

TOPMODEL 模型拓展及改进

丁辉^{1,2}, 陈亚宁¹, 刘铁军³, 韩俊⁴

(1. 中国科学院新疆生态与地理研究所, 乌鲁木齐 830011; 2. 中国科学院研究生院, 北京 100039;
3. 新疆地矿局第一区域地质调查大队, 乌鲁木齐 830011; 4. 新疆水利水电科学研究院, 乌鲁木齐 830049)

摘要:在 TOPMODEL 模型原理及其特点的基础上, 结合塔里木河内陆河流域地区的水文特点, 考虑冰雪融水量对产汇流的影响, 构建 subTOPMODEL 子模块, 并与 TOPMODEL 模型松散耦合, 即通过改进模型把高纬度冰雪区从流域中区别开来, 在一定程度上反映地区流域的异质性, 推进该模型向分布式水文模拟的发展, 以完善 TOPMODEL 模型。把模型应用于清水河流域, 对原模型、改进模型、实测值的两两比较分析: 整体分析, 模拟结果走型匹配较好, 但由于在高强度降雨情况下, 超渗地面径流对洪峰贡献很大, 而 TOPMODEL 模型基于变源产流面积理论, 没有充分考虑超渗地面径流, 主洪峰的计算洪峰径流量明显小于实测洪峰流量; 改进模型的模拟效率系数 efficiency 为 0.738, 效率系数结果提高不是令人满意, 仅提高了 0.051, 但其春冬季节细微表现证实改进模型的有效性。此外, 采用的 DEM 数据及模拟时段步长分别为 300 m×300 m 和日, 有效的模拟结果也为今后进一步拓展 TOPMODEL 模型在塔里木河流域地区的应用提供了有益的研究经验。

关键词: TOPMODEL; 塔里木河流域清水河; 冰雪融水; DEM 分辨率

中图分类号: TP79; S273

文献标识码: A

文章编号: 1005-3409(2007)05-0183-06

Development and Improvement of TOPMODEL

DING Hui^{1,2}, CHEN Ya-ning¹, LIU Tie-jun³, HAN Jun⁴

(1. Xinjiang Institute of Ecology and Geography, Chinese Academy of Science, Urumqi 830011, China;

2. Graduate School, Chinese Academy of Science, Beijing 100039, China;

3. The First Region Team of Xinjiang Geology Investigation Bureau, Urumqi 830011, China;

4. Xinjiang Research Institute of Water Resources and Hydroelectric Science, Urumqi 830049, China)

Abstract: The TOPMODEL which is developed firstly by Beven and Kirkby in 1979 is a variable contributing area conceptual model in which the predominant factors determining the formation of runoff are represented by the topography of the basin and a negative exponential law linking the transmissivity of the soil with the distance to the saturated zone below the ground level. Although conceptual, this model is frequently described as a physically based model in the sense that its parameters can be measured directly in situation. In order to understand and prove the physically based quasi-distributed hydrological model, the authors constructed subtopmodel module to be coupled with topmodel taking the characteristics of topmodel and hydrology of Tarim River which is one of the inland rivers into account to separate ice-snow area from the whole catchment, which physically reflected heterogeneity of the catchment to some extent, developing topmodel further to distributed hydrological model. And it has therefore been applied to the Qingshui River experimental basin which belongs to the Chinese biggest inland Tarim River catchment. Through analyzing daily runoff between each other, the results of simulation was appreciate for the whole procession though the main flood peak of simulation was smaller than that of measurement because that the topmodel was based on that a large proportion of stream water is generated from saturated contributing areas(source areas) ignoring excess-infiltration which was actually happened when rained heavy. The result also proved that the subtopmodel was effective to topmodel though the efficiency of proved-simulation was only 0.051 higher than that of ori-simulation, which got the clue from simulative procession of spring and winter. Further more, it provided useful insights into the structure of the model and its feasibility to inland rivers in northwest of China based on 300 m×300 m DEM resolution and time interval of day, which provided good experience for applying Topmodel to Tarim River basin in the future hydrology studying.

