

流溪河模型 I: 原理与方法*

陈洋波, 任启伟, 徐会军, 黄锋华

(中山大学自然灾害研究中心//水资源与环境系, 广东 广州 510275)

摘要: 提出了一个流域洪水预报的分布式物理水文模型——流溪河模型。模型分成流域划分、蒸散发计算、产流计算、汇流计算、参数推求 5 个模块。流域划分模块将一个研究流域沿水平方向划分成一系列的单元, 沿垂直方向划分成植被覆盖层、地表层和地下层; 蒸散发计算模块根据单元流域上的降雨量及土壤前期湿润指标, 计算确定各个单元流域上的蒸散发量; 产流计算模块根据单元流域上的降雨量、蒸散发量, 计算确定各个单元流域上的产流量, 并划分成地表径流、壤中流和地下径流。地表径流根据蓄满产流模式计算, 壤中流则根据 Campbell 公式计算; 汇流计算模块将地表径流汇流分成边坡汇流、河道汇流和水库汇流三种类型, 对各单元流域上产生的径流量进行逐单元的汇流计算; 参数推求模块将模型参数分成不可调参数和可调参数, 对不可调参数根据 DEM 直接计算, 对可调参数提出一个逐步迭代求精的过程对参数进行调整。流溪河模型还提出了一整套基于 DEM 及遥感影像对流域进行单元划分及对河道单元断面尺寸进行估算的方法, 解决了目前在大部分流域不能应用分布式物理水文模型的难题。

关键词: 流域洪水预报; 分布式物理水文模型; 径流汇流; 一维运动波法; 一维扩散波法

中图分类号: TV124 **文献标志码:** A **文章编号:** 0529-6579(2010)01-0107-06

Liuxihe Model I: Theory and Methods

CHEN Yangbo, REN Qiwei, XU Huijun, HUANG Fenghua

(Natural Disaster Research Center//Department of Water Resources and Environment,
Sun Yat-sen University, Guangzhou 510275, China)

Abstract: This paper presents a physically based distributed hydrological model for catchment flood forecasting—the Liuxihe Model. This model constitutes five components including catchment dividing, evaporation, runoff production, runoff routing and parameter deriving. The catchment dividing component divides the whole catchment into grids horizontally and layers vertically. The evaporation component calculates grid evaporation based on precipitation and soil wetness. The runoff production component determines the runoff produced from each grid and divides it into surface runoff, interflow and underground water. Surface runoff is determined with the saturation excess mechanism and the interflow is determined by Campbell equation. The runoff routing component routes the runoff grid by grid over the whole catchment and divides the surface runoff routing into overland flow routing, river channel routing and reservoir routing; The parameter deriving component derives model parameters for every grid in which the parameters are divided into unadjustable parameters that are determined by the DEM and adjustable parameters adjusted with a successive procedure. A method for estimating channel cell cross-section size based on the DEM and the remote sensing images of the basin is also proposed, which solves the inapplicability of physically based distributed hydrological model in many basins.

* 收稿日期: 2008-07-25

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(50479033, 50179019); 欧盟第五框架计划基金资助项目(EVK1-CT2002-00117)

作者简介: 陈洋波(1964年生), 男, 教授, 博士生导师; E-mail: eescyb@mail.sysu.edu.cn

Key words: catchment flood forecast; physically based distributed hydrological model; runoff routing; one dimensional kinematical wave approximation; one dimensional diffusive wave approximation

流域水文模型是对流域水文过程进行系统描述和模拟/预测的数学模型。1932 年提出的谢尔曼单位线^[1]是流域水文模型的雏形,但真正意义上的流域水文模型直到上世纪五十年代末才正式提出来,斯坦福 4 号模型^[2]是提出较早的流域水文模型。

