水透过土壤大孔隙和土壤裂隙的补给作用,在程序中到达土壤表面的降水以一固定的比例 P_{Max} 补给根系层下的非饱和层蓄水量 Q_{SUZ} ,而非饱和层中的蓄水量则以通量 q_v 补给饱和层。根据梭磨河流域不同时期土地覆盖情况,对每个网格确定不同的土地植被类型,给以不同植被冠层对降水不同的最大截流量,并统计出流域内加权平均的冠层最大截流量 Q_{SD} ,据此,由降水 p 确定出流域有效降水 p_1 。选择 1980—1984 年连续无降水时期的流量实测值随时间的变化曲线确定 Q_0 和 m 。对于梭磨河流域雨季(5—9 月) Q_0 和 m 分别为 3.5 mm/d 和 39 mm,10—4 月分别为 2.0 mm/d 和 60 mm。流域加权平均的冠层最大截流量 Q_{SD} 为 2 mm。模型对参数 $Q_{SRZ_{Max}}$ 不敏感,其值的变化对模拟结果影响很小,经调试取值 40 mm。 t_d 小于 0.025 d/mm 后,对模拟结果影响很小,该参数取值 0.015 d/mm。 P_{Max} 经调试取值 0.80(Sun, et al, 2004)。汇流根据产流区距流域出口的水流路径长度,确定出流域面积-距离分配曲线,假定流域中流速分布均匀,根据流速与流量的经验公式转换成面积-时间曲线,采用等流时面积-时间曲线进行汇流计算。

逐日降水资料取自马尔康县气象站(资料年代 1954—1999 年)及红原县气象站(资料年代 1961—1999 年),然后按红原县与马尔康县占流域面积的百分比对两站的逐日降水取面积加权平均以代表流域平均逐日降水(其中 1960 年红原站资料缺失,只取马尔康站资料)。根据梭磨河流域 100 m×100 m 分辨率的 DEM 及 CIT 取值 0.5 km² 计算的流域地形指数分布,用以上参数和 TOPT9502.for 一共模拟了 1960—1999 年流域 40 年逐日流量,将模拟结果与 40 年流域出口断面实测逐日流量进行了比较,采用确定性系数检验了模型的模拟效果(Sun, et al, 2004)。

$$E = 1 - \frac{\sigma_e^2}{\sigma_o^2} \quad (5)$$

式中, E 为确定性系数, σ_o^2 、 σ_e^2 分别为实测值的方差和模拟值与实测值之差的方差。

3 网格大小和 CIT 取值的影响研究

3.1 网格大小和 CIT 取值对地形指数 $\ln(a/\tan\beta)$ 的空间分布的影响

如前所述,所使用的 DEM 的分辨率和不同的 CIT 将影响地形指数及其分布函数的计算结果。Wolock 等(1994)的研究指出:过低的 DTM 分辨率会使衡量模拟结果的确定性系数减小。但大范围高分辨率的 DEM 并不易获得,对于大尺度水文过程研究而言目前一般使用较低分辨率的 DEM(例如 1 km²)。因此,有必要详细了解不同 CIT 和 DTM 的分辨率对水量平衡各分量模拟结果的影响,并界定一个能保证模拟精度、可接受的 DEM 分辨率范围。

图 1a 给出不同网格大小和不同 CIT 时地形指数的分布,每个图中间上方数据(100, 200…)表示网格尺度的大小(单位:m),而图中右上方 C_1, C_3 等在不同网格尺度中的值已由表 1 中给出,图 1b 给出了 CIT 基本相同时不同网格大小的地形指数分布,图 1c 给出了网格大小 100 m 时但不同 CIT 的地形指数累积曲线。由图 1 可知:(1)对于相同网格大小, CIT 值越小,地形指数的分布越集中,峰值越高。随着 CIT 值的增加,峰值和集中程度下降,分布函数向地形指数增大的方向偏移,地形指数的平均值和最大值均有增加,但在 CIT 大于各自的 C_3 后,其值的进一步增加对分布函数的影响就很小了;(2)在 CIT 基本相同时,随着网格尺度的增加,地形指数分布函数向地形指数增大的方向偏移,流域地形指数的最小值、平均值和最大值均增加。随着 DEM 分辨率的减小(网格尺度增加),高度的变化被平滑,使计算的坡度 β 小于高分辨率的。同时,网格的面积增加会使上坡方向汇流面积 a 增加。因此用较低分辨率的 DEM 计算的地形指数最大值、最小值和平均值有所增加,同时造成分布函数向地形指数增加的方向偏移。CIT 的增加使形成河道的临界值增加,也就是使坡面的上限值增加,结果造成分布函数向地形指数增大的方向偏移,同时地形指数的平均值和最大值均有所增加。对于较低分辨率,由于网格尺度大, CIT 取值应有所增加。表 1 中对于各种分辨率, CIT 取值从最小值 C_1 (一个网格的面积,也就是最大坡面不超过一个网格的面积,汇流面积大于一个网格面积的网格就作为河道网格不参与地

形指数的统计)变化到各自的 CIT5,给出了很宽的范围以分析不同的 CIT 对地形指数分布函数计算结果和对水文模拟结果的影响。为比较相同的 CIT 而网格大小不同的地形指数分布函数的差异,对于

不同的网格大小有意识地选择一个基本相等的 CIT, 100 m 的 $C_5 = 5.0 \text{ km}^2$, 200 m 的 $C_4 = 5.0 \text{ km}^2$, 400 m 的 $C_4 = 5.12 \text{ km}^2$ 以及 800 m 的 $C_3 = 5.12 \text{ km}^2$ (表 1)。

