

基于栅格数据的流域降雨径流模型^{*}

沈晓东 王腊春 谢顺平

(南京大学海岸与海岛开发国家试点实验室, 南京 210093)

提 要 本文在研究降雨时空分布不均匀与下垫面自然地理参数空间分布不均匀, 对降雨径流过程影响的基础上, 提出了一种在地理信息系统支持下的动态分布式降雨径流流域模型, 实现了基于栅格的坡面产汇流与河道汇流的数值模拟, 能够获得流域上任意模拟时刻任意栅格的径流量。模型视栅格为水文一致性单元, 水文参数在栅格内一致, 在相邻栅格间变化。采用 Holtan 模型计算下渗率, 水量平衡方程和线性水库的马斯京根法进行栅格产汇流演算, 模型的每个参数具有明确的物理意义和地理规律。本文的产汇流模拟方法以石桥铺径流实验区作为验证, 取得较好效果。

关键词 地理信息系统 动态分布式降雨径流流域模型 栅格 Holtan 模型 马斯京根法

1 引言

本文在自行研制的微机地理信息系统 XMGIS (2.0 版) 支持下, 寻求适用于栅格的水文学建模方法, 使用地形图、土壤分布图、土地利用图、降雨、蒸发、下渗、土湿等资料作为模型的基本输入, 水文站实测资料仅作率定模型参数之用。模型能够动态模拟流域内任意点的产汇流过程, 为水文学的建模理论提供了一种新的思维方法。

2 水文模拟专题数据库

2.1 栅格数据文件

对流域上每一点直接进行水文模拟是不可能的, 只能将它分解为许多正方形区域, 也即栅格化。自然地理特性在单个栅格上是均一的, 但在相邻栅格间却有变化。分布式流域模型在栅格层次上是集总模型, 而对整个流域而言, 需非集总而分布式地处理模型参数, 因此必须建议栅格数据结构的数据文件。

2.1.1 数字地形模型分析 根据数字高程模型 (DEM), 产生坡度坡向等地形因子参数的栅格数据文件。坡向即为水流在栅格上的流向, 将 0° — 360° 的坡向概化为北、东、南、西四个方向, 用特征码 1、2、3、4 表示。特征码 0 表示坡度为零的栅格上的水流无流向。应用地理信息系统进行产汇流模拟, 零流向是不可避免会碰到的问题, 零流向栅格是水流中客观上并不存在的断点, 与实际不符, 必须进行纠正。以零流向栅格周围栅格的流向及相邻河流走向作为判断依据, 将其纠正为非零流向。随后, 寻找流向冲突的相邻栅格, 如上 3 下

* 国家自然科学基金及国家教委博士点基金资助项目。

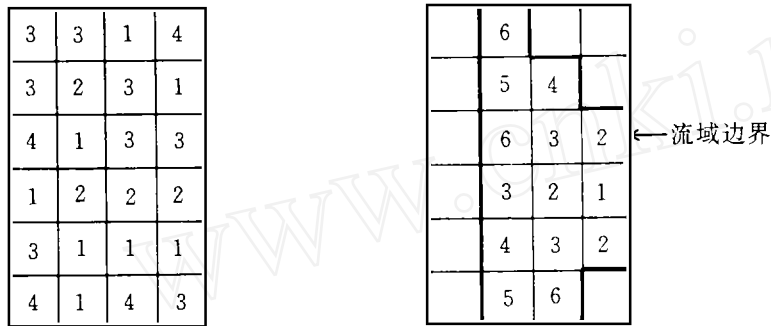
本文承导师任美镔教授和史运良教授指导和修改, 完成过程中, 杨戊教授给予了许多帮助, 谨此一并致谢。

来稿日期: 1993 10; 收到修改稿日期: 1994 05。

1 或左 2 右 4 流向的栅格对, 以两栅格本身及周围高程作为纠正依据。经过零流向与冲突流向纠正的水流流向文件, 才能进行下一部分的分析。

2.1.2 栅格等级分析 流域内的每个栅格最多只能接受其周围三个方向的入流(不考虑填注), 只有获得每个栅格的汇流路径才能进行汇流演算。栅格等级分析是根据同一等级的栅格序列(至少包含一个栅格)依次其中每个栅格周围流向它的栅格坐标、流向及个数, 获得更高等级的栅格序列。