Key words: Topmodel; Tarim River basin Qingshui River; Ice-snow-melt runoff; resolution of DEM

收稿日期: 2006-06-06

基金项目: 中国科学院知识创新工程重要方向项目(KZCX2-YW-127), 国家自然科学基金项目(40671014, 90502004)

作者简介: 丁辉(1977—), 男, 新疆石河子人, 硕士研究生, 主要从事水文水资源研究。

1 引言

TOPMODEL(Beven 和 Kirkby^[1]于 1979 年提出)是一种变源面积概念性水文模型,自提出以来,已在水文领域获得了广泛的应用^[2~8]。

TOPMODEL 被称为是一个以地形为基础的基于物理意义的半分布式流域水文模型,其物理意义在于其参数是在模拟流域地区测量的,它的半分布式在于它通过地形指数来对流域的异质性进行描述和利用,但同时它的参数又把整个流域看作同质性对待(即流域采用同样的参数)。该模型的主要特征是利用地貌指数 $\ln(a/\tan b)$ 来反映流域水文现象,特别是径流运动的分布规律。模型结构简单优选参数少、物理概念明确。前述 TOPMODEL 的特点使它在集总式和分布式流域水文模型之间起到了承上启下的作用^[9]。

在中国西北内陆河流域,概念性集总模型的应用较少,主要集中于山区产流、汇流过程的模拟;又由于寒区水文过程、冰川水文过程、冻土水文过程和干旱区水文过程具有自己独特的特点,同湿润地区、半干旱地区等平原区的水文过程不同,所以,常用的模型: tank 模型、新安江模型和 HBV 模型等在内陆河流域应用过程中都须经改进,以适应内陆河水文过程的特点。而 TOPMODEL 模型有结构简单,易于实现,模型所需资料较少等特点。其经过近 40 a 的发展,在世界各地得到了广泛的应用,在中国北部及西北部也有个别尝试,取得了一些研究成果,但在中国西北塔里木河内陆河流域的应用才刚起步,本文的目的在于:(1)尝试 TOPMODEL 在塔里木河流域地区时间及空间尺度的扩展应用;(2)根据塔里木河流域径流产生属于雨雪水特点,对 TOPMODEL 模型进行改进,耦合构建雨雪融水量计算模块,并把改进的模型应用于清水河流域。这一目的是把 TOPMODEL 模型向分布式推进,即雪水和雨水水量的异质性在模型中得到体现;(3)两两对比分析改进模型模拟结果,分析其有效性。

2 关于 TOPMODEL 理论

2.1 TOPMODEL 的产流机制

在所有的概念性模型中,要确认两部分,第一部分反映土壤的水量平衡,也就是径流产生;第二部分反映径流运动过程,即汇流过程。其中土壤的水量平衡(产流)代表了模型的特点,是模型的重要部分。第二部分汇流部分又可以分成两个阶段:坡面汇流和河道汇流。TOPMODEL 对地表和地下产汇流都进行考虑,其理论基础是变动产流面积概念。流域降水满足冠层截留和填洼等初损以后,下渗进入土壤包气带。随着降水的持续或者侧向补给(研究对象是栅格单元),包气带的含水量逐渐达到田间持水量,多余的水分有一部分以重力水的形式,通过大空隙直接进入饱和和地下水层,形成地下径流。而另一部分水在流域面积地下水抬升至地表成为饱和面流。地表产流只发生在这种饱和地表面积或者叫做源面积上,所有落在饱和源面积上的雨水都将形成直接径流,而且集中在地下水埋深较浅的地方。在整个降水过程中,源面积是不断变化的。流域源面积的位置受流域地形和土壤水力特性两个因素的影响。饱和面积的土壤水力传

导性差、坡面平缓,一般位于河道附近。随着下渗的持续,饱和面积向河道两边的坡面延伸。这种延伸同时受到来自山坡上部的非饱和壤中流的影响。所以,在一定意义上,变动产流面积可看作河道系统的延伸。

2.2 TOPMODEL 的尺度问题

尺度问题一直是水文研究的热点问题。天然流域无论从其本身的自然属性还是从研究角度都可以分成若干层次:可以分成整体流域、子流域、栅格等若干单元体系,构成一种多重的、套合的尺度结构,显然,这种尺度上的量变(规模)变化到一定程度后必然会发生质变,结果表现在不同尺度上起主导作用的变量是不同的,更全面的说,不同尺度有不同的变量,所以流域的降雨径流效应是多重尺度化效应的综合结果。径流的非线性程度随流域面积的增大而减弱的现象正是这种多重尺度化效应变化的体现。在 TOPMODEL 模型中(包括分布式水文模型),栅格 DEM 的精度大小,代表了水文响应单元大小的不同,将会对地形指数产生影响,进而对 TOPMODEL 的模拟产生影响,这已被许多研究所证实。就 TOPMODEL 模型而言,DEM 精度的变化一方面影响了栅格区域水文异质性的均一化程度,另一方面也影响了地面粗糙度从而影响地形坡度。这种尺度影响也可以从另外角度描述:即水文响应单元太大容易导致水文过程物理机制信息的丧失,水文响应单元太小则将会增加时空数据的数量,加大不必要的工作量^[10~13]。