流域水文模型一般可分成集总式模型(Lumped Model)和分布式模型(Distributed Model)两大类。分布式模型主要是基于物理意义的模型,一般被称为分布式物理水文模型(Physically based distributed hydrological model,本文以下称为 PBDHM)。PBDHM 的蓝图早在 1969 年就已经由 Freeze 和 Harlan 提出^[3],但世界上公开发表的第一个完整的分布式物理水文模型 SHE (Système Hydrologique Europeen) 模型^[4],则直到 1986 年才正式发表,是在 Freeze 等人的探索性工作基础上发展而来。PBDHM 大的发展出现在 20 世纪 90 年代中期,国内外提出了若干个有代表性的分布式物理水文模型,并开发出了模型软件或功能模块。如由 Liang 等^[5]提出来的 VIC 模型, Wang 等^[6]提出的 WetSpa 模型, Vieux 等^[7]研制的 Vflo 模型, Kouwen 等^[8]提出来的 WATERFLOOD 模型, Julien 等^[9]提出来的 CASC2D 模型, Wigmostha 等^[10]提出来的 DHSVM 模型等。

分布式物理水文模型在流域洪水预报中仍然存在着一些较严重的挑战,作者认为主要有 3 个方面。其一是如何根据流域物理特性数据来直接推求模型参数。在现阶段,完全从物理意义上来直接推求模型参数在技术上还难以实现,目前还没有任何一个模型可以完全作到这一点。因此,作者认为对模型参数进行一定的调整,或者说借鉴集总式模型对参数率定的方法,对分布式物理水文模型的参数进行一定程度的“率定”,在目前的情况下是十分必要的。第 2 个严重挑战是如何确定河道断面尺寸。在分布式物理水文模型中,河道汇流采用水力学方法计算,这就需要有河道的断面资料,但对于流域上游的河道,一般都缺乏实测的河道断面数据,并且由于流域上游的河道人迹罕至,交通不便,很难实测,而通过遥感的手段也无法测量,因此,限制了分布式物理水文模型在大部分流域的应用。第 3 个严重挑战是模型的计算效率问题。分布式物理水文模型一般将流域划分成上万甚至上十万

个单元,计算工作量非常大,对模型产汇流计算的效率要求非常高。在作业洪水预报时,一般要求一个时段的计算时间在秒级或分钟级,目前国外大部分分布式物理水文模型的计算效率还难以达到这一要求,这就限制了分布式物理水文模型在较大流域的应用。正是由于上述的挑战,目前分布式物理水文模型在流域洪水预报中的应用还不多,特别是对于面积较大的流域,基本上还没有应用,目前参考文献中所报道的应用案例的流域面积都不大。

本文提出了一个主要用于流域洪水预报的分布式物理水文模型——流溪河模型,由于该模型是在开发流溪河流域洪水预报方案中提出来的,故作者将其命名为流溪河模型。针对目前分布式物理水文模型参数确定的难点,在流溪河模型中提出了一套确定模型参数的方法,由于该方法与集总式模型对参数进行率定的方法有本质区别,故本文称其为参数推求方法,该方法也可应用于其它的分布式物理水文模型的参数推求。流溪河模型还提出了一整套基于 DEM 及遥感影像对流域进行单元划分及对河道单元断面尺寸进行估算的方法,解决了目前在无资料流域不能应用分布式物理水文模型的难题。流溪河模型还具有较高的计算效率,在对流溪河水库流域的应用研究中,流域被划分成了 52853 个单元,在桌面机上的运行时间,平均模拟计算一个时段只需 12 s,速度非常快。

1 流溪河模型的结构与方法

1.1 流溪河模型的总体结构

流溪河模型的总体思路是,采用可获取的,有质量保证的,适当分辨率的流域 DEM 对整个流域进行划分,从水平方向和垂直方向将流域划分成一系列的单元,各个单元被看作是一个有物理意义的单元流域,各个单元流域有自己的流域物理特性数据,包括 DEM、植被类型、土壤类型和降雨量,在单元流域上计算蒸散发量及产流量,在计算蒸散发量及产流量时,不考虑相邻单元的影响,即认为各个单元流域上的蒸散发量及产流量的产生是相互独立的,各单元上产生的径流量通过一个汇流网络从本单元开始,进行逐单元的汇流,至流域出口单元。汇流分成边坡汇流、河道汇流和水库汇流,各采用不同的计算方法。整个模型分成流域划分、蒸散发计算、产流计算、汇流计算和参数推求 5 个相