以栅格化河网的最末一级或流域控制水文站为依据判断属于出口断面的栅格, 自出口断面栅格(定义为一级)向上游寻找流向它的二级栅格序列, 依此类推, 直至搜索到最高一级栅格序列(无任何栅格流向它), 完成栅格等级分析(如图 1)。被赋予等级及流向的全部栅格就组成了一个闭合流域。



左图: 1、2、3、4 为北、东、南、西的栅格流向

右图: 1—6 为栅格等级
1 为出口断面

图 1 栅格等级分析示例, 左图为流向, 右图为等级(由高流向低)

Fig. 1 Illustration of grid sequential order analysis. The left figure refers to flow aspect, the right figure refers to assigned sequential order

2.2 数据库的建立

根据模型要求, 对已生成的栅格文件进行必要的叠置分析, 建立用于建模的数据文件, 并将全部文件存入 XMGIS 的数据库中, 数据库具有查询、修改及统计等基本功能。水文模拟专题数据库工作流程见图 2。

3 降雨径流流域模型

栅格是一个开放的系统, 其不仅受降雨、下渗、蒸发, 还受周围栅格汇流的影响, 不能采用传统的集总式流域产流模型, 必须寻求适用于栅格层次的计算模式。本文假定产流由地表径流与地下径流组成(主要是壤中流), 当包气带含水量达到田间持水量或雨强大于下渗能力后, 产生地表径流; 当包气带含水量达到田间持水量后, 产生地下径流。并假定地表径流、地下径流一致(汇流滞时不同), 栅格的出流是自身的时段

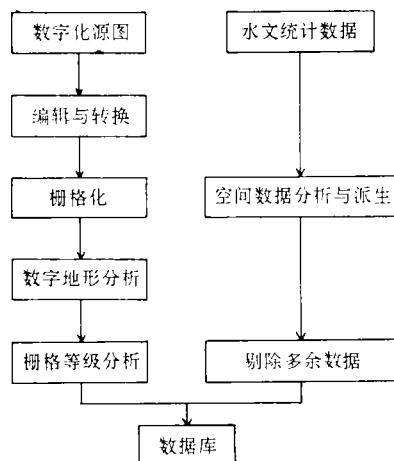


图 2 水文模拟专题数据库工作流程

Fig. 2 Outline to create hydrological modelling thematic data base

产流及其上级栅格汇流,经地表与地下调蓄,到达其出流边界的线性迭加的总和,产流已融合在汇流演算过程中,与此类似,本栅格的出流也是下一等级对应栅格的入流之一,以此类推,从初始时刻开始对自高至低等级的全部栅格逐级逐时进行连续演算,得到所有计算时段全部栅格的径流过程。

3.1 基本控制方程

对栅格的地表、地下(包气带)层分别进行产汇流演算,两层之间既有联系又相互独立。联系指产流上的相互转化,独立指汇流上的相互独立。栅格地表与地下层次的水量输入输出过程如图3。

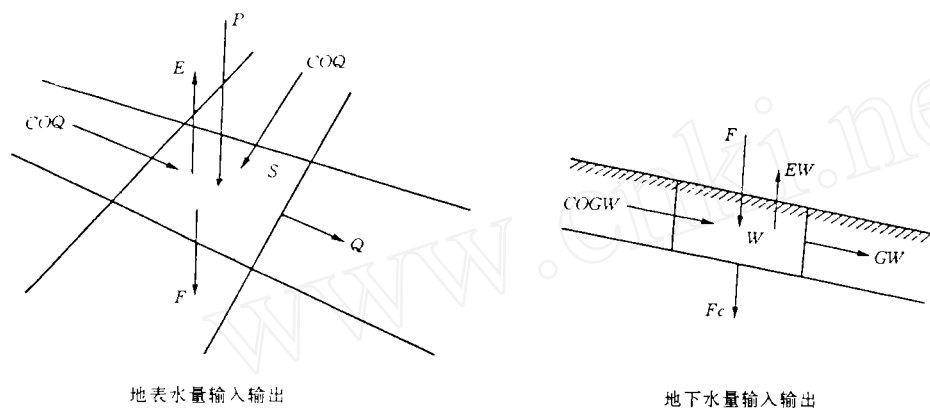


图3 栅格地表地下水量输入输出过程

Fig. 3 Water input-output process at the surface and under the ground of the grid element