2.3 模型基本假设和基本方程

首先, TOPMODEL 模型假设水力传导常数等具有物理意义的参数在整个流域是一致的,这一假设使模型能够避免客观土壤、植被等流域的分布式信息,而集中精力分析和利用地形指数这一核心概念。其次, TOPMODEL 主要是借助于地貌指数 $\ln(a/\tan b)$ 来描述和解释径流趋势和由于重力排水作用径流沿坡向的运动^[12]。

饱和和地下水水面距流域土壤表面深度的计算是 TOPMODEL 产流运算模块的重点,有以下 3 个假设:

第一个假设是该水层中的壤中流始终处于稳定状态,即任何地方的单位过水宽度的壤中流流量 q_i 等于上游来水量,即 $q_i = R \cdot a_i$ 。式中: R ——流域产流速率,假定在全流域均匀分布; q_i ——单宽积水面积。

第二个假设就是饱和和地下水的水力坡度 dH/dl 由地表局部坡度 $\tan b$ 来近似。根据达西定律,壤中流单宽流量 q_i 又可表示为 $q_i = T_i \cdot \tan b$ (3)。式中: T_i ——一点 i 处的土壤导水率。

第三个假设就是土壤导水率是缺水深度 Z_i 的负指数函数,即 $T_i = T_0 \cdot \exp(-Z_i/s_{\max})$ 。式中: T_0 ——饱和导水率; s_{\max} ——非饱和区最大蓄(缺)水深度。

由以上 3 个假设即可归结到地貌指数 $\ln(a/\tan b)$ 。

2.4 融雪径流模块基本方程

2.4.1 积雪覆盖面积分布

在高纬度地区或高山带,冰雪融水是河流的重要补给水源,降雪、积雪和雪冻融过程是流域水文的重要特性。因此,高寒区流域水文除了一般流域水文涉及的问题之外,还需要

特别考虑如下一些与温度和冰雪有关问题。

降雨与降雪的分辩是首要解决的问题。在山区,由于温度的垂直分带性,不同高程上的温度不同,一场降水在较低的地方可能以液态降水的形式出现,在较高的地方可能以固态降水的形式出现。同一场降水,可能在一个地方为降雨,而在另一个地方为降雪。

本文根据不同气温条件确定时段内的降雪量。

不同气温条件计算 t 时段降雪量 $P_m(t)$

$$P_m(t) = \begin{cases} 0 & T \geq T_a \\ \frac{T_b - T}{T_b - T_a} \times P(t) & T_a \leq T < T_b \\ P(t) & T < T_b \end{cases} \quad (1)$$

时段内积雪量为:

$$S(t) = S(t-1) + P_m(t) \quad (2)$$

式中: T_a, T_b ——降雪临界温度; $S(t-1)$ ——前期积雪量。

2.4.2 融雪水量

(1)融雪产流关键是融雪速率及融雪量的估计。当融雪条件满足时,积雪开始融化,这时重要的是要估计融雪强度或速率,以及在一定时段内的融雪量,以便确定流域水文的输入过程和对输入响应。融雪强度和融雪量取决于积雪的状态和融雪的热量平衡条件。此外,在高寒地区,冻土状态影响水分在土壤中的运动,对流域水文过程也有影响。

融雪量的计算可以有多种方法,这里根据资料情况,采用经验的度日法,其基本公式为:

$$\text{当 } t_i > t_0 \text{ 时, } p_i = ddf \cdot (t_i - t_0) \quad (3)$$

$$\text{当 } t_i \leq t_0 \text{ 时, } p_i = 0$$

式中: t_0 ——开始融雪的温度; ddf ——日融雪量,即每天每摄氏度正气温的融雪量。

(2)冰川融水产流处理类似于融雪产流,笔者在平均气温 t 与冰川年消融 a 的关系模式的基础上应用度日法。

$$a = 1.33(9.66 + t)^{2.85} \quad (4)$$

$$\text{当 } t_i > 0 \text{ 时, } p_a = ddf \cdot t_i \quad (5)$$

式中: ddf ——度日系数;