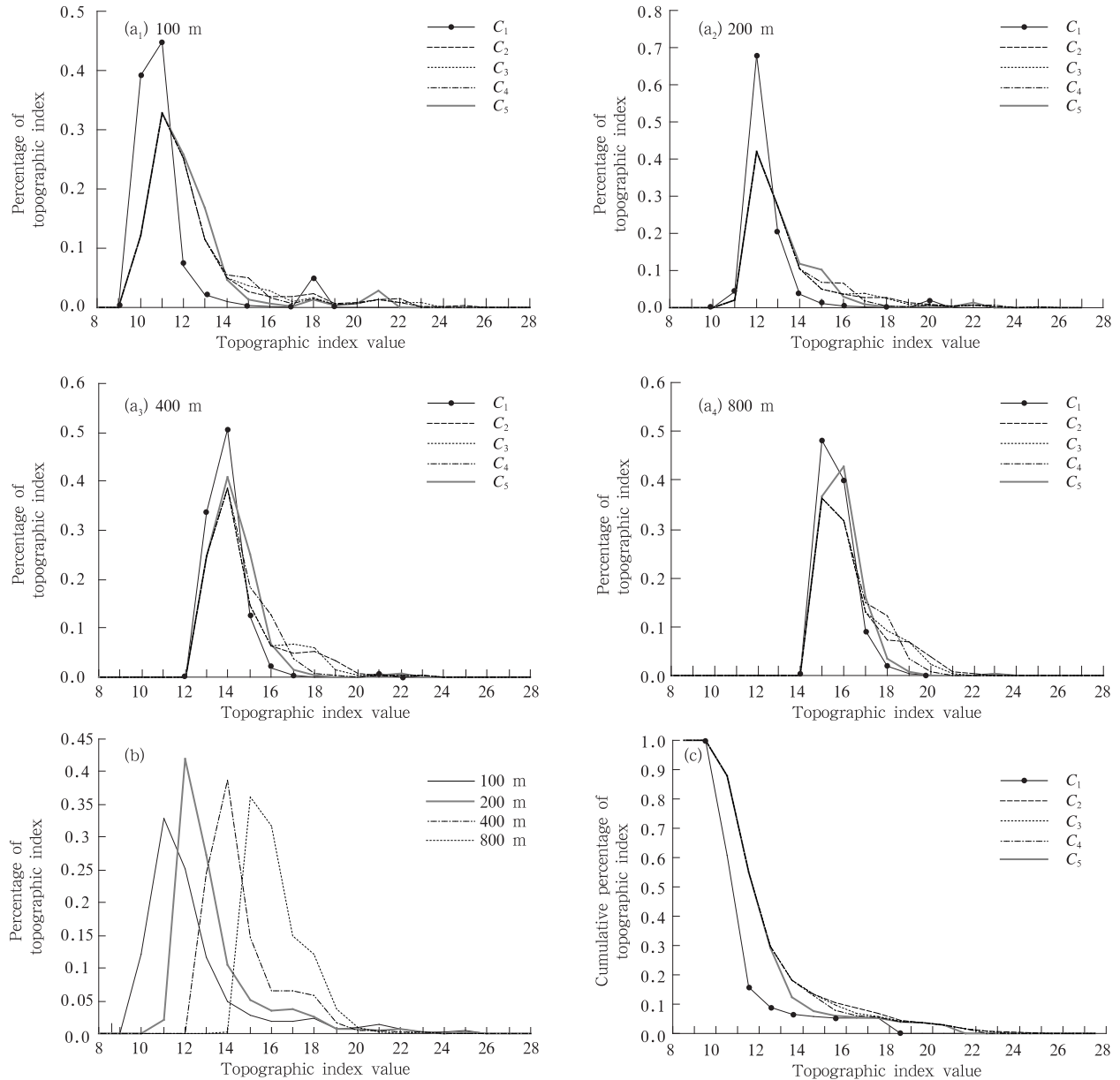


图 1 不同网格大小和 CIT 地形指数的分布

(a₁—a₄, 不同网格大小下、不同 CIT 时地形指数的分布, b. CIT 基本相同时、不同网格大小的地形指数分布, c. 网格大小 100 m 时、不同 CIT 的地形指数累积分布)

Fig. 1 Distribution functions and cumulative distribution functions of topographic index for different grid sizes and channel initiation thresholds (a₁—a₄. Distribution functions of topographic index values for the different channel initiation thresholds under a certain grid size of 100, 200, 400 and 800 m, respectively; b. distribution functions of topographic index for the different grid sizes under almost the same channel initiation threshold; and c. cumulative distributions of topographic index for the different channel initiation thresholds with the grid size of 100 m)

表1 不同网格大小与CIT的组合下流域平均地形指数的统计性质
Table 1 Statistics of the mean topographic index of catchment for the different grid sizes and channel initiation thresholds

空间分辨率(m)	CIT(km ²)	平均地形指数	变化范围
100	C ₁ = 0.01	11.1	8—20
100	C ₂ = 0.1	12.2	8—22
100	C ₃ = 0.5	12.4	8—23
100	C ₄ = 1.0	12.4	8—23
100	C ₅ = 5.0	12.5	8—25
200	C ₁ = 0.04	12.5	11—21
200	C ₂ = 0.48	13.2	11—22
200	C ₃ = 1.0	13.3	11—23
200	C ₄ = 5.0	13.4	11—25
200	C ₅ = 10.0	13.4	11—25
400	C ₁ = 0.16	13.9	13—22
400	C ₂ = 0.48	14.3	13—23
400	C ₃ = 0.96	14.4	13—24
400	C ₄ = 5.12	14.7	13—25
400	C ₅ = 10.24	14.7	13—25
800	C ₁ = 0.64	15.7	14—23
800	C ₂ = 1.28	15.9	14—23
800	C ₃ = 5.12	15.9	14—25
800	C ₄ = 10.24	16.2	14—25
800	C ₅ = 19.84	16.3	14—25

不同网格大小和不同的CIT选定计算的地形指数分布函数不同,这必然影响到水文模拟结果。以下将就它们对逐日径流深、多年平均各月总径流深、多年平均年径流深和多年平均年蒸散发量模拟结果的影响进行逐一分析。

3.2.1 对逐日各种径流深模拟结果的影响

保持其他模型参数不变,分别用不同空间分辨率和CIT计算的流域地形指数分布模拟40年的逐日流量。1992年是40年中降水较大的一年,因此以它为例,作为对逐日径流深各分量模拟结果的影响分析。

图2是1992年网格大小分别为100、200、400和800m和不同CIT时模拟的和实测的逐日总径流深。从图可以发现:在相同的网格大小下,小CIT下的日径流洪峰流量模拟值增加,而且这种增加的幅度对大网格情形更明显,但当CIT值大于各自的C₃后,不同的网格大小,不同CIT值之间的逐日流量模拟结果差异变得很小。所以,当CIT大于一定的值后,模型结果的差别减少。

1992年CIT为C₁时,网格大小为200、400和800m时模拟的年均日地表径流深R_{S₂₀₀}、R_{S₄₀₀}和

R_{S₈₀₀}与网格大小为100m时的年均日地表径流深R_{S₁₀₀}的比例系数分别为1.20、1.23、1.30;CIT为C₃时,此比例系数分别为1.01、1.06、1.05。说明只有同时是小的CIT和小网格的模拟结果才和其他情形有一定的差别,这是因为对于小网格及小CIT时,地形指数分布与其他情形差别大。当CIT大于C₃后,网格大于200m后,不同网格间的彼此相对差别都会小于5%。

