

文章编号: 1000-0240(2006)02-0256-06

GBHM 模型原理及其在中尺度流域的应用

王 磊¹, 王忠静¹, 尹 航¹, 杨大文¹, 何 杉²

(清华大学 水利系水文水资源研究所, 北京 100084; 2. 水利部 海河水利委员会, 天津 300170)

摘要: 分布式水文模型核心之一是对流域的离散方法。基于地形分析和单位线概念, GBHM 利用面积函数和宽度函数概化流域地形特性, 将流域划分为一系列内部均一的流带和流条, 形成均质坡面流单元, 使模型可用一维水份运动方程描述降水产流过程。模型在永定河流域的应用表明, 其原理和效率均较为满意。

关键词: GBHM; 坡面流单元; 流带; 分布式水文模型

中图分类号: P333.9 文献标识码: A

流域地形特性是流域内最为重要的空间属性之一, 对流域内的产汇流过程起着决定性的作用。许多模型都通过对流域内地形特性进行适当的描述以获得令人满意的水文模拟结果^[1], 如 TOPMODEL 以变源产流概念为基础, 利用地形指数 $\ln(\alpha/\tan\beta)$ 反映下垫面的空间变化对流域水文循环过程的影响及空间不均匀性^[2]。TOPMODEL 模型结构简单, 优选参数少, 计算耗时少, 但它对水文要素的空间变异性及水文单元的相互联系有些考虑不足^[3]。SHE 模型则将流域栅格化, 空间变量在各栅格内相同, 反映模型参数、降雨输入以及水文响应的空间分布性。但为保证精度, 栅格单元尺寸不能太大, 因此计算量大, 在大尺度流域中难以应用^[4]。GBHM^[5] (Geomorphology-Based Hydrological Model) 模型则结合 TOPMODEL 和 SHE 模型的优势, 相对于 TOPMODEL, GBHM 模型对水文要素的空间变异性考虑更为完善, 但是计算用时增加不多; 相对于 MIKESHE 模型, GBHM 模型的计算耗时又大大减少。因此, GBHM 适合于大尺度流域完整水文过程的模拟计算。

1 GBHM 模型基本原理

1.1 流域地形特性的描述

(1) 面积函数: 如图 1 所示, 首先定义 x 为距

离单元流域出口的流距, GBHM 模型面积函数为自单元流域出口至流带 dx 的累积面积对流距 x 的微分:

$$A(x) = \frac{dA_c(x)}{dx} = \frac{A_c(x) - A_c(x - dx)}{dx} \quad (1)$$

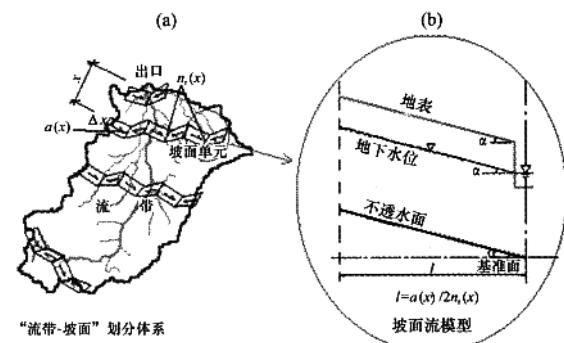


图 1 GBHM 模型的“流带-坡面”划分体系

Fig. 1 Flow interval-hillslope scheme of GBHM

(2) 宽度函数: 在 GBHM 模型中, 宽度函数定义为在 x 位置处, 流带 dx 中河段的分布情况, 即流带 dx 中河段的数目。数学描述如下:

$$W(x) = \sum_{i=1}^N n_i(x, d_{i_{\min}}, d_{i_{\max}}) \quad (2)$$

式中: i 为河段编号; N 为该单元流域中河段的总数; $d_{i_{\min}}$ 和 $d_{i_{\max}}$ 分别是第 i 个河段的上游端和下游

收稿日期: 2005-07-11; 修订日期: 2005-10-04

基金项目: 国家“十五”科技攻关项目(2001BA610A-03); 国家自然科学基金/日本学术振兴会项目(2004)资助

作者简介: 王磊(1981—), 男, 江苏六合人, 2004 年在清华大学获硕士学位, 现为日本东京大学博士研究生, 主要从事水文模型及水资

万方数据研究。E-mail: Wang@hydra.t.u-tokyo.ac.jp

端距离该单元流域出口的流距。函数 n_i 定义如下:

$$n_i(x, d_{i_{\min}}, d_{i_{\max}}) = \begin{cases} 1, & d_{i_{\min}} < x < d_{i_{\max}} \\ 0, & \text{otherwise} \end{cases} \quad (3)$$

1.2 流域划分体系

GBHM 模型的“流带-坡面”划分体系如图 1(a) 所示, 在单元流域范围内, 从源头到单元流域出口的汇流路径被划分为若干流带, 显然每个流带中又包含着若干河段。假定在每一流带中, 任一河段的两边具有对称坡面, 并且这些坡面几何相似(通过坡长和倾角来表示), 那么每一流带可以用若干几何相似的坡面来表示, 每个这样的坡面就是一个坡面流单元。

GBHM 基于坡面流单元所构造的模型, 是一种具有物理意义的坡面响应模型。坡面流单元是垂直河流方向的梯形土柱, 各土柱上水分运动由地表快速流运动、包括土壤水运动在内的 SPAC 系统和地下水运动构成。如图 1(b) 所示, 坡面通常简化为倾斜平面, 宽 dx (流带的宽度), 倾角 α (取流带中各网格的最陡坡降的平均值), 坡长 L 计算如下:

$$L = \frac{A(x)}{2W(x)} \quad (4)$$

式中: $A(x)$ 为面积函数; $W(x)$ 宽度函数。由上可知, 计算单元的几何特性可以用流距的一维形式描述, 即概化为 x 的单值函数。

1.3 流域空间特性表达

(1) 降雨。根据泰森(Thiessen)多边形原理:

$$r(x) = \sum_{i=1}^m r_i \cdot a_{r_i}(x) / \sum_{i=1}^m a_{r_i}(x) \quad (5)$$

式中: $r(x)$ 为流带内平均面雨量(mm); m 为流带内雨量站泰森多边形切片的数目; r_i 为流带内第 i 个雨量站泰森多边形切片的雨量值(mm); $a_{r_i}(x)$ 为流带内第 i 个雨量站泰森多边形切片的面积(m^2)。

(2) 土地利用和土壤类型分布。模型对土地利用和土壤类型分布概化如下: 对每个坡面流单元, 假设有 n 种土地利用和 m 种土壤类型, 则两者的组合共有 $n \times m$ 种情形。将坡面沿河道方向再一次离散为若干相互平行的矩形, 每个矩形代表流带内一种土地利用和土壤类型的组合即流条, 各流条面积等于该流带中相应土地利用和土壤类型组合面积占流带面积的比例。各矩形所产生的径流直接汇入单元流域的主河道。在坡度、坡长、土地利用和土壤类型等水文要素已知的情况下, 每个坡面流单元的产流模式可以认为是确定的^[6]。

1.4 产流模型

(1) 冠层截留。冠层截留能力的大小与植被覆盖度和叶面指数成正比, 对某一植被:

$$S_{co}(t) = I_0 \cdot K_v \cdot LAI_0 \quad (6)$$

式中: $S_{co}(t)$ 为该植被在 t 时刻的截留能力(mm); I_0 为该植被一年中的最大截留能力(mm); K_v 为该植被的覆盖率; $LAI(t)$ 为该植被在 t 时刻的叶面指数; LAI_0 为该植被一年中叶面指数的最大值。实际的冠层截留量由降雨量和冠层潜在储水能力共同决定。 t 时刻冠层潜在储水能力为:

$$S_{cd}(t) = S_{co}(t) - S_c(t) \quad (7)$$

式中: $S_{co}(t)$ 为 t 时刻冠层的潜在储水能力; $S_c(t)$ 为 t 时刻冠层的蓄水量(mm)。考虑到降水速率 $r(t)$, 则在该 Δt 时段冠层的实际截留量 I_{actual} 为:

$$I_{actual}(t) = \begin{cases} r(t)\Delta t & r(t)\Delta t \leq S_{cd}(t) \\ S_{cd}(t) & r(t)\Delta t > S_{cd}(t) \end{cases} \quad (8)$$