(3)蒸发是径流形成的削减因素,关键是在潜在蒸发能力的基础上转化为实际蒸发量:

$$e_i = e_0 - 0.15e_0d(H_i - H_0) \quad (6)$$

式中: e_0, H_0 ——监测站点的潜在蒸发能力和高程; e_i, H_i ——第 i 个栅格点的蒸发量和高程。

2.4.3 地形指数计算方程

地形指数是 TOPMODEL 模型运行所需要数据源的重要组成部分,为计算每个单元格的地形指数,首先要计算该单元格的产流面积,然后计算该单元格的坡度。模型假定在所有的方向上,水分传输几率相同,产流计算仅考虑向下游方向的径流^[14~15]。

$$\text{则有: } a = \frac{A}{nL}$$

式中: n ——可能流向的数目; L ——垂直于流向的有效廓线长度; A ——上源面积。

$$L = GS/[1 + (2)^{1/2}], GS \text{——DEM 分辨率。}$$

$$\tan b = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \tan b_i$$

式中: $\tan b_i$ ——当前单元格到第 i 个流向的最远端单元格连线的坡度。

因此,在每一个流向上的贡献面积 A 可如下计算:

$$\begin{aligned} \frac{a}{\tan b} &= \frac{A}{L \sum_{i=1}^n \tan b_i} \\ \ln \frac{a}{\tan b} &= \ln \frac{A}{L \sum_{i=1}^n \tan b_i} \\ \Delta A_i &= \frac{A \tan b_i}{\sum_{i=1}^n \tan b_i} \end{aligned}$$

2.5 模型结构

2.5.1 融雪子模块结构(图 1)

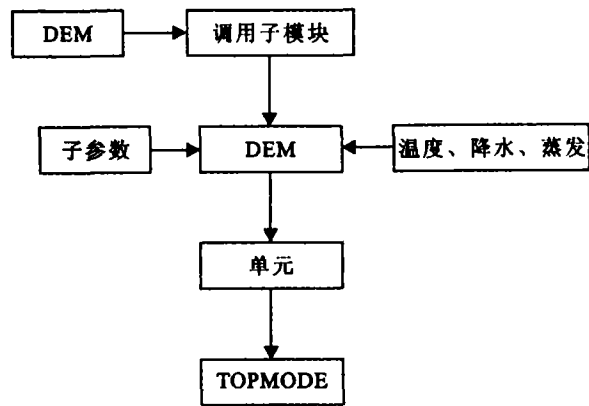


图 1 子模型结构简图

2.5.2 TOPMODEL 模型结构(图 2)

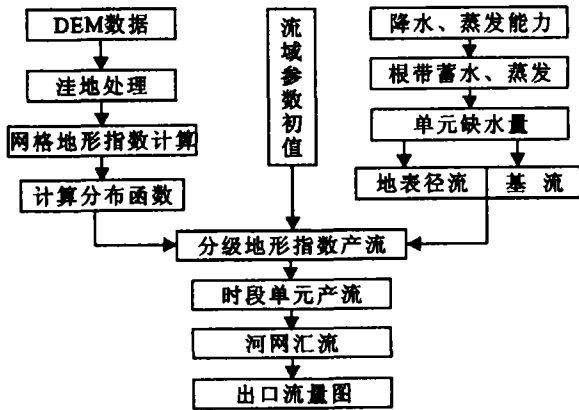


图 2 TOPMODEL 模型结构简图

3 地形指数计算

TOPMODEL 模型中重要的输入数据是流域地形指数的分布统计值和地形指数分布图。为得到地形指数分布统计数值和地形指数分布图,本文选用软件模块 TOPMODEL DTM Analysis for indows^[16]。该模块现已扩展到 500×500 矩阵,采用的是多流向算法,其有三大功能:计算流域或子流域的地形指数的分布、自动填洼处理、流域识别。

4 模型运行

4.1 模型运行整体流域数据要求

自 Keith Beven 用 Fortran IV 编写出第一个 TOPMODEL 概念模型模块以来, TOPMODEL 模型模块一直在不断的补充和完善, 不断趋向于人性化。Tmod 9701 windows 版本由兰开斯特大学环境与生物科学研究所开发。这个版本让使用者更方便检验模型假设的合理性及适应性。软件的三大功能: 径流预测、敏感性分析、及 Monte carlo 模拟发生器, 在可视化的基础上让使用者更容易理解模型的运行过程, 并和 GIS 软件结合进一步进行分析。