3.1.1 栅格水量平衡方程 根据质量守恒定律,得到栅格水量平衡方程^[1]:

$$(P_i)_{1-2} + 0.5\Delta t \sum (COQ_{i1} + COQ_{i2} - (E_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2}) - 0.5\Delta t (Q_{i1} + Q_{i2})) = S_{i2} + S_{i1} \quad (3-1)$$

$$0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2}) + 0.5\Delta t \sum (COGW_{i1} + COGW_{i2} - 0.5\Delta t (F_{c1} + F_{c2}) - (EW_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (GW_{i1} + GW_{i2})) = W_{i2} - W_{i1} \quad (3-2)$$

式中*i*——栅格编号; Δt ——计算时段步长;1、2——时段始末;*P*——时段总降雨量;*COQ*——邻近栅格地表入流量;*Q*——本栅格地表出流量;*COGW*——近栅格地下入流量;*GW*——本栅格地下出流量;*E*——时段水面总蒸发量;*EW*——时段土壤总蒸发量;*F*——地表下渗率;*F_c*——深层下渗率;*S*——地表蓄水量;*W*——地下土层含水量。

3.1.2 流量演算方程 栅格对总输入的调蓄作用可视为一个线性水库,运用线性水库的马斯京根法,对地表地下栅格的流量分别进行演算。

$$Q_{i2} = [2\Delta t / (2k + \Delta t)] (I_i)_{1-2} + [2k - \Delta t] / (2k + \Delta t) Q_{i1} \quad (3-3)$$

$$(I_i)_{1-2} = (P_i)_{1-2} + 0.5\Delta t \sum (COQ_{i1} + COQ_{i2} - (E_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2})) \quad (3-4)$$

$$GW_{i2} = [2\Delta t / (2k_g + \Delta t)] (GI_i)_{1-2} + [2k_g - \Delta t] / (2k_g + \Delta t) GW_{i1} \quad (3-5)$$

$$(GI_i)_{1-2} = 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2}) + 0.5\Delta t \sum (COGW_{i1} + COGW_{i2} - (EW_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (F_{c1} + F_{c2})) \quad (3-6)$$

式中*k*——地表蓄量系数,即水流通过一个栅格地表所需时间;*k_g*——地下蓄泄系数;*I_i*——时段栅格地表总输入;*GI*——时段栅格地下总输入。

3.2 下渗率和蒸发量计算公式^[2,3]

降雨最大下渗率计算采用 Holtan 模型

$$f = FA \cdot GI \cdot \alpha \cdot S_o^n + f_i \quad (3-7)$$

包气带向深层土的下渗率

$$F_i = f_i \cdot W/W_m \quad (3-8)$$

时段水面总蒸发量

$$(E)_{1-2} = \Delta t E_m \quad (3-9)$$

时段土壤总蒸发量

$$(EW)_{1-2} = \Delta t W/W_m \cdot EW_m \quad (3-10)$$

式中 f ——下渗能力, 即最大下渗率; GI ——作物生长指数, 为日散发量与作物成熟期最大日散发量的比值; α ——由土地利用类型确定的植被指数, 介于 0.2 到 0.8 之间, 初值由文献查得; n ——结构参数^[2], 即 1.387; S_o ——土湿条件下的包气带最大缺水量, $S_o=0$ 时, 土层稳渗; f_i ——稳渗率; W_m ——地下土层(包气带)田间持水量; FA ——模型率定的参数, 适用于所有的栅格, 解决 α 初值估计不准的误差; E_m ——水面蒸发率; EW_m ——土壤蒸发率。