对于年均日地表以下径流深,在相同网格下,小CIT时的地表以下径流稍大于较大CIT时的地表以下径流,如1992年网格大小为100m,C₁的地表以下径流是C₃和C₅时的地表以下径流1.10倍,而C₃和C₅时地表以下径之比为1.01,二者的地表以下径流结果差别大大减小。在相同CIT下,对于不同的网格大小,地表以下径流随网格增大而变小,但相对差别不大于6%,1992年C₁时,网格大小为200、400和800m的平均日地表以下径流深R_{D₂₀₀},R_{D₄₀₀}和R_{D₈₀₀}与网格大小为100m时的平均日地表以下径流深R_{D₁₀₀}的比例系数分别为0.997、0.960、0.936,就说明这一点。

对于年均日总径流深R,相同CIT下,不同网格尺度间总径流深彼此间相对差别都不大于5%,而且随着CIT的增加,不同网格尺度之间的年均日总径流深差异更小。表2给出1992年不同的CIT下,网格大小为200、400和800m时的平均日总径流深R₂₀₀,R₄₀₀和R₈₀₀与网格大小为100m时的平均日总径流深R₁₀₀的比例系数。而相同网格下,随CIT的增加,日均总径流量变小,当CIT>C₃,彼此间的日均总径流量差变小。不同网格尺度、不同CIT间日均总径流量最大相对差别在10%左右。

表2 不同CIT下1992年平均日总径流深R₂₀₀、R₄₀₀和R₈₀₀与R₁₀₀的比例系数

Table 2 Ratios of the mean daily total runoff depths of R₂₀₀、R₄₀₀ and R₈₀₀ to that of R₁₀₀ for the different CIT in 1992

网格大小(m)	200	400	800
C ₁	1.04	1.05	1.04
C ₃	1.01	1.03	1.03
C ₅	1.00	1.02	1.02

3.2.2 对多年平均各月总径流深的影响

表3是网格大小分别为100、200、400和800m,CIT取值C₁和C₅时40年平均各月总径流

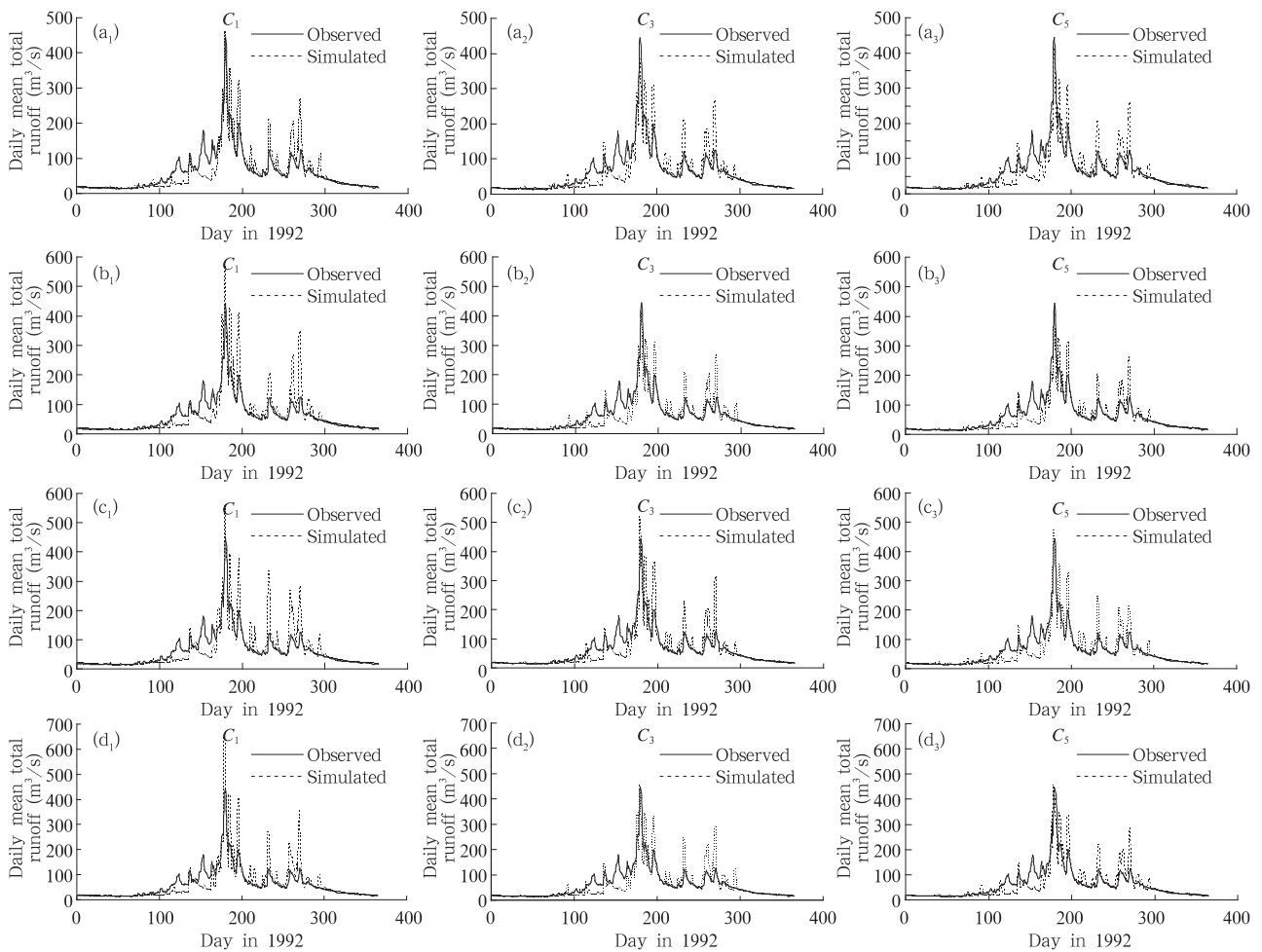


图2 1992年实测与模拟的逐日总径流深

(a、b、c、d是空间分辨率分别为100、200、400和800 m时,取不同的CIT值1992年实测与模拟的逐日总径流深)

Fig.2 Observed and simulated daily total runoff depths in 1992 with the different CIT values taken

(a - d. are for the different spatial resolutions of 100, 200, 400 and 800 m, respectively)