互独立的部分, 每个部分是一个功能独立的模块, 本文称其为模块。流溪河模型的总体结构见图 1 所示。

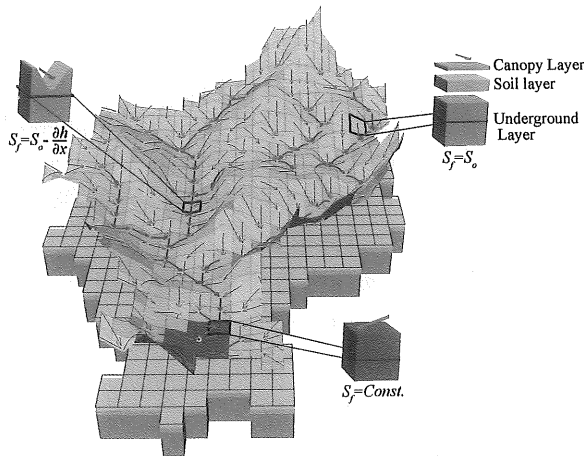


图 1 流溪河模型总体结构示意图

Fig. 1 General structure of the Liuxihe Model

1.2 流域划分

在流溪河模型中, 采用正方形网格 (Squared grid) 数字地形高程模型对流域进行划分, 将整个流域沿水平方向划分成一系列大小相等的正方形单元, 被称为“单元流域” (unit-basin, 简称单元)。对单元流域, 沿垂直方向又分成 3 层, 分别为植被覆盖层、地表层和地下层。植被覆盖层 (Canopy Layer) 为从地表面至树叶顶部的空间区域, 主要包括各种植物在地表以上的部分。在流溪河模型中, 假定蒸散发只发生在植被覆盖层, 各单元流域的蒸散发量之间没有相互影响, 只与本单元的气象要素有关, 蒸散发模块被用来计算各单元流域的蒸散发量。地表层 (Soil Layer) 是从地表面往地下若干深度的浅表土壤层。该层具有一定的蓄水能力, 单元上产生的净雨首先补充该层蓄水量。只有当蓄水量达到一定程度时, 该单元才产生径流。地表层的含水量主要用于作物生长用水 (散发) 及其可能的蒸发。地下层 (Underground Layer) 为地表层以下的含水层, 在降雨期间通过地表层下渗补给水量。

单元流域在流溪河模型中被分成三种不同的类型, 分别为边坡单元 (hill slope cell)、河道单元 (channel cell) 和水库单元 (reservoir cell)。边坡单元为处于流域边坡上的一类单元, 具有明确的土地利用类型。在边坡单元上产生地表径流、壤中流和地下径流; 河道单元为以较明确的河道形态进行汇流的单元, 河道单元上只考虑地表径流, 汇流按

河道汇流进行计算; 水库单元为由于兴建水库而处于水库淹没区内的单元。由于水库的淹没水位可能处于不断变化中, 因此, 水库单元是动态变化的, 为了避免这种变化过大给实际计算带来的不便, 可以预先设定的水位相应的淹没范围作为水库的固定淹没范围, 而假定在整个计算期的时间段内是不变的。

对不同的单元, 分别设置不同的单元属性, 属性是与参数不同的数据, 属性是原始数据, 可直接测量, 与模型参数不同。模型参数是可根据属性确定的, 用于产汇流计算的、人为定义的系数, 难以直接测定。不同单元的属性如表 1。

表 1 不同类型单元的属性数据

Table 1 Properties of different cells

单元类型	属性数据
边坡单元	高程、植被类型、土壤类型
河道单元	河底高程、底宽、底坡、侧坡
水库单元	库容-水位关系曲线

1.3 蒸散发计算

进行蒸散发计算时, 只考虑蒸散发过程, 不考虑冠层截留和相应的蒸散发。实际的蒸散发按下式计算:

$$\text{当 } \theta > \theta_{fc} \text{ 时 } E = \lambda E_p \quad (1)$$

$$\text{当 } \theta_w < \theta \leq \theta_{fc} \text{ 时 } E = \lambda E_p \frac{\theta - \theta_w}{\theta_{fc} - \theta_w} \quad (2)$$

$$\text{当 } \theta \leq \theta_w \text{ 时 } E = 0 \quad (3)$$

式中, E 为实际蒸散发量; θ_{fc} 为田间持水量; θ_w 为凋萎含水量, θ 为土壤当前含水量。 E_p 为潜在蒸发率, 可由水面蒸发率确定, λ 为蒸发系数, 反映植被类型, 对于水面单元, λ 取 1。