3.3 蓄量系数 k 和蓄泄系数 k_x

地表坡面与河道汇流演算中的蓄量系数 k 采用统一的计算公式^[4], 栅格地表纵剖面如图 4。栅格上的水流可近似看作恒定流, k 即为汇流历时。

$$q_o = [(I+S)/\Delta t] L \cos \theta \quad (3-11)$$

$$y = a q_o^m \quad (3-12)$$

$$Re = 4 q_o / \nu \quad (3-13)$$

$$f = 96 / Re \quad (3-14)$$

$$v = q_o / y \quad (3-15)$$

$$k = L / ((v + v_o) / 2) \quad (3-16)$$

式中 q_o ——栅格地表出口单宽流量; L ——栅格边长; θ ——栅格坡度; y ——栅格出口下断面水深; Re ——雷诺数; ν ——运动粘滞系数; f ——阻力因子; v ——栅格出口下断面流速; v_o ——栅格出口上断面流速; a, m ——根据 Re 大小判断水流是层流还是紊流后决定取值;

$$\text{当 } Re < 2000, \text{ 水流为层流, 则 } m = 2/3, a = (f / (8g \tan \theta))^{1/3} \quad (3-17)$$

$$\text{当 } Re \geq 2000, \text{ 水流为紊流, 则 } m = 3/5, a = n^{0.6} / (\tan \theta)^{0.3} \quad (3-18)$$

式中 n ——曼宁糙率, 由土地利用类型确定。

地下蓄泄系数 k_x 适用于所有的栅格, 由径流退水过程传统水文法推求。

3.4 约束条件

模型迭代过程中约束条件

$$S_{i2} \geq 0 \quad (3-19)$$

$$0 \leq W_{i2} \leq W_m \quad (3-20)$$

$$0 \leq 0.5 \Delta t (F_{i1} + F_{i2}) \leq (P_i)_{1-2} + 0.5 (S_{i1} + S_{i2}) \quad (3-21)$$

$$\text{当 } Q > 0 \text{ 时, } F = f \quad (3-22)$$

3.5 模型讨论

本文提出的流域模型不能简单地划分为蓄满或超渗产流模式, 计算表明, 当雨强较大或土壤含水量较大时, 对不同栅格而言, 降雨及下垫面特性如稳渗率、时段起始的土层含水量、下渗率与田间持水量等水文参数空间分布不均匀, 在栅格与栅格间变化, 蓄满和超

渗产流模式有可能在流域上同时存在；对一个栅格而言，受雨强、土层含水量及入流等因素的影响，不同时刻的产流模式也有可能不一致。因此流域面上产流时间、产流模式、径流量呈现时空分布不均匀的动态过程，从而解决了流域上产流时间不同步、降雨空间分布不均匀与下垫面不均一的问题。

4 模型验证

验证流域——石桥铺径流实验区，位于 $115^{\circ}32'E, 30^{\circ}36'N$ ，地处湖北省罗田县石桥铺乡，长江流域中游下段北岸，实验区流域面积 25.2km^2 ，平均高程 249m （吴淞基面），平均坡度 21° 。土壤类型及土地利用类型分布极不规则，流域下垫面特性变化复杂。实验区具有丰富的降雨、下渗、土湿、蒸发、流量及气象资料，为本文模型的实现提供了有利条件。