表3 不同网格大小不同CIT时40年平均各月总径流深

Table 3 40-year averaged monthly total runoff depths for the different spatial resolutions and CIT values

网格大小(m)	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	
C ₁	100	16.6	12.6	13.3	15.8	32.4	74.6	97.5	68.5	96.0	58.4	32.3	22.3
	200	16.8	12.7	13.4	15.9	33.4	78.8	100.6	69.8	98.9	58.2	32.4	22.5
	400	16.7	12.6	13.4	16.1	34.1	82.4	102.8	71.4	102.2	61.1	32.2	22.3
	800	16.8	12.7	13.5	16.1	34.3	82.6	101.8	72.1	100.8	59.5	32.2	22.4
C ₃	100	16.3	12.3	13.1	15.8	32.2	72.2	91.0	66.0	90.7	54.4	30.6	21.5
	200	16.2	12.4	13.1	15.9	32.5	73.1	91.4	66.1	91.4	54.8	30.4	21.4
	400	16.4	12.5	13.3	16.2	34.2	77.9	94.7	67.5	94.3	56.1	30.5	21.5
	800	16.1	12.5	13.3	16.2	33.9	77.2	93.9	67.1	94.4	56.3	30.0	21.2
C ₅	100	16.3	12.3	13.1	15.8	31.9	71.6	90.7	66.1	89.8	54.3	30.9	21.7
	200	16.3	12.4	13.1	15.8	32.1	71.7	90.8	65.9	90.1	54.3	30.8	21.6
	400	16.1	12.2	13.1	15.8	32.1	71.7	90.4	66.1	90.2	54.6	30.4	21.5
	800	16.2	12.3	13.1	15.9	32.7	73.9	92.1	66.3	92.2	55.2	30.3	21.3

深。可以看出,在非雨季时,不同网格和 CIT 值下的总径流深模拟结果的相对差别很小。对于雨季(5—10月),差别有所增大,主要是小 CIT 与大 CIT 的模拟值间的差别较大,不同网格、不同 CIT 值之间最大的相对误差仅在 10%左右,但随着 CIT 的增加,这种差别变得较小。

3.2.3 对多年平均年径流深的影响

表 4 是 CIT 取值 C_1 、 C_3 和 C_5 时,不同网格大小的多年平均年总径流深。多年平均总径流深变化规律与月总径流深变化规律类同。即对于相同的网格大小,总径流深随 CIT 的增加而减小。在 CIT 值基本相同时,多年平均年总径流深随着网格大小的增加而增加,但随着 CIT 取值的增加,不同网格大小模拟的年径流深差异很小,网格大小的影响明显减小。不同网格、不同 CIT 值之间年总径流深的最大相对误差小于 10%((567.3 - 514.1)/567.3)。

表 4 不同网格大小、不同 CIT 时 40 年平均
实测与模拟的总径流深

Table 4 Observed 40-year averaged annual total runoff depths and simulated ones for the spatial resolutions of 100, 200, 400 and 800 m under the different CIT values

网格大小(m)	100	200	400	800
R_{C_1} (mm)	540.3	553.4	567.3	564.8
R_{C_3} (mm)	516.1	518.7	535.1	532.1
R_{C_5} (mm)	514.5	514.9	514.1	521.5
实测(mm)	610.8	610.8	610.8	610.8

从 CIT 分别为 C_1 、 C_3 和 C_5 时,不同网格大小的多年平均年地表径流深(表 5)可以看出:对于相同的网格大小,地表径流在小 CIT 时,随着 CIT 的变化有较大(10%左右)的变化,但随着 CIT 的进一步增加,地表径流变化在 5%左右。在相同的 CIT 下,大的网格模拟的地表径流大于小网格模拟的地表径流。不同网格尺度、不同 CIT 之间,模拟的地表径流最大相对差在小 CIT 时最大,可达

表 5 不同网格尺度、不同 CIT 之间,
模拟的 40 年平均年地表径流深

Table 5 Simulated 40-year averaged annual surface runoff depths for the spatial resolutions of 100,200, 400 and 800 m under the different CIT values

网格大小(m)	100	200	400	800
$R_{S_{C_1}}$ (mm)	87.6	91.5	112.5	109.4
$R_{S_{C_3}}$ (mm)	100.1	102.4	111.1	114.8
$R_{S_{C_5}}$ (mm)	95.2	95.4	103.1	108.5

20%((111.1 - 87.6)/111.1),但当网格尺度大于 400 m,或当 CIT 大于 C_3 ,彼此间相对差就小于 5%。

由 CIT 分别为 C_1 、 C_3 和 C_5 时,不同网格大小的多年平均年地表以下径流深 Q_b (表 6)可以看出:网格大小对地表以下径流差异影响很小,但 CIT 大小对地表以下径流有不同的影响,从小 C_1 到 C_3 ,地表以下径流明显减小,最大可达 10%,但当 CIT 大过 C_3 后,CIT 值大小对地表以下径流的影响明显减小。

表 6 不同网格大小和 CIT 模拟的 40 年平均
年地表以下径流深

Table 6 Simulated 40-years averaged annual subsurface runoff depths for the spatial resolutions of 100,200, 400 and 800 m under the different CIT values

网格大小(m)	100	200	400	800
$Q_{b_{C_1}}$ (mm)	452.6	461.4	454.8	455.4
$Q_{b_{C_3}}$ (mm)	416.3	416.5	423.9	417.2
$Q_{b_{C_5}}$ (mm)	419.0	419.5	411.8	412.9

3.2.4 对多年平均年蒸散发的影响

表 7 是不同网格大小和 CIT 值时多年平均年蒸散发(不包括冠层截流蒸发)。由表 9 看出:网格大小对多年平均年蒸散发影响小,在相同 CIT 下,不同网格大小下的多年平均年蒸散发之间最大相对差别小于 5%。CIT 变化对多年平均年蒸散发有一定的影响,特别是由小 C_1 变大时,不同网格大小下的多年平均年蒸散发之间最大相对差别小于 8%,但当 CIT 大于 C_3 ,不同网格和不同 CIT 值之间的多年平均年蒸散发之间最大相对差别小于 5%。