1.4 产流计算

在流溪河模型中, 按蓄满产流模式计算地表产流量, 对由降雨引起的水流在陆地及土壤中的运动过程, 在流溪河模型中是如此描述的: 单元流域上的降雨扣除蒸散发后的部分称为净雨, 当净雨大于零时, 净雨通过下渗作用进入地表层中的土壤中, 补充地表层中含水量的不足; 当土壤层中的蓄水量超过田间持水量时, 土壤中的水一方面向地下层发生渗漏, 同时也形成壤中流, 向下游单元作侧向流动; 如果持续的水量补充使土壤含水量达到饱和含水量时, 即蓄满时, 多余水量转变为地表径流。壤中流根据达西公式和水量平衡公式计算如下:

$$Q_{lat} = v_{lat} \cdot L \cdot Z \quad (4)$$

式中, Z 为土壤层厚度, L 为单元流域的长度, Q_{lat} 为壤中流流量, v_{lat} 为壤中流流速。

假定壤中流水面和地表坡度相同, 由达西公式, 壤中流流速按下述公计算:

$$\text{当 } \theta > \theta_{fc} \text{ 时, } v_{lat} = K \cdot \tan(\alpha) = K \cdot S_0 \quad (5)$$

$$\text{当 } \theta \leq \theta_{fc} \text{ 时, } v_{lat} = 0 \quad (6)$$

式中, α 为边坡坡度 (角度); S_0 为边坡坡度 (比率); K 为土壤当前水力传导率 (非饱和水力传导率), 根据 Campbell 公式^[11]计算。

当土壤层中的蓄水量超过田间持水量时便向地下水层渗漏, 地下水渗漏流速 v_{per} 由达西公式计算:

$$\text{当 } \theta > \theta_{fc} \text{ 时, } V_{per} = K \quad (7)$$

$$\text{当 } \theta \leq \theta_{fc} \text{ 时, } V_{per} = 0 \quad (8)$$

1.5 汇流计算模块

采用一维运动波法进行边坡汇流计算, 即忽略圣维南方程组的运动方程中的惯性项和压力项, 只考虑摩阻和坡底的影响, 并认为摩阻比降等于坡度, 采用牛顿迭代法 (Newton-Raphson method) 进行差分计算。

河道汇流采用一维扩散波法, 即忽略圣维南方程组的运动方程中的惯性项, 考虑摩阻为坡底及压力项的差。将河流断面概化为图 2 所示的梯形断面, 亦采用牛顿迭代法对圣维南方程组进行迭代计算。

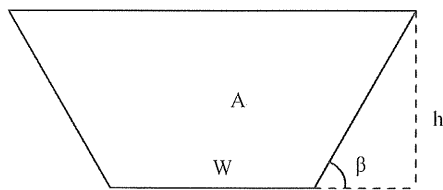


图 2 河流梯形断面概化图

Fig. 2 Outline of river channel cross-section

考虑到洪水在水库中的传播速度非常快, 而洪水预报的计算时段一般都在 30 min 以上的特点, 作者认为洪水在水库中的传播时间一般要比计算时段短很多, 因此, 可以忽略洪水在水库中的传播时间, 即认为水库单元上的流量就是进入水库的流量, 这样, 只要将所有水库单元上的流量相加, 就得到入库流量, 而不必对水库单元进行汇流计算。