4.2 模型参数

模型共有 5 个参数: m (单位: m) 为指数传导函数(退水曲线)的参数; $\ln(t_0)$ (单位: m^2/h) 为当土壤刚达到饱和状态时土壤有效传导率的自然对数; SR_{wmax} (单位: m) 为植被截留、蒸腾所设水库的最大蓄水能力; SR_{init} (单位: m) 为根层初始土壤水分亏缺; $Ch Vel$ (单位: m/h) 为与流域径流长度/面积或河网宽度成比例关系的一个有效地表径流速率。

4.3 融雪子模块与 TOPMODEL 模型信息通讯链接

由 GIS 软件 ERDAS IMAGE 8.5 的属性表单导出 DEM 数据调入 SUBtopmodel 模块进行运算, 输出结果写入 Topmodel 主程序所需文件 Hydrological Input Data file 水文

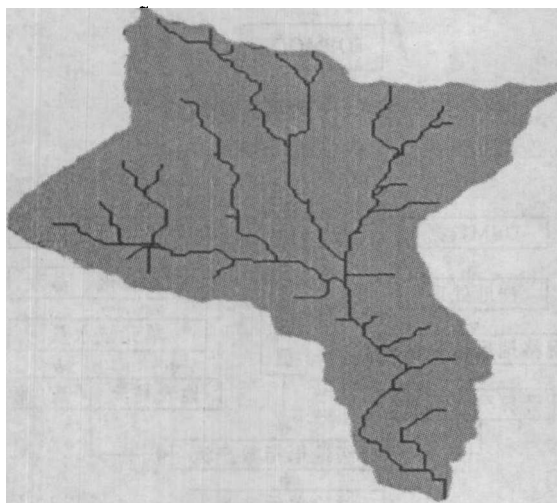


图 3 DEM 数据提取流域水系(清水河流域)数据文件, 运行主程序。

5 清水河干流山区出山径流模拟分析

5.1 基本情况

地处西北干旱区的清水河是新疆塔里木河流域九大子流域开都河流域中的内陆河流。其源出天山中部海拔 4 365 m 的哈依都他乌西南麓, 该河流水文站为克尔古提水文站, 测站以上集水面积 1 016 km^2 , 流域形状似一把张开的扇子, 河道长 60 km。最大年径流量 1.77 亿 m^3 。清水河山区流域山势高, 坡度大, 气候、植被、土壤有明显的垂直分带性。随着海拔的升高, 气温不断降低。3 850 m 以上的高山区日均气温在 $0^\circ C$ 以下, 被积雪和冰川覆盖。

清水河有冰川 22 条, 冰川面积 5.64 km^2 , 冰川储量

0.142 亿 m^3 。山地河谷的年平均气温, 自上而下变化 $-3.5 \sim -2.5^\circ C$ 。平均温度随高程的递减率变化范围为 $0.4^\circ C/100 m \sim 0.6^\circ C/100 m$ 。清水河山区流域的年降水量为 112.5 mm。流域内固态和液态降水共存, 其降水形式受制于气温及气温垂直递减率^[17]。流域平均蒸发能力为 2 750.7 mm, 蒸发能力的分布主要受气温影响。

5.2 模型数据输入

表 1 原模拟与改进模拟参数对比

	原模拟	改进模拟
M	0.00086	0.00085
$\ln(t_0)$	8.9	9.5
SR_{wmax}	0.00032	0.00031
$Ch Vel$	6845	6924
SR_{init}	0.00069	0.00071
efficiency	0.687	0.738
SSE	$8.61E-8$	$8.54E-8$
SLE	79.136	79.133
SLE/n	0.2168	0.2107
SAE	0.004	0.004

Tmod 9701 软件要求模拟序列长度不得多于 2 500, 地形指数级别增量小于 30, 时间延迟 25 个坐标单位以下, DEM 的行数、列数均小于 400。清水河山区流域集水面积 1 016 km^2 , DEM 分辨率为 300 m \times 300 m。TOPMODEL 模型时间步长为小时, 受清水河干流山区流域观测资料的限制, 本次模拟分别以 1984 年 365 d 的日数据基础为模型输入。