表 7 不同网格尺度、不同 CIT 之间模拟的
40 年平均年蒸散发

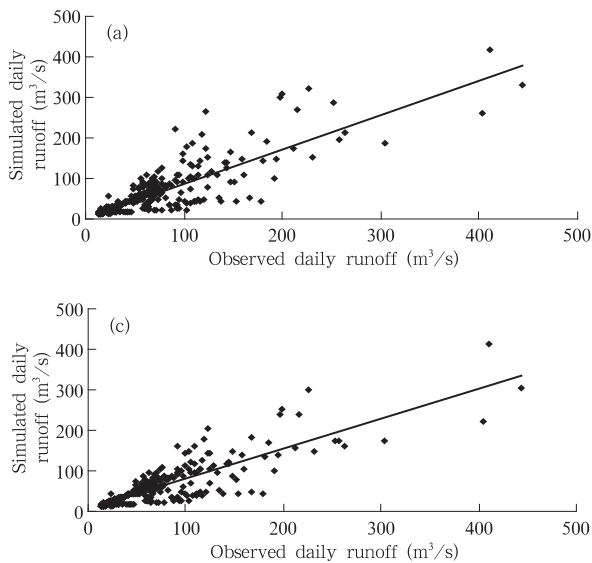
Table 7 Simulated 40-year averaged annual evapotranspiration depths for the spatial resolutions of 100,200, 400 and 800 m under the different CIT values

网格大小(m)	100	200	400	800
E_{C_1} (mm)	134.1	130.6	132.0	131.0
E_{C_3} (mm)	141.8	141.3	137.4	138.8
E_{C_5} (mm)	141.9	141.7	144.0	141.6

4 流域地形指数分布分区对模拟结果的影响

在模型进行具体计算运作时(例如运作本工作所用的 TOPT9502. for 模型),根据流域地形指数分布函数将流域按地形指数值的大小分成若干块,由

式(1)计算每块的土壤水分饱和亏缺量。为了能让TOPMODEL将来能用于陆面过程,当然希望分区的块数尽可能少,以减少对计算机资源的要求,但另一方面,又不能因此而降低模拟的精度。以网格大小为100 m, CIT为 0.5 km^2 计算的流域地形指数分布为例,将流域分区为3种不同的情况,(1) 16块不同的水分亏缺状态、(2) 3块:饱和区(土壤水分亏缺 $D_i \leq 0 \text{ mm}$)、较湿润区($0 < D_i \leq 30 \text{ mm}$)和较



干区($D_i > 30 \text{ mm}$)、(3) 2块:仅分饱和区与非饱和区的情况进行了敏感性试验模拟,研究不同流域分区对逐日总径流量、对多年平均月径流深、多年平均年径流深和多年平均蒸散发的影响。

4.1 流域分区计算对逐日流量的影响

图3a—3c是1992年流域分别分2、3和16块模拟的逐日总径流量与实测值的相关,相关系数均在0.85以上。

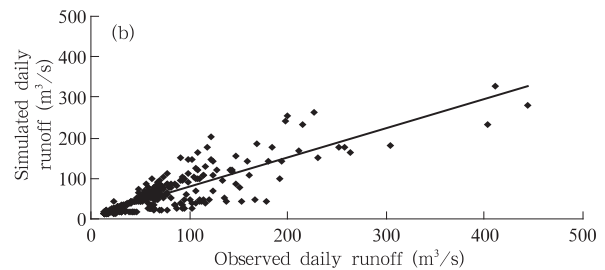


图3 1992年流域分别分2(a)、3(b)和16(c)块模拟的逐日总径流量与实测值的相关
Fig. 3 Correlations of the observed daily total runoff with the simulated runoffs in 1992 corresponding to the catchment being divided into 2 (a), 3 (b) and 16 (c) parts, respectively

此外,1992年分2和3块模拟的逐日总流量与分16块模拟的结果也具有很好的相关性,相关系数的平方分别为0.954和0.958。但在流量大的时候分2和3块的逐日总流量小于分16块的(图略)。分2块模拟的日地表以下径流(Q_{b2})和分3块的日地表以下径流(Q_{b3})与分16块模拟的日地表以下径流(Q_{b16})也有很好的相关性,相关系数的平方分别为0.962和0.988,但日地表以下径流都略大于分16块的,分3块的日地表以下径流更接近分16块的。1992年分2和3块的逐日蒸散发略小于分16块的,但彼此间相关性很好,相关系数的平方分别为0.988和0.991,分3块的模拟值与分16块的差异更小。

4.2 流域不同分块计算对多年平均月径流深的影响

表8是流域分2、3和16块时多年平均各月总径流深(R)、地表径流深(R_s)和地下径流深(Q_b)。对各月地表径流深,16块的大于分2和3块的,分3块的比分2块的接近16块的值;而各月地表以下

径流深,16块的小于分2和3块的,彼此之间相差小于10%,分3块的比分2块的接近16块的值;对各月总径流深,16块略大于2和3块,彼此之间相差小于5%;不同分块对多年平均各月蒸散发影响很小,分16块计算的月蒸散发略大于分2块和3块时的蒸散发,分3块的比分2块的接近16块的值。

4.3 流域不同分块计算对年径流和蒸发的影响

图4是分2、3和16块时历年地表径流深和地表以下径流深。分16块计算的地表径流深大于分2和3块的,但地表以下径流深小于分2和3块的,总的看来,对年地表径流深和地表以下径流深,分3块的比分2块的都要接近分16块的值。对总径流深,流域分块数目的增加使得地表径流占总径流比重增加而地表以下径流比重减少,减少分块数目则减小地表径流占总径流的比重而增加地表以下径流的比重,结果使得总径流深不同分块相差不大。分2、3和16块时多年平均年总蒸散发分别是256.2、258.9和271.9 mm,分块的多少对年蒸散发影响不大,16块

表 8 40 年平均各月总径流深、地表径流深、地表以下径流深和蒸散发(单位:mm)

Table 8 40-year averaged monthly total runoff depths, surface runoff depths, subsurface runoff depths and evapotranspiration (unit:mm)