流溪河模型将地下层作为一个整体, 不再划分单元, 采用线性水库法进行地下径流汇流计算。

2 河道提取与断面尺寸估算方法

2.1 河道提取与分级

在采用 DEM 对流域进行单元划分后, 一个首要的任务就是根据 DEM, 提取流域的河道 (streamline), 即确定那些单元是河道, 那些单元是边坡。

根据 DEM 提取流域的河道目前典型的方法是 D8 法^[12-13], 但该方法任意性大, 对于同一流域, 当由不同的人来提取河道时, 可能得到的结果相差较大, 不便于实际应用。本文提出一个对 D8 法的改进方法, 称为分级提取方法。该方法的思路是, 首先根据 DEM 计算确定各个单元的累积流 FA 的值, 再设定一系列的累积流的阈值 FA_0 , 进行河道划分, 对于累积流大于 FA_0 的单元, 被划分成河道, 对于累积流值小于 FA_0 的单元, 被划分成边坡。河道单元确定后, 再对河道进行分级, 按照 strahler^[14]方法将河道分成多级, 如图 3 所示。显然, 对于不同的 FA_0 值, 河道的分级会有所不同, 当 FA_0 值增加时, 一开始河道的分级保持不变, 但当增加到一定程度时, 河道的分级会增加一级。

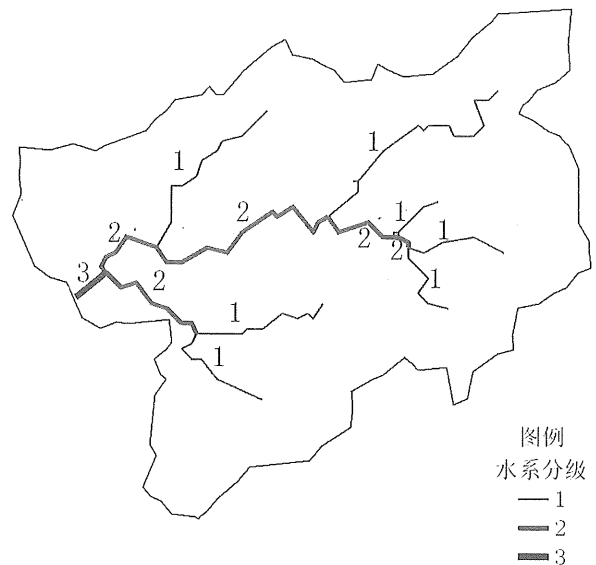


图 3 Strahler 方法河道分级示意图

Fig. 3 River ordering with Strahler scheme

本文定义一个术语: FA_0 的临界值, 该值的定义为使河道分级增加一级时的 FA_0 值。按照此定义, 对一个特定的流域, 当采用的 DEM 分辨率一定时, 存在若干个 FA_0 的临界值, 分别为 $FA_0(1)$ 、 $FA_0(2)$ 、 $FA_0(3)$... $FA_0(N)$ 。 $FA_0(1)$ 为当 FA_0 取该值时, 所划分的河道只有 1 级, 当 FA_0 的取值小于该值大于 $FA_0(2)$ 时, 河道单元将被分成 2 级, 余类推。当所有的 FA_0 值均确定后, 再根据

FA₀ 值相应的河道提取结果, 确定采用那一个 FA₀ 值进行河道提取。本文提出的这一河道提取方法, 由于 FA₀ 值是通过计算确定的, 不是人工设定的, 尽管也需要在几个 FA₀ 值之间进行选择, 但较 D8 法, 不确定性大大降低。对一流域, 当由不同的人来进行河道提取时, 结果一般会比较接近。

2.2 河道分段

河道分级后, 为了便于估算河道断面尺寸, 本文将同级河道分成若干段, 并假定各河段的断面尺寸相同, 本文称这样的河段为虚拟河段。对河流分段时, 依据已划分的河网的结构与形态, 参考从 Google Earth 网站免费下载的流域范围内的遥感影像, 以及基于 DEM 计算的河道底坡的变化情况, 在河道上设置结点, 对河道进行分段。设置结点时, 从流域出口处沿河流主干逆流而上, 并考虑下列条件:

- ① 两条或以上河流的交汇点, 设置为结点;
- ② 从遥感影像上看, 河道的宽度明显变窄时, 在明显变窄处设置结点;
- ③ 在河道流向发生明显变化处设置结点, 如河道转弯处, 在这些点, 河道的尺寸及底坡一般会发生明显变化;
- ④ 在支流汇入干流处设置结点, 这样便于将干支流河道分成不同的河段, 因干支流一般具有不同的河道断面尺寸, 需要分成不同的河段, 并设置不同的断面尺寸;
- ⑤ 当一个河段较长, 按照上述的条件在其中没有设置结点时, 根据累积流值的变化, 在其中设置若干个结点;
- ⑥ 在河道底坡明显变化处设置结点。