清水河干流山区流域 DEM 为 109 行、112 列。将上述信息输入 DTM9703 模块中, 该模块生成 DEM 图像, 并对伪负地形进行填充(图 4a)。由生成的 DEM 确定的流域面积为 983.8 km^2 , 这与流域实际面积仅相差 32.2 km^2 。根据填充后的 DEM, 模块生成地形指数分布数值。生成的最小地形指数为 5.106 9, 最大为 25.402 9, 平均值为 15.127 4。图 4b 为生成的地形指数的统计分布曲线, 从该图可以看出, 清水河流域的地形比较复杂。图 5 为地形指数的累积频率曲线, 统计得 60% 地形指数小于 10。

5.3 模拟结果分析

图 5 给出了流域出口断面(克尔古提水文站)1984 年实测径流和原模拟径流、改进模拟径流的两两相互比较。从图中看出, 模拟结果整体走型匹配较好, 但小型洪峰曲线吻合不是很密切, 虽然模型模拟的过程与实测的洪水过程拟合得比较理想, 但主洪峰的计算洪峰径流量明显小于实测洪峰流量。经过分析认为: 高强度降雨情况, 超渗地面径流对洪峰贡献很大, 而 TOPMODEL 模型基于变源产流面积理论, 没有充分考虑超渗地面径流, 所以会出现上面的情况。另外, 从模拟效果图可以看出, 尽管流量整体走型匹配较好, 但是, 主峰明显小于实测值, 而时间吻合很密切; 同时, 次峰峰值模拟较好, 而时间又明显有错位现象, 这原因在于: 一方面输入数据源本身的不确定性, 通过模型的计算必然会反映到结果中, 另一方面模型的 5 个参数中, 在追求总体最优优化过程中, 径流滞时与峰值之间存在一定的互相削长关系。

总体看, 在 5 月份以后, 模型模拟结果趋势变好。形成

这种模拟结果的主要原因还是模型 DEM 分辨率有些低,模型又要求时段调试期。如果有较长的资料序列,那么,模型

经过较长时间的调整后,并且提高分辨率的 DEM,能模拟出更好的结果。

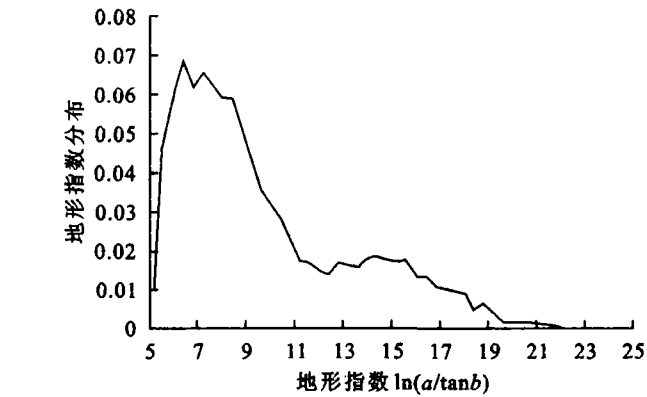


图 4a 地形指数分布曲线

综合分析表 1 和图 5,原模型的模拟效率系数 efficiency 为 0.687,改进模型的模拟效率系数 efficiency 为 0.738,效率系数结果提高度不是令人满意,因为仅提高了 0.051,但是,我们不能简单地片面分析这一个指标。从模型自身来分析,模型可以通过调整参数值来提高模拟效率系数。在本研究中就可以通过提高 $\ln(t_0)$ 参数(见图 6)至 50 来进一步提高其效率系数,然而 TOPMODEL 是基于物理概念的水文模型,如果参数脱离了物理意义的范围值,其结果是假拟合(或者是纯数学意义的拟和),因此,关键是要分析,改进模型是否反映了客观的水文现象和过程。仔细分析图 5,在原模型

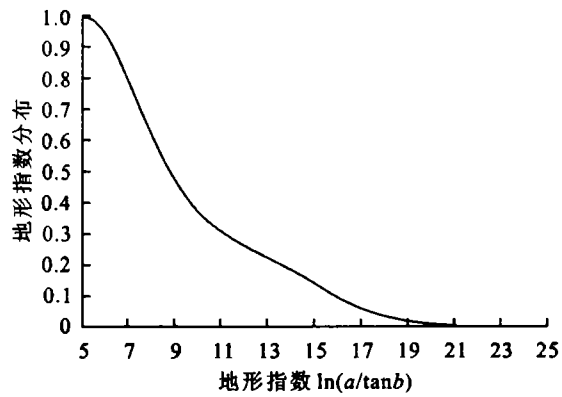


图 4b 地形指数累积曲线

和改进模型在整体较为吻合的基础上,还可以看出,二者之间的区别:3~5 月份,改进模型较原模型模拟值有几个小峰,这反映进入春季后,温度上升,冰雪开始融化,即使降水较少,产流峰值也可能出现。而原模型由于是建立在全流域参数一致性的基础上,只能通过降水来反映产流的输入过程;分析后面时段,也可以发现一些线索来反映子模块所起的作用(尽管,在图中表现的很细微):11 月份之后,改进模型的模拟值较原模型小,尤其是在小峰值中更有体现。这说明径流产生进入冬季后,高纬度区的降水并不能马上产流,而是以冰雪的形式蓄存,原模型是不能反映这过程的。