(2) 蒸散发。模型中的蒸散发计算考虑以下部分: 冠层、植被根系区、地表积水面和土壤表面。冠层蒸发与地表蒸发, 依据实际蓄水量按实际蒸发能力计算; 根系蒸发和土壤(裸土)表面蒸发, 取决于潜在蒸发能力, 而且取决于土壤特性、土壤含水量及地下水位。本模型中, 将受植物根系分布影响的土壤沿竖直方向离散为 N_r 层(本次计算中取 $N_r = 10$), 分别计算每层的散发量。各类蒸发计算如下式:

冠层的蒸发:

$$E_{canopy}(t) = \begin{cases} K_v K_c E_p & S_c(t) \geq K_v K_c E_p \Delta t \\ S_c(t)/\Delta t & S_c(t) < K_v K_c E_p \Delta t \end{cases} \quad (9)$$

地表积水面的蒸发:

$$E_{surface}(t) = \begin{cases} E_p(1 - K_v) S_s(t) & S_s(t) \geq E_p(1 - K_v) \Delta t \\ S_s(t)/\Delta t & S_s(t) < E_p(1 - K_v) \Delta t \end{cases} \quad (10)$$

植被根系区的散发:

$$E_{tr}(t, j) = [K_v K_c E_p] f_1(Z_j) f_2(\theta_j) \frac{LAI(t)}{LAI_0} \quad (11)$$

土壤表面的蒸发:

$$E_s(t) = [E_p(1 - K_v) - E_{surface}(t)] f_2(\theta) \quad (12)$$

式中: E_{canopy} 为冠层的实际蒸发速率; E_p 为潜在蒸发速率($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$); K_v 为作物系数; $S_c(t)$ 为 t 时刻冠层的蓄水量(mm); $E_s(t)$ 为土壤表面的蒸发速率($\text{mm} \cdot \text{h}^{-1}$); θ 为表层土壤的含水率; $E_{tr}(t, j)$ 为 t 时刻根系区第 j 层的散发速率; Z_j 为第 j 层的平均深度; $f_1(Z_j)$ 为根系分布函数; $f_2(\theta_j)$ 为土壤水

分函数; θ_j 为第 j 层的土壤含水率。

(3) 非饱和带土壤水运动。对于干旱半干旱或者半湿润地区, 土壤含水量很难达到蓄满产流的状态, 故土壤水运动中的水平分量可以忽略不计, 只对竖直方向的一维运动用 Richards 方程描述:

$$\frac{\partial \theta(z,t)}{\partial t} = -\frac{\partial q_v}{\partial z} + s(z,t) \quad (13)$$

式中: θ 为体积含水率; $s(z,t)$ 为源汇项, 例如: 蒸散发; z 为自地表竖直向下的距离, 取向下为正 (m); q_v 为垂直方向的土壤水通量, 以下式计算:

$$q_v = -K(\theta, z) \left[\frac{\partial \psi(\theta)}{\partial z} - 1 \right] \quad (14)$$

式中: $K(\theta, z)$ 为导水率; $\psi(\theta)$ 为毛细水吸力 (m)。

(4) 地下水运动及其与河道的水量交换。根据图 1(b) 所作简化, 地下水运动可以简化为沿坡面流动的一维运动, 可用 Darcy 公式模拟:

$$q_g(t) = K_g \cdot \frac{(H_1 - H_2)}{L/2} \cdot \frac{h_1 + h_2}{2} \quad (15)$$

式中: K_g 为潜水层的导水率 ($m \cdot h^{-1}$); L 为坡长 (m)。

1.5 汇流模型

鉴于坡面-河道系统中复杂的河网与坡面位置确定的困难性, 对径流演进模型进行了简化: 假定流带中的所有坡面产流都直接排入单元流域主河道, 则河网简化为主河道系统, 在其中进行径流演进。径流演进采用一维动力波模型的连续方程和动力方程:

连续方程:

$$\frac{\partial Q}{\partial x} + \frac{\partial A_r}{\partial t} = q_L \quad (16)$$

式中: x 为河道顺着径流演进方向的距离 (m); t 为时间 (s); A_r 为河道的断面积 (m^2); Q 为 x 处的流量 ($m^3 \cdot s^{-1}$); q_L 为侧向入流 ($m^3 \cdot s^{-1} \cdot m^{-1}$), 由地表入流和地下入流两部分组成。

动力方程:

$$Q = \frac{S_0^{1/2}}{np^{2/3}} \cdot A_r^{5/3} \quad (17)$$

式中: S_0 为河床坡度; n 曼宁系数; p 为湿周 (m)。

2 GBHM 模型在永定河流域的应用

永定河是海河流域的一条三级河流, 系官厅水库的主要水源。本文应用试点区域为永定河官厅水库入口以上流域, 集水面积 $41\,692\ km^2$ 。该流域属大陆性半干旱季风气候, 十年九旱, 春旱风大、夏热多雹、秋衣裹脚、冬季寒冷。多年平均降水不足

$400\ mm$, 其中 1990 年降水 $442\ mm$, 略丰于该流域多年平均水平。

2.1 数据准备

建立流域的水文模型需要包括 DEM 图、土地利用、土壤分类及等地理信息及相应参数, 还包括降水、蒸发等气象数据以及用于模型率定、校核和验证的水文观测与还原资料等。本模型使用的基础数据来源与特征如下:

(1) DEM 图(图 2a)。原始 DEM 图精度为 $30\ m \times 30\ m$ 网格, 相当于 $1:50\,000$ 的地形图, 来源于国家测绘局。考虑到一般计算机的速度和其他可利用的地理信息精度, 本模型计算中利用 $30\ m$ 精度栅格生成流域河网, 用合成后的 $150\ m$ 精度栅格分块计算。

(2) 土地利用图(图 2b)。采用中国科学院地理所 $1:250\,000$ 全国土地利用成果图, 在国家土地利用二级分类的基础上, 结合研究区具体情况, 对一部分土地利用类型进行了合并, 对耕地类型则扩展三级分类。一共细分为 15 种土地利用类型, 可归结为如下 6 大类: 耕地、林地、草地、水域、居工地和未利用土地。

(3) 表层土壤类型图(图 2c)。表层土壤类型及其水分特征参数, 源于世界粮农组织和国际教科文组织(FAO-UNESCO)的全球表层土壤分类, 原始地图的比例尺为 $1:5\,000\,000$ 。

(4) 降水系列及其分布图(图 2d)。降水资料来源于水文年鉴, 采用了永定河流域官厅水库以上共 103 个雨量站 1990 年全年的逐日降水观测资料。并根据汛期场次降水与日降水的统计关系, 将日降水分解到小时降水, 模型计算以小时降水为基本时长。

(5) 蒸发系列及其分布图(图 2e)。蒸发数据来源于国家气象中心气候资料中心, 采用了与降水相应的 1990 年逐月观测资料, 计算中按月内平均, 分配到日蒸发强度中。

(6) 径流站点(图 2f)。选取了永定河上游官厅水库以上共 18 个站作为模型率定、校核和检验的依据, 分布在研究区上、中、下游。由于本区域人类活动剧烈, 社会经济活动用水较多, 故径流资料包括了站点的实测资料和调查还原资料。