月		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	年
R(mm)	实测	14.6	13.3	15.1	25.3	63.0	112.7	105.4	65.5	82.6	62.7	30.7	19.9	610.8
	2 块	16.7	12.8	13.5	15.7	32.3	71.2	88.0	63.8	85.0	52.2	32.4	22.7	506.3
	3 块	16.8	12.7	13.3	15.5	32.1	70.9	88.6	63.8	85.4	51.4	31.9	22.4	504.8
	16 块	16.3	12.3	13.1	15.8	32.2	72.2	91.0	66.0	90.7	54.4	30.6	21.5	516.1
R _s (mm)	2 块	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	7.1	13.4	2.8	14.0	6.6	0.0	0.0	43.9
	3 块	0.0	0.0	0.0	0.0	0.8	8.9	12.9	5.0	15.5	6.8	0.1	0.0	50.0
	16 块	0.0	0.0	0.3	1.7	6.7	20.0	21.6	11.7	26.0	11.8	0.3	0.0	100.1
Q _b (mm)	2 块	16.9	12.8	13.5	15.7	32.4	64.1	74.5	61.0	71.0	45.7	32.4	22.7	462.7
	3 块	16.8	12.7	13.3	15.5	31.3	62.1	75.7	58.8	69.9	44.6	31.8	22.4	454.9
	16 块	16.3	12.3	12.8	14.2	25.5	52.2	69.4	54.3	64.9	42.8	30.0	21.5	416.3
E _T (mm)	2 块	3.5	2.6	3.6	10.5	29.6	43.2	52.4	43.1	27.4	23.1	11.7	5.5	256.2
	3 块	3.5	2.7	3.6	10.5	29.9	43.7	52.4	43.7	27.8	23.5	12.0	5.6	258.9
	16 块	3.7	2.8	4.5	13.6	33.3	45.3	53.3	44.9	28.2	23.9	12.5	5.9	271.9

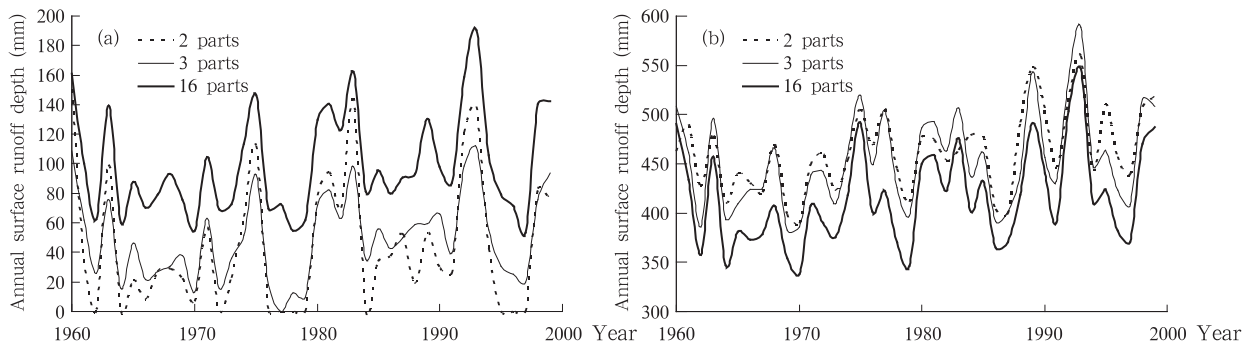


图 4 分 2、3 和 16 块时模拟的近来 40 年地表径流深和地下径流深
(a. 地表径流深, b. 地下径流深)

Fig. 4 Simulated annual surface and subsurface runoff depths corresponding to the catchment being divided into 2, 3 and 16 parts, respectively for the recent 40 years
(a. surface runoff depths and b. subsurface runoff depths)

多年平均年蒸散发量略大于分 2 和 3 块的,但相差仅约 10 mm,分 3 块比分 2 块大 2.7 mm,非常接近。

5 不同坡度对模拟结果的影响

5.1 不同坡度对逐日径流深和蒸散发的影响

流域的地表坡度($\tan\beta$)的大小变化会影响地形指数 $\ln(a/\tan\beta)$ 的空间分布,当然也会影响模型模拟的结果。流域被离散成网格,所以,空间每一点的地表坡度是取其所在的、尺度固定网格内的平均坡度。当网格尺度不同时,同一个空间点地表坡度可能会取的不同,所以,3.2 节研究不同的网格尺度影响时,实际上隐含了同一个空间点取不同平均地

表坡度($\tan\beta$)的影响。对于现有的大尺度的陆面过程,包含细致的、每一点真实的地表坡度($\tan\beta$)信息既不实际,也不太可能,所以能否用更大尺度的平均坡度来代表较大范围空间的坡度值,这是本节所要探讨的,为以后模型的设计提供依据。

本节仅作了初步的敏感性研究,即将流域作为无坡度的平地、作为一个以流域整体平均坡度为坡度的坡面(平均坡度)和取网格大小 100 m 情况下真实的平均坡度(流域按地形指数大小分 16 块,以后称真实坡度)3 种情况进行模拟。比较这 3 种不同坡度情况下的模拟结果,以分析对流域地形进行简化对水文要素的影响。图 5 是无坡度和平均坡度

情况下 1992 年计算的逐日总径流深与观测值的比较。无坡度、平均坡度和真实坡度下 1992 年计算的逐日总径流深与实测值的相关系数分别为 0.62、0.80 和 0.86。无坡度计算的逐日径流深与实测值和真实坡度时的模拟值相差很大,平均坡度时计算

的逐日径流深与实测值及真实坡度时的模拟值较为接近,只是在大的日降水量时,日径流深有所偏大。当无坡度时,只有整个流域全饱和时才会产生地表径流,否则总径流只有地表以下径流而无地表径流,因此造成无坡度逐日径流深与实测值相差很大。

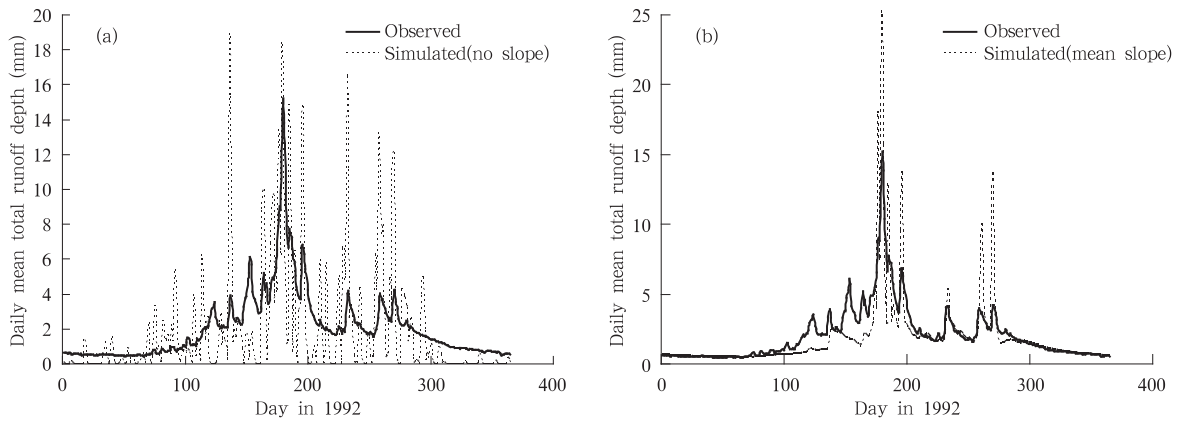


图 5 1992 年实测的与模拟的逐日总径流深比较
(a. 不考虑地形坡度;b. 考虑全流域为只有一个平均坡度)