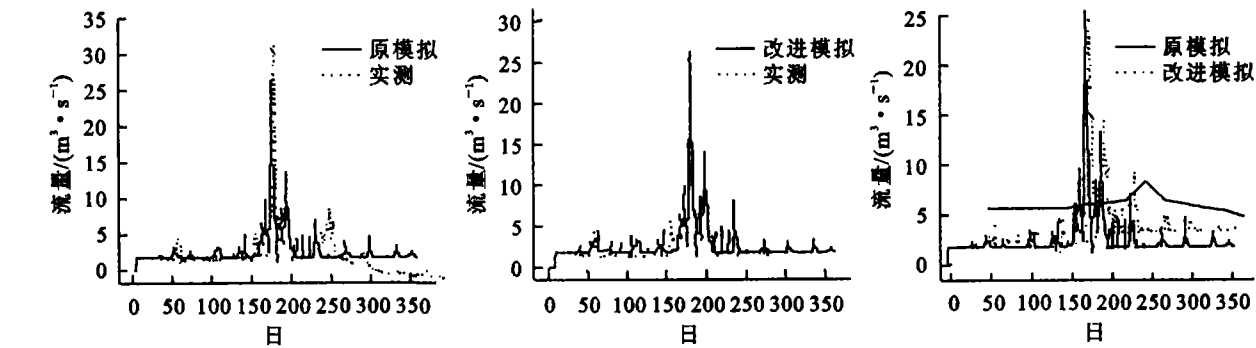


图 5 模拟结果与实测径流值两两比较

6 小 结

通过上述分析,可以得出以下几条结论:
(1)对 DEM 分辨率为 300 m×300 m,流域面积 1 000 km² 的中国西北干旱区内陆河用 Topmodel 模型进行模拟,从模拟效果看,还是可行的。Topmodel 模型在清水河山区流域模拟运用打破了模型参数集总的限制,为研究流域的实际水文过程提供了一种思路^[18,19]。本文将模型所要求的 DEM 分辨率降低成 1/6,时间步长以日为基础,仍能模拟出相对较好的结果,在清水河流域海拔高程落差大的背景下,一方面说明在地形起伏变化大的区域,使用地形指数这种地形因子能够很好体现产汇流特点和概化水文效应的有效参数化过程,更能突出地形指数对模拟结果的影响^[20~22]。另一方面说明该模型的原理和结构合理,模型宜加以推广。
(2)本文结合塔里木河地区冰雪补给河流的特点,对原 TOPMODEL 模型松散耦合了 Subtopmodel 模块。模拟结

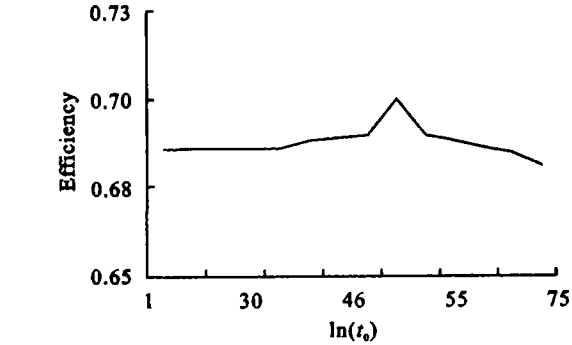


图 6 $\ln(t_0)$ 参数敏感性曲线

果(从效率系数指标来说)虽然不是很满意,但是,通过分析,可以得出其有效性的结论。该子模块实质上是把 TOPMODEL 模型向分布式水文模型推进:考虑了冰雪产水量对产汇流的影响,即把高纬度冰雪区从流域中区别开来,从而在一定程度上反映了流域的异质性,这正是分布式水文模型

的目标追求。

(3)尽管取得了上述一些研究成果,但也存在一些问题。例如在改进模型中,效率系数提高为什么这么小?夏季突发高温带来的冰雪融化过程在模拟结果图没有表现出来,是因为冰雪融水绝对量相对总水量太少?还是因为模型系统或数据源的不确定性抵消了这一影响?还有待进一步研究。