2.2 模型计算及结果分析

根据本模型基本原理, 模型既可用于短历时降水产流的洪水模拟, 也可用于长历时降水产流的水资源评价。后者则运用中, 需要对原始观测数据进

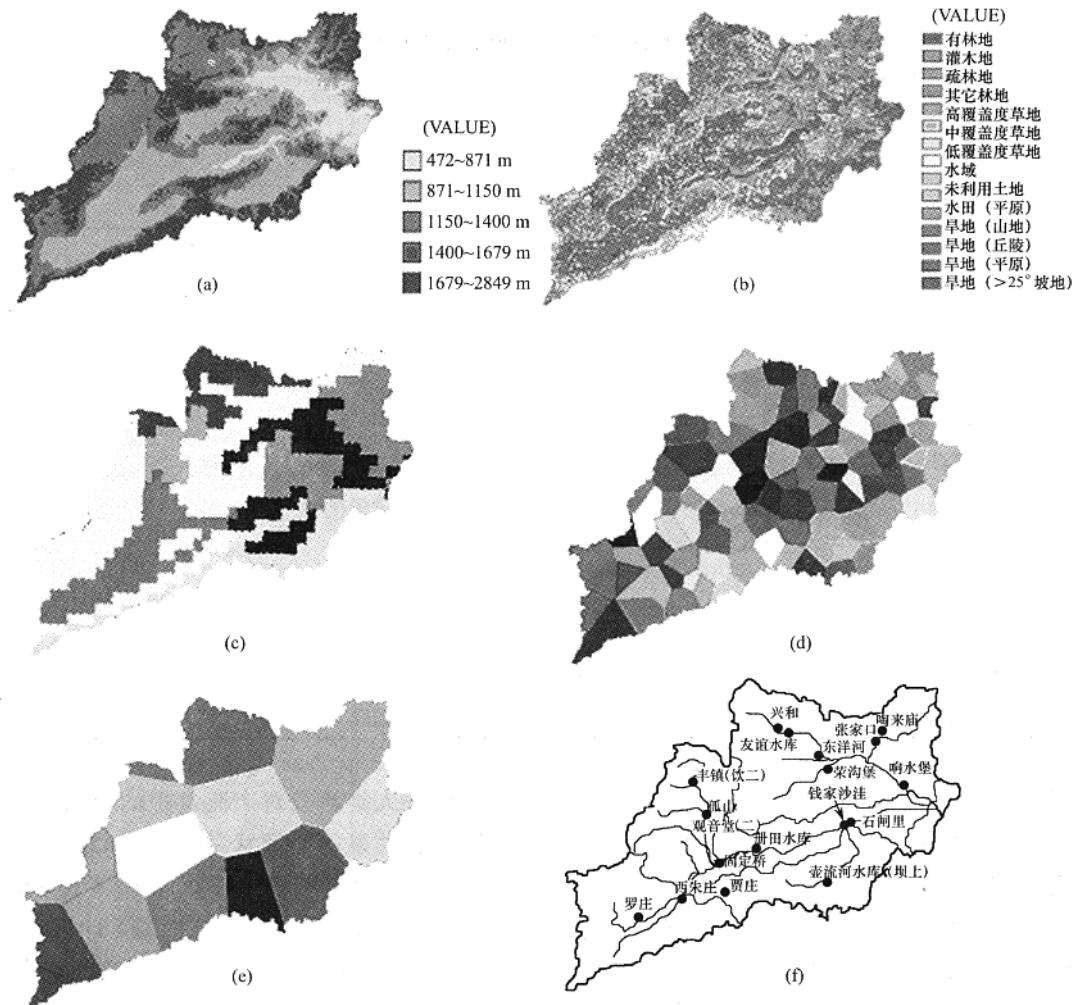


图 2 永定河流域官厅以上基础资料

a. DEM; b. 土地利用; c. 表层土壤类型; d. 雨量站及其分布; e. 蒸发站及其分布; f. 水文站分布

Fig. 2 Basic data maps of Yongding River Basin

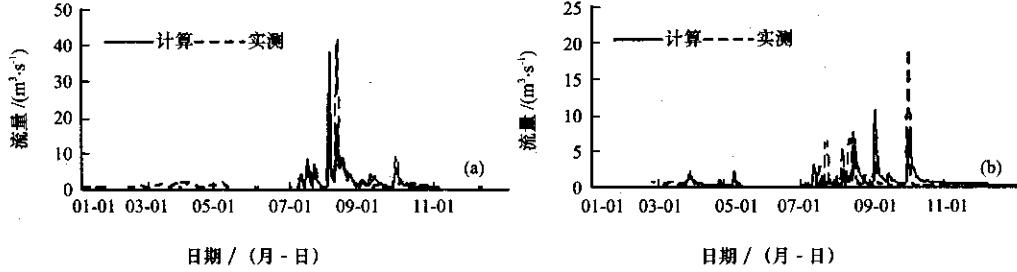


图 3 永定河流域上游水文站的日流量过程

Fig. 3 The daily hydrographs of several discharge gauges in Yongding River Basin

行还原分析。“还原”是水文统计的基础性工作之一, 其目的是将人类活动干扰后的水文过程还原到纯“天然”过程。对于本研究区社会经济用水较大的情况下, 还原水量占水资源量的比例较大, 不容忽视。理论上讲, 还原方法有降水径流模式法、蒸发差值法和分项调查法, 实践中常采用分项调查法进

行还原。一个水文站的实测水量与还原水量之和, 为该站控制区域的天然产流量。本文采用模型计算结果与统计结果(实测+还原)进行比较, 来校核天然产流量计算结果的正确性。在永定河流域, 由于水库的拦蓄和调节以及人工取水的干扰, 大多数水文站的流量过程都不能反映其自然状态^[7], 为避免

表 1 主要水文站的天然水资源量计算值与实测+还原结果的比较

Table Comparison of simulated natural water resources with the summation of observed and restored data in main discharge gauges

位置	站名	1990 年水资源量 / $\times 10^4 \text{ m}^3$				相对误差 / %
		实测量	还原量	实测 + 还原	计算量	
上游	观音堂(二)	1 346	835	2 181	2 213	1
	柴沟堡	4 710	144	4 854	4 423	-9