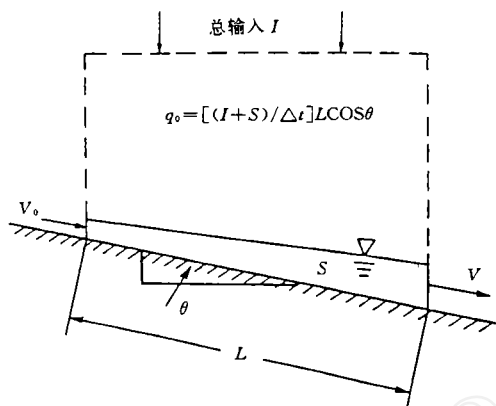


图4 栅格纵剖面水量输入输出过程

Fig. 4 Water input-output process in the section of grid element

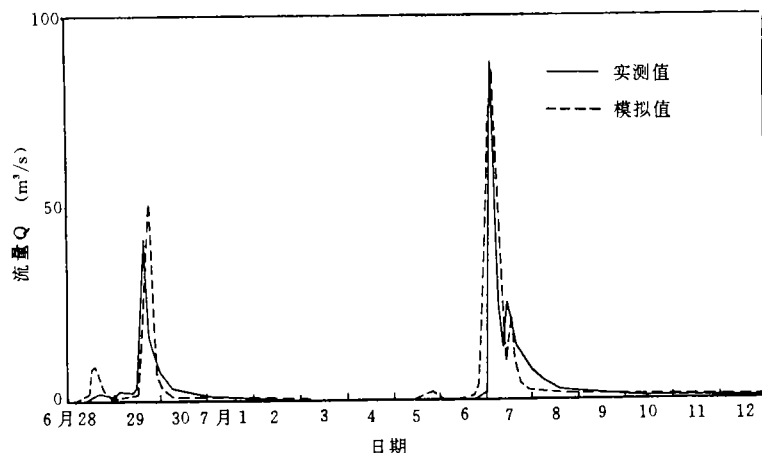


图5 石桥铺水文站实测与模拟流量过程

Fig. 5 Measured and synthesized flow hydrograph at the shiqiaopu hydrological station

原图比例尺为 $1:2$ 万，栅格边长取 85m ，按手工绘制的流域边界裁剪得流域栅格数为 3424 ，计算机自动模拟出的栅格等级数为 102 、流域栅格数为 2552 ，是实际流域面积的 75% （流域愈大或栅格愈小则误差愈小）。

使用模型模拟 1966 年 6 月 28 日至 7 月 14 日为时 15 天的每流域内所有栅格的径流过程，以控制断面石桥铺水文站的实测流量过程作为率定参数的标准，模拟结果见图 5 。

利用 GIS 技术进行水文模拟，仍有许多难点需逐步解决，兼之模型刚刚提出，模拟精度有待提高。但本文的目的不仅是精度上与传统水文模型相比较，而是从水文机制本身出发，重视地学分析，提出一种新的思路。

5 结 语

GIS 支持下的降雨径流流域模型的参数具有明确的物理意义, 可以根据其本身的特性由气象及自然地理等方面的资料获得, 不完全依赖于实测资料。有实测资料, 固然可以优选参数, 提高模拟精度; 无实测资料, 也可根据参数的地理规律获得, 因此能解决无资料地区的产汇流模拟问题。

地理信息系统在水文研究将成为不可缺少的研究手段, 它在合理利用水文遥感技术获得的降雨与土壤湿度的实时空间分布信息, 方便快速地更新水文专题数据库, 建立反映水文现象客观规律的分布过程模型库, 实现实时水文预报, 实现流域地面模型、地下水模型和地表水模型的定位衔接及最终建立水文专题地理信息系统等方面发挥重大作用。

参 考 文 献

- 1 Gupta SK, Solomon S I. Distributed Numerical Model for Estimating Runoff and Sediment Discharge of Ungaged Rivers. *Water Resources Research*, 1977, 13 (3): 613—636.
- 2 Singh VP. *Elementary Hydrology*. Prentice Hall Company, 1992, 234—247.
- 3 庄一, 林三益. 水文预报. 北京: 水利电力出版社, 1986.
- 4 Chow VT, et. al. *Applied Hydrology*. McGraw—Hill Book Company, 1988, 155—167

作 者 简 介

沈晓东, 男, 1971 年生, 1990 年毕业于河海大学水资料水文系获学士学位, 1992 年毕业于南京大学大地海洋科学系获硕士学位, 现为南京大学大地海洋系 92 级博士研究生。主要研究方向: 地理信息系统在水文学与河口海岸学中的应用。已发表《上海未来百年海平面上升预测与影响浅析》等数篇学术论文。

A DYNAMIC PRECIPITATION—RUNOFF MODEL FOR A WATERSHED BASED ON GRID DATA

Shen Xiaodong Wang Lachun Xie Shunping

(State Pilot Laboratory for Island and Coastal
Exploitation, Nanjing University, Nanjing 210093)