Fig. 5 Comparison between the observed and simulated daily total runoff depths (unit:mm) in 1992
(a. consider whole catchment as a plain with no slope, b. consider whole catchment as a plain with one mean slope)

无坡度、平均坡度与真实坡度时模拟的 1992 年逐日蒸散发的相关程度较高,相关系数平方分别为 0.989 和 0.988。无坡度逐日蒸散发比真实坡度的略偏小,平均坡度与真实坡度时模拟的逐日蒸散发很接近。

5.2 不同坡度对多年平均月径流深的影响

表 9 是无坡度、平均坡度与真实坡度时模拟的多年平均月总径流深。可以看出,无坡度模拟的逐月总径流深与实测的和真实坡度的月径流深相差很大,平均坡度模拟的月径流深与实测值及真实坡度

表 9 无坡度、平均坡度与真实坡度时 40 年平均月总径流深(单位:mm)

Table 9 Simulated and observed monthly total runoff depths (unit:mm) averaged over the 40 years for the cases taking into account no slope, mean slope or real slope

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
实测	14.6	13.3	15.1	25.3	63.0	112.7	105.4	65.5	82.6	62.7	30.7	19.9
真实坡度	16.3	12.3	13.1	15.8	32.2	72.2	91.0	66.0	90.7	54.4	30.6	21.5
无坡度	3.2	5.5	17.1	32.2	65.6	93.4	80.4	64.6	90.7	48.6	7.1	2.5
平均坡度	16.1	12.3	13.4	16.7	36.4	86.1	100.8	70.9	102.9	60.3	29.6	21.2

时的模拟值较为接近。

表 10 给出无坡度、平均坡度与真实坡度时模拟的多年平均月地表径流深(R_s)、地表以下径流深(Q_b)和蒸发值(E_T)。无坡度时无地表径流,与真实坡度和平均坡度时地表径流相差都很大,真实坡度的地表径流比平均坡度时的地表径流小,两者之间

有一定的相差,最大相对差为 25%—30%。对于地表以下径流,无坡度时与真实坡度和平均坡度的值差别很大,但真实坡度与平均坡度时差异较小。对于蒸散,真实坡度时多年平均月蒸散发与平均坡度蒸散发相接近,且略大于平均坡度的值,无坡度多年平均月蒸散发偏小。

表 10 无坡度、平均坡度与真实坡度时 40 年平均月地表径流深、地表以下径流深和蒸散发
Table 10 Monthly surface/subsurface runoff depths and evaporation averaged over the 40 years for the cases taking into account no-slope, mean-slope or real-slope

月份	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
R_s (mm)	无坡度	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
	平均坡度	0.0	0.0	0.4	1.4	5.7	28.1	33.4	15.8	39.7	19.8	0.6
	真实坡度	0.0	0.0	0.3	1.7	6.7	20.0	21.6	11.7	26.0	11.8	0.3
Q_b (mm)	无坡度	3.2	5.5	17.1	32.2	65.6	93.4	80.4	64.6	90.7	48.6	7.1
	平均坡度	16.1	12.3	13.0	15.3	30.7	58.0	67.4	55.1	63.3	40.5	29.0
	真实坡度	16.3	12.3	12.8	14.2	25.5	52.2	69.4	54.3	64.9	42.8	30.0
E_T (mm)	无坡度	3.4	2.6	3.6	10.5	29.6	42.7	51.3	42.5	27.0	22.6	11.5
	平均坡度	3.9	2.9	3.8	10.6	29.9	44.5	53.8	44.5	28.1	24.5	13.1
	真实坡度	3.7	2.8	4.5	13.6	33.3	45.3	53.3	44.9	28.2	23.9	12.5

5.3 不同坡度对历年年径流深和年蒸散发量的影响

图 6 是无坡度、平均坡度与真实坡度时模拟的历年年地表径流深和地表以下径流深。对于年地表

径流深,平均坡度的值少于真实坡度的值,但比较接近,而无坡度时根本不形成地表径流,差别很大。对于年地表以下径流,真实坡度的值和平均坡度的值非常接近,无坡度时的值明显偏大。

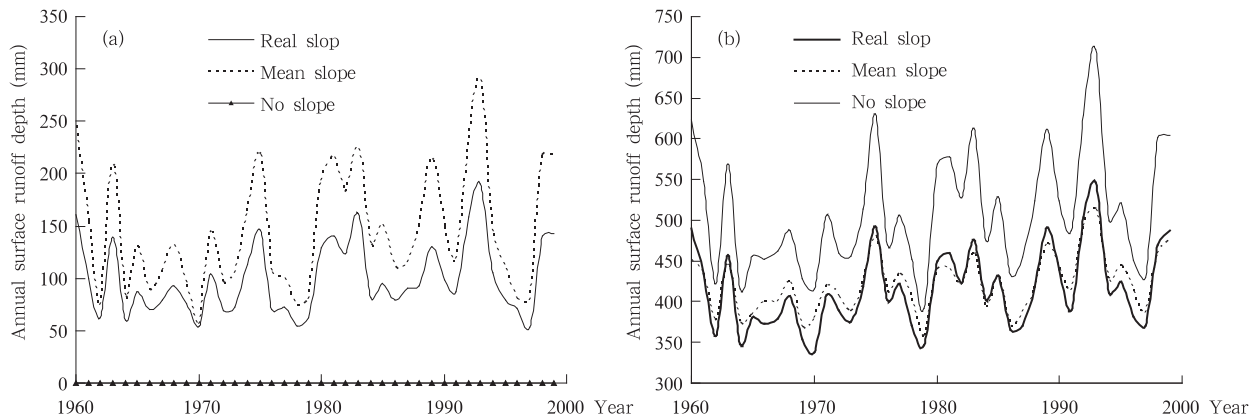


图 6 无坡度、平均坡度与真实坡度时近 40 年年地表径流深和地下径流深
(a. 年地表径流深; b. 年地下径流深)

Fig. 6 Annual surface and subsurface runoff depths for the cases taking no slope, mean slope or real slope into account for the recent 40 years
(a. Surface runoff depths and b. Subsurface runoff depths)