	兴和	6 275	0	6 275	6 745	8
	啕来庙(三)	1 684	124	1 808	1 961	8
中下游	孤山(二)	2 900	1 691	4 591	4 634	1
	西朱庄	5 582	17 556	23 138	20 227	-13
	固定桥	9 765	28 005	37 770	35 768	-5
	册田水库	8 005	29 580	37 585	36 893	-2
	石闸里	18 163	39 424	57 587	50 147	-13
	壶流河水库	2 841	287	3 128	2 198	-30
	钱家沙洼	8 334	4 809	13 143	9 764	-26
	响水堡	18 367	13 978	32 345	42 004	30

“还原失真”的影响，本模型采用流域上游人类干扰较小(还原量比例很小)的水文站作为模型率定站，观察计算流量过程与实测资料的吻合情况。

图 3 是研究区 2 个上游站的计算与实测对照结果，可以看出，虽然柴沟堡站和观音堂(二)站的部分计算洪峰较实测洪峰滞后，但这两个上游水文站径流过程的总趋势都吻合得较好，与表 1 对照，年径流模拟精度较高，其它 2 个上游站精度也较为满意。这反映出虽然人类活动对水文过程及实测水量有一定影响，但用基于物理机制的水文模型，仍可评价天然降水产流过程和水资源量。

表 1 列出了流域内主要水文站的天然水资源量计算值与统计值的结果比较。可见，除了少部分水文站因大水库调节而产生了较大相对误差外，大部分水文站拟合的精度较好。

3 结论

GBHM 模型是基于降水产流物理机制的分布式水文模型，用于采用了单位线与地形特性结合的离散方法，模型既计算用时少，便于在中尺度流域应用，又可用于模拟流域天然径流过程，进而可进行流域水资源评价和还原分析。模型在永定河官厅水库以上流域应用表明，其模型特点和适应性得到了良好的验证。

坡面流基本水文单元的应用，不但能够灵活有

效的反映人类活动对产流过程的干扰与影响，模型参数具有明确的物理意义，而且大大减少了模型计算量。永定河流域模拟面积 $4.17 \times 10^4 \text{ km}^2$ ，按 150 m 分辨率 1 h 步长 1 a 模拟时段，计算时间不到 3 h (CPU: Pentium4 2.6 G)，这为该模型在大中尺度流域的应用提供了可能。