(4)由于受资料的限制,本文对流域的土壤、植被等下垫面性质没有考虑和分析,这是不足之处。目前,国外研究,已开始通过大量的流域模拟数据来研究 TOPMODEL 模型参数与下垫面土壤、土地类型、植被等的线性回归关系。在以后的研究中,应把这些因素通过 GIS 技术整合到 TOPMODEL 模型中。

参考文献:

- [1] Beven K J, Kirkby M J. A physically based variable contributing area model of basin hydrology [J]. Hydrol. Sci. Bull., 1979, 24(1): 42—52.
- [2] Tianqi A, Hiroshi I, Kuniyoshi T. Relating BTOPMC model parameters to physical features of MOPEX basins [J]. Journal of Hydrology, 2006, 320: 84—102.
- [3] Wang J, Theodore A, Endreny J M, Hasset t. A flexible modeling package for topographically based watershed hydrology [J]. Journal of Hydrology, 2005, 314: 78—91.
- [4] Silberstein R P. Hydrological models are so good, do we still need data? [J]. Environmental Modeling & Software, 2005, 1—13.
- [5] Si B C, Richard E F. Scale-dependent relationship between wheat yield and topographic indices: a wavelet approach [J]. Soil Sci. Soc. Am. J., 2004, 68: 577—587.
- [6] Duan J, Miller N L. A generalized power function for the subsurface transmissivity profile in TOPMODEL [J]. Water Resource. Res., 1997, 33(1): 2551—2559.
- [7] Franchini M, Wendling J, Obled C, et al. Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL [J]. Journal of Hydrology, 1996, 175: 290—340.
- [8] Xiong L. DEM-based distributed rainfall-runoff models and the role of the watershed topography in hydrological processes [D]. Galway: Department of Engineering Hydrology, National University of Ireland, 2000.
- [9] 熊立华, 郭生练, 胡彩虹. TOPMODEL 在流域径流模拟中的应用研究 [J]. 水文, 2002, 22(5): 5—9.
- [10] Quinn P F, Beven K J, Lamb R. The $\ln(a/\tan b)$ index; how to calculate it and how to use it in the TOPMODEL [J]. Framework. Hydro Process, 1995, 9: 159—179.
- [11] Mike B. Selected challenges in runoff generation research in forests from the hill slope to headwater drainage basin scale [J]. Journal of the American Water Resources Association, 1998, 34(4): 763—785.
- [12] 郭方, 刘新仁, 任立良. 以地形为基础的流域水文模型 [J]. 水科学进展, 2000, 11(3): 295—300.
- [13] 陈仁升, 康尔泗, 杨建平, 等. Topmodel 模型在黑河干流出山径流模拟中的应用 [J]. 中国沙漠, 2003, 23(4): 429—431.
- [14] Quinn P, Beven K J, Planchon O. The prediction of hill slope flow paths for distributed hydrological modeling using digital terrain models [J]. Hydro. Process, 1991, 5(1): 56—77.
- [15] Beven K J. Distributed modeling in hydrology: applications of TOPMODEL [M]. Chichester: Wiley, 1997.
- [16] 俞鑫颖, 刘新仁. 分布式冰雪融水雨水混合水文模型 [J]. 河海大学学报(自然科学版), 2002, 30(5): 24—26.
- [17] Band I E, Moore I D. Scale; landscape attributes and geographical information systems [J]. Hydrol. Process, 1995, 9: 401—420.
- [18] Saulmier G M, Bevel K J, Obled C H. Including spatially variable soil depths ill TOPMODEL [J]. Hydrology, 1998, 202: 157—175.
- [19] Daly C, Johnson G L. PRISM spatial climate layers: their development and use [A]. Short course on topics in applied climatology, 79 Annual Meeting of the American Meteorological Society [C]. Dallas, TX: American Meteorological Society, 1999.
- [20] 任立良, 刘新仁. 数字高程模型在流域水系拓扑结构计算中的应用 [J]. 水科学进展, 1999, 10(2): 129—134.
- [21] 任立良. 流域水文物理过程的数字模型研究 [D]. 南京: 河海大学, 1999.
- [22] Daly C. Variable influence of terrain on precipitation patterns; delineation and use of effective terrain height in Prism [R]. Corvallis: Oregon State University, 2002.