表 11 给出多年平均的年总径流深、地表径流深、地表以下径流深和蒸散发模拟结果。无坡度的多年平均地表径流深与平均坡度时和真实坡度的多年平均地表径流深相差悬殊,而平均坡度和真实坡度的多年平均地表径流深只有一定的相差。无坡度的多年平均地表以下径流深与平均坡度时和真实坡度的年地表以下径流深相差也很大,而平均坡度和真实坡度的多年平均地表以下径流深很接近。对于总径流深,无坡度的多年平均总径流深与平均坡度和真实坡度多年平均总径流深之间相对差都不大于 10%,虽然无坡度的多年平均总径流深比平均坡度

表 11 40 年平均的观测与模拟的年总径流深,地表径流深、地下径流深和年蒸散发 (mm/a)

Table 11 40-years averaged simulated annual total, surface and subsurface runoff depths and annual evapotranspiration with the observed as comparison (unit: mm/a)

	真实坡度	无坡度	平均坡度
年总径流深	516.4	510.8	566.7
年地表径流深	100.1	0.0	144.9
年地表以下径流深	416.3	510.8	421.8
年蒸散	271.6	252.6	265.4
降水	763.6	763.6	763.6
观测的年总径流深	610.8	610.8	610.8

的与真实坡度的多年平均总径流深更接近,可能这属偶然,并不表示无坡度的结果变好,因为无坡度总径流完全由地表以下径流组成,同时平均坡度的多年平均总径流深更接近观测值。多年平均蒸散发真实坡度下最大,比平均坡度时略大几个毫米,两者相对差别为 3%。无坡度多年平均蒸散发最小,比真实坡度的值小近 20 mm,两者相对差别为 10%。

6 总结和讨论

本项研究通过在不同 CIT、网格大小、不同的流域分块和坡度情况下根据地形指数模型进行大量的模拟计算基础上,对以上 4 个因子对模拟结果的影响进行了分析,得到以下结论:

(1) 当使用低分辨率的 DEM(1 km)时,太小的 CIT 会与高分辨率的 DEM(0.1 km)的模拟值产生较大差别,当 CIT 大于一定值,模型结果的差别就会明显减少。所以,使用低分辨率的 DEM 计算地形指数,需取较大的 CIT 值,从本案例来讲 5 km² 是可行的。

(2) 流域按水分亏缺程度分块多少,影响水量平衡各要素的计算结果,分 2 和 3 块模拟的各水量平衡要素值与分 16 块模拟的结果相差不大,但分 3 块更接近分 16 块的。所以区分饱和区、较湿润区和较干区 3 块或仅区分饱和区与非饱和区也许是一种可行的选择。

(3) 不同坡度取法影响水量平衡各要素的计算结果,很明显,没有坡度影响的取法(这与当前 LSM 模型做法类似)会扭曲水量平衡各要素的计算,用一个平均坡度替代实际坡度的办法就比较接近了实际坡度的结果,平均坡度的各分量结果比无坡度的更接近真实坡度的结果,所以,LSM 模型中一维均匀的网格做法应该改进,但太细致的坡度取法也许没必要。

这些结论对设计简化的 TOPMODEL,减少对信息资源要求和节省计算机时是有用的。但这些结论仅是得自对一个流域 40 年的模拟结果,所以它的合理性还需有更多的流域数据来验证、补充、修正和完善。随着今后不同地区和流域此类研究工作的增加,应能获得有关问题的一般性结论。

参考文献

Abbott M B, Bathurst J C, Cunge J A. 1986. An introduction to the European Hydrological System-System Hydrologique Euro-

- pean (SHE). *J Hydrol*, 87:45-59
- Becker A. 1992. Criteria for a hydrological sound structuring of large scale land surface process models//O'Kane J P. *Advances in Theoretical Hydrology*. Elsevier Amsterdam,97-111
- Beven K J, Kirkby M J. 1979. A physical based variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sci Bull*,24(1):43-69
- Beven K J. 1989. Changing ideas in hydrology-the case of physically-based models. *J Hydrol*,105:157-172
- Beven K J. 2000. *Rainfall-runoff Modelling*. New York: John Wiley & Sons, LTD.
- Dickinson R E, et al. 1986. Biosphere-atmosphere transfer scheme(BATS) for the NCAR community climate model. Tech, Note NCAR/TN-275+STR, Natl, Cent. for. Atmos. Res, Boulder, Colo
- Franchini M, Pacciani M. 1991. Comparative analysis of several conceptual rainfall runoff models. *J Hydrol*, 122:161-219
- Franchini M, Wendling J, Oblad C, et al. 1996. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL. *J Hydrol*, 175:293-338
- Kirkby M J. 1993. Network hydrology and geomorphology//Beven K, Kirkby M J. *Channel Network Hydrology*. Wiley, Chichester, 1-12
- Koster R D, Milly P C D. 1997. The interplay between transpiration and runoff formulation in land surface schemes used with atmospheric models. *J Clim*,10:1578-1591
- Niu G Y, Yang ZL. 2005. A simple TOPMODEL-based runoff parameterization (SIMTOP) for use in global climate models. *J Geophys Res*, 110: D21106, doi:10.1029/2005/D006111, 1-15
- Quinn P F, Beven K J, Lamp R. 1995. The $\ln(a/\tan\beta)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework. *Hydrological Process*, 9:161-182
- Randal D Koster, Max J Suarez, Agnes Ducharme, et al. 2000. A catchment-based approach to modeling land surface processes in a general circulation model, I. Model structure. *J Geophys Res*,105(D20):809-822
- Saulnier G, Beven K, Oblad C. 1997. Including spatially variable effective soil depths in TOPMODEL. *J Hydrol*, 202:158-1721
- Sellers R J, et al. 1986. A simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. *J Atmos Sci*,43(6):505-531
- Schultz G A. 1993. Hydrological modeling based on remote sensing information. *Adv Space Res*, 13: 149-166
- Sivapalan M, Beven K J, Wood E F. 1987. On hydrologic similarity 2. A Scaled method of storm runoff Production. *Water Resources Res* 23:2266-2278
- Sun S F, Deng H P. 2004. A study of rainfall-runoff response in a catchment using TOPMODEL. *Adv Atmos Sci*, 21(1):87-95
- Wang J, Endreny T A, Hassen J M. 2005. A flexible modeling package for topographically based watershed hydrology. *J Hydrol*, 314:78-91
- Wolock D M, Price C V. 1994. Effects of digital elevation model and map scale and data resolution on a topography-based watershed model. *Water Res*, 30 (11):3041-3052