由于该模型可以较好的模拟流域天然产流过程，从而可以得到流域的天然水资源量，因此该模型在流域水资源评价和还原分析中也有很好的应用前景。

参考文献(References) :

- [1] Yang D, Herath S, Musiak K. Comparison of different distributed hydrological models for characterization of catchment spatial variability[J]. Hydrologic Processes, 2000, **14**: 403—416.
- [2] Beven K. TOPMODEL: A critique[J]. Hydrological Processes, 1997, **11**(9): 1069—1085.
- [3] Liu Qinge, Zuo Qiting. Discussion of TOPMODEL[J]. Journal of Zhengzhou University (Engineering Version), 2002: (4): 82—86. [刘青娥,左其亭. TOPMODEL 模型探讨[J]. 郑州大学学报(工学版),2002, (4): 82—86.]
- [4] Refsgaard J C, Storm B, Refsgaard A. Recent developments of the System Hydrological European (SHE) towards the MIKE SHE[J]. IAHS Publication (International Association of Hydrological Sciences), 1995, **231**: 427—434.
- [5] Yang, Dawen. Distributed Hydrologic Model Using Hillslope Discretization Based on Catchment Area Function: Development and Applications[D]. Tokyo: the University of Tokyo ,

- 1998: 43—66.
- [6] Li Hongyi. Theoretical Analysis and Application of a Distributed Basin Hydrological Model Based on Hillslope Flow Unit [D]. Beijing: Department of Hydraulic Engineering of Tsinghua University, 2003: 24—27. [李宏益, 基于坡面流单元的分布式流域水文模型及其应用[D]. 北京: 清华大学水利水电工程系, 2003: 24—27.]

- [7] Yang Dawen, Li Chong, Ni Guangheng, et al. Application of a distributed hydrological model to the Yellow River Basin [J]. Acta Geographica Sinica, 2004, 59 (1): 143—154. [杨大文, 李翀, 倪广恒, 等. 分布式水文模型在黄河流域的应用[J]. 地理学报, 2004, 59(1): 143—154.]

A Distributed Hydrological Model-GBHM and Its Application in Middle-Scale Catchment

WANG Lei^{1, 2}, WANG Zhong-jing¹, YIN Hang¹, YANG Da-wen¹, HE Shan³

(1. Department of Hydraulic Engineering of Tsinghua University, Beijing 100084, China; 2. Department of Civil Engineering, University of Tokyo, Tokyo 113—8656, Japan; 3. Hai River Water Resources Committee, Ministry of Water Resources, Tianjin 300170, China)

Abstract: Watershed dispersion is a key issue of distributed hydrological model. Based on geomorphology analysis, a GBHM (Geomorphology-Based Hydrological Model) was established. The GBHM employs the area function and width function to lump the topography and divides catchments into a series of flow interval-hillslopes. Each interval-hillslope as a basic hydrology unit is a unique hydrological unit, which can be described by 1-D SVAT. The application of the model in the Yongding River basin shows that GBHM is of high efficiency.

The Yongding River basin, a 41 692 km² semi-arid catchment, is located in North China as a part of Hai River Basin, which is selected as the typical catchment to test the GBHM. The distributed physics-based hydrological model is used to simulate the hydrological process, together with hydrological fieldwork, GIS and RS data and dis-

tributed parameters. A 30 m×30 m grid DEM, a 1:250 000 landuse map, a 1:5 000 000 surface soil map, 108 rainfall survey spots with daily data and 14 evaporation survey spots with monthly data are used as model input. 18 discharge survey spots are selected to make calibration and validation.

Through applying the model in the Yongding River basin to simulate natural water circle, the features and the applicability was well verified. The using of Basic Hydrology Unit could not only reflect the human activities impacting the rainfall-runoff process with physics-based parameters, but also greatly reduce the computation time. In the case study, the computation time of simulating the whole year water circle by one hour step and 150 m grid is less than three hours in the Yongding River basin. It is revealed that the model can be used in larger catchments.

Key words: GBHM; hillslope element; flow interval; distributed hydrological model