Key words Geographic Information System (GIS), dynamic runoff precipitation watershed model, grid element, Holtan Model, Muskingum method

Abstract

After having studied the precipitation—runoff process affected by the spatial and temporal variability of precipitation and the spatial differences of physi—geographic parameters on the earth's surface, this paper developed a dynamic model based on grid data. The model takes topographic map, soil distribution map, land use map, precipitation, evaporation, seepage and moisture content of soils as inputs. The hydrological grid data base is supported by the Geographic Information System (GIS). XMGIS 2.0, which is made by the authors. According to the model, necessary analyses of digital topographic model and grid superposition are made, and the grid element assigned grade and flow forms a fully watershed (Fig. 2).

When the runoff yield and the inflow of surface and subsurface, taking the grid element as a unit, are respectively calculated, the outflow of a grid element is one of inflows in the corresponding subgrid. All the grid element is continuously calculated in the order of grade, and the flow process in every time interval is finally obtained.

The model takes the grid element as a hydrologically homogeneous unit. Hydrological parameters and physi—geographic characteristics are assumed to be uniformly distributed in each grid element, but vary between elements. Holtan model is used for infiltration rate:

$$f = FA \cdot GI \cdot \alpha \cdot S_a^n + f_i$$

The infiltration rate to deep soil layers is:

$$Fc = f_i \cdot W / W_m$$

where f is the capacity of infiltration, Fc is the actual infiltration rate in the soil profile, GI is the grain—growing index, α is the cover index, n is the parameter of soil structure, S_a is the maximum volume lack of water in the soil profile, f_i is the stable infiltration rate.

Water—balance equation and modified Muskingum method are used for routing runoff yield and inflow from adjacent relevant grids.

The water balance equation based on grid element is:

$$\begin{aligned} (P_i)_{1-2} + 0.5\Delta t \sum (COQ_{i1} + COQ_{i2} - (E_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2}) - 0.5\Delta t (Q_{i1} + Q_{i2})) = S_{i2} \\ + S_{i1} \\ 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2}) + 0.5\Delta t \sum (COGW_{i1} + COGW_{i2} - 0.5\Delta t (Fc_{i1} + Fc_{i2}) \\ - (EW_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (GW_{i1} + GW_{i2})) = W_{i2} - W_{i1} \end{aligned}$$

where i is the number of grid element, 1 and 2 the beginning and the end of time interval, COQ and $COGW$ are the volume of surface and subsurface inflows from adjacent grid elements respectively, E is the total evaporation on the surface of water in a time interval, F is the surface infiltration rate, S is the volume of surface water-bearing, W is the water content of soil layer, Δt is the length of time segment, P is the rainfall in a time interval, Q and GW are the surface and subsurface outflow respectively in a given grid element, and is EW the soil evaporation.

The Muskingum flow equation is:

$$\begin{aligned} Q_{i2} &= [2\Delta t / (2k_s + \Delta t)] (I_i)_{1-2} + [2k_s - \Delta t] / (2k_s + \Delta t) Q_{i1} \\ (I_i)_{1-2} &= (P_i)_{1-2} + 0.5\Delta t \sum (COQ_{i1} + COQ_{i2} - (E_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2})) \\ (GW_i)_{1-2} &= [2\Delta t / (2k_g + \Delta t)] (GI_i)_{1-2} + [2k_g - \Delta t] / (2k_g + \Delta t) GW_{i1} \\ (GI_i)_{1-2} &= 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2}) + 0.5\Delta t \sum (COGW_{i1} + COGW_{i2} - (EW_i)_{1-2} - 0.5\Delta t (F_{i1} + F_{i2})) \end{aligned}$$

Where k is the coefficient of surface water-bearing, k_g is the coefficient of subsurface water-bearing and discharge, I is the total input of surface water in a time segment, GI is the total groundwater input of a grid element in a time interval.

In the model, every parameter has specified physical meanings and geographically distributed characteristics. The simulation method was proved effective by examining Shiqiaopu runoff experiment basin (Fig. 5).