结点设定后, 各结点间的所有河道单元就作为同一河段, 同一河段内的所有河道单元具有相同的断面尺寸。河道分级分段后, 对每一个河道单元进行分级分段编码, 以三位数进行编码, 第一位码表示河道的级别, 最多为 9 级; 后二位码表示同一级河流中的河段编号, 最多分成 99 段, 一般可控制在 10 段以内。

2.3 河道断面尺寸估算

本文提出一种根据河道分级分段情况、参考 Google Earth 遥感影像, 结合河道单元的 DEM 高程, 对河道断面尺寸进行快速估算的方法, 本文称其为分级分段估算法, 具体方法为: ① 根据遥感影像, 运用 Google Earth 软件工具, 在影像图上直接量取各河段的水面宽度, 将其作为河道底宽; ② 根据同一河段上下两个结点间河道单元的高程, 估算河道底坡, 一般以同一河段内所有单元的边坡的平均值表示; ③ 侧坡以与该河段相邻的边坡单元的坡度近似表示, 或以其它方式近似估算。

通过上述的步骤, 就可对一个具体的流域, 进行河道单元的断面尺寸估算。而由于该方法不需要进行河道断面测量, 需要的数据可通过国际互联网免费得到, 而 Google Earth 的免费遥感影像覆盖了全球范围, 故此方法适用面广, 可在我国绝大部分地区使用。

3 流溪河模型的参数推求方法

3.1 流溪河模型参数

流溪河模型是一个分布式物理水文模型, 每个单元上均采用不同的模型参数。在流溪河模型中, 将参数分成 4 类, 第一类是与气候因素有关的参数, 称为气候参数, 第二类是与地形有关的参数, 称为地形参数, 第三类是与土壤类型有关的参数, 称为土壤参数, 第四类则是与土地利用类型有关的参数, 称为土地利用参数。气候参数为潜在蒸发率, 地形参数是流向和坡度, 土壤参数为土壤层厚度、饱和含水率、田间持水率、凋萎含水率、土壤饱和水力传导率和地下径流消退系数, 土地利用参数是糙率和蒸发系数。由于河道的糙率与河道表面的粗糙度有关, 因此, 也被归纳为土地利用参数。

在流溪河模型中, 将参数分成不可调参数和可调参数 2 大类。不可调参数直接通过流域物理特性数据确定, 可调参数通过流域物理特性数据确定初值, 再通过一个逐步迭代求精的过程, 对参数进行人工调整以得到最佳的模型模拟效果。不可调参数为潜在蒸发率、流向和坡度, 其它参数均为可调参数。可调参数进一步被分成高度敏感参数、敏感参数和不敏感参数。

3.2 不可调参数的确定方法

流向是流溪河模型的一个基本的参数, 流溪河模型按照 D8 法确定单元的流向, 当各个单元上的流向确定后, 就可以得到一个由各个单元上的流向构成的汇流网络。

在流溪河模型中, 对于边坡单元, 需要确定坡度, 而对于河道单元, 则需要确定河道底坡。坡度根据 DEM 进行计算, 取为本单元与其相邻 8 个单元中地形变化最大的单元之坡度, 用 0~90 之间的整数表示。

3.3 可调参数的确定方法

对于可调参数, 通过一个逐步迭代求精的过程, 对模型参数进行反复调整。这个过程有些类似于集总式模型的参数率定, 但与其有本质区别, 故本文称此方法为模型参数调整。流溪河模型的参数调整包括 2 个步骤, 即参数初值确定和参数调整。

参数初值确定根据有关参考文献或经验或实验结果, 根据各单元的属性数据, 给各模型参数确定一个初始值。

参数调整就是在参数初值的基础上, 对参数逐个进行调整。流溪河模型将模型参数划分为高度敏感参数、敏感参数和不敏感参数, 首先对高度敏感参数进行调整, 方法是先固定其它参数不变, 确定一个参数的增量 ΔX , 以参数的初值 X_0 为中心, 以固定的参数增量确定参数的调整值为 $X_0 \pm \Delta X$, 以参数调整值对 1-3 场洪水进行模拟计算, 检验参数的改变是否可以改进模型的模拟效果。当参数的调整可改进模型的模拟效果时, 该次调整被认为是有效的。在此基础上, 继续调整模型参数, 直至模型的模拟效果不能再改进为止, 即完成对一个参数的调整; 对其它参数采用同样的方法进行调整, 直至对所有参数均进行过一次调整计算, 即完成参数的一轮调整; 采用同样方法进行第二轮参数调整, 第三轮参数调整, 以及更多轮次的参数调整, 直至模拟计算的效果不能再改进为止。在参数调整过程中, 重点对高度敏感参数和敏感参数进行调整。

4 结 语

本文提出了一个流域洪水预报的分布式物理水文模型 - 流溪河模型, 包括流域划分、蒸散发计算、产流计算、汇流计算、参数推求 5 个模块。流溪河模型提出了一个逐步迭代求精的对参数进行调整的方法, 可推广应用到其它分布式物理水文模型, 有效解决了分布式物理水文模型参数确定的难题; 流溪河模型将河道形状设计为梯形, 进而提出了一套基于 DEM 及遥感影像对流域进行单元划分及对河道单元断面尺寸进行估算的方法。由于该方法可以应用到所有流域, 从而有效解决了目前在无资料流域不能应用分布式物理水文模型的难题。

参考文献:

- [1] SHERMAN L K. Streamflow from rainfall by the unit-graph method[J]. Eng News-Rec, 1932, 7: 501 - 505.
- [2] CRAWFORD N H, LINSLEY R K. Digital simulation in hydrology, Stanford Watershed Model IV [P]. Stanford Univ Dep Civ Eng Tech, Rep39, 1966.
- [3] FREEZE R A, HARLAN R L. Blueprint for a physically-based, digitally simulated, hydrologic response model [J]. Journal of Hydrology, 1969, 9: 237 - 258.
- [4] ABBOTT M B, BATHURST J C, CUNGE J A, et al. An introduction to the european hydrologic system-system hydrologue europeen, 'SHE' 2: Structure of a physically based, distributed modeling System [J]. Journal of Hydrology, 1986, 87: 61 - 77.
- [5] LIANG X, LETTENMAIER D P, WOOD E F, et al. A simple hydrologically based model of land surface water and energy fluxes for general circulation models [J]. J Geophys Res, 1994, 99 (D7): 14415 - 14428.
- [6] WANG Z, BATELAAN O, De SMEDT F. A distributed model for water and energy transfer between soil, plants and atmosphere (WetSpa) [J]. Phys Chem Earth, 1996, 21: 189 - 193.
- [7] VIEUX B E, VIEUX J E. VfloTM: A real-time distributed hydrologic model [C]//Proceedings of the 2nd Federal Interagency Hydrologic Modeling Conference, Abstract and paper on CD-ROM. July 28 - August 1, 2002, Las Vegas, Nevada.
- [8] KOUWEN N. WATFLOOD: A micro-computer based flood forecasting system based on real-time weather radar [J]. Canadian Water Resources Journal, 1988, 13 (1): 62 - 77.
- [9] JULIEN P Y, SAGHAFIAN B, OGDEN F L. Raster-based hydrologic modeling of spatially-varied surface runoff [J]. Water Resources Bulletin, 1995, 31 (3): 523 - 536.
- [10] WIGMOSTA M S, VAIL L W, LETTENMAIER D P. A distributed hydrology-vegetation model for complex terrain [J]. Water Resources Research, 1994, 30 (6): 1665 - 1669.
- [11] CAMPBELL G S. A simple method for determining unsaturated conductivity from moisture retention data [J]. Soil Sci, 1974, 117 (6): 311 - 314.
- [12] JENSEN S K, DOMINGGUE J O. Extracting topographic structure from digital elevation data for geographic information system analysis [J]. Photogrammetric Engineering and Remote Sensing, 1988, 54 (11): 1593 - 1600.
- [13] 汤国安, 杨昕. ArcGIS 地理信息系统空间分析实验教程 [M]. 北京: 科学出版社, 2007: 429 - 445.
- [14] STRAHLER A N. Quantitative analysis of watershed geomorphology [J]. Transactions of the American Geophysical Union, 1957, 38 (6): 913 - 920.