

## Chapter 5 Catchment hydrological model

# 第五章 流域水文模型

刘攀 教授

# 目录

5.1 流域水文模型概论

5.2 概念性流域水文模型

5.3 分布式流域水文模型

5.4 流域水文模型研究与检验

# 流域水文模型概论

## 一、流域水文模型的一般概念

50年代后期，随着计算机和系统理论应用的迅速发展，水文学提出流域水文模型的概念和方法，它将流域视为一个系统，并研究领域形成径流的输入因素与径流输出之间的数学关系和逻辑表达式，以至成为降雨径流计算的一种新途径，推动水文预报和水文计算学科的发展。

一个流域的水文过程是十分复杂的，迄今尚难用准确的物理定律完善而精确地解释自然界的宏观水文现象。借助现代系统理论和计算机技术，由系统框图方法，而在一定精度范围内对这种宏观水文现象进行定量描述。目前在短期水文预报工作中使用得最

多的是确定性概念模型，即把预报对象的自然水文过程抽象为一个系统，根据对系统行为物理过程的概化，用一系列数学方程式来描述，进而由系统的输入作出对输出的数字模拟，这就是流域水文模型。



# 水文模型概述

❖ 流域水文模型就是结构+参数。

模型计算步骤与方法，称为结构。

参数用以表达规定流域的水文特性。

## 二、流域水文模型的分类

- **水文模型**可分为：

确定性模型——描述水文现象必然性规律的数学模型结构。

随机性模型——描述水文现象随机性规律的数学模型结构。

- **确定性模型**可分为：

集总式模型——忽略水文现象空间分布的差异。

分散式模型——考虑水文现象空间分布的差异。

- **水文数学模型**：

线性与非线性——模型的解可以线性叠加；且满足均匀性为线性，否则为非线性。

时变与非时变——模型的结构或参数随时间变化的为时变，否则为非时变。

# 三、流域水文模型的系统分析方法

- **数学物理方法（物理模型）**：数学方程组，并确定边界条件，由给定输入计算输出。
- **黑箱子分析方法**：模型将流域看作是一个动态系统，系统不致力于模型内部结构，而是将系统输入过程直接转化为系统的出流。
- **概念性模型方法**：根据水文循环概念，采用推理和概化的方法对流域水文现象进行数学模拟，建立一系列数学方程组，用于计算利用系统的径流 输出。



- **水文模型：**

- **模型结构**——流域水文模型结构是对降雨径流中产流，汇流各主要环节模拟的推演和概化，由一系列函数和逻辑判断组成。
- **模型参数**——区别不同流域水文特性的一类待定参数，由系统分析确定。

# 国内外研究状况

- ❖ 由于洪水预报与人类经济活动密切相关，其预报技术和方法发展很快。近三十年来，随着电子计算机技术的应用和其它信息技术的渗透，已提出了百余种数学物理模型，模型的复杂程度不一。1974年7月,WMO研究了对比结果并得出结论：
  - (1) 如果流域处于湿润地区，就不必过于挑选模型，简单模型与复杂模型可以取得同样好的效果。但是对于干旱与半干旱地区就需要仔细选择模型。
  - (2) 一般地说，在久旱之中和久旱之后，计算土壤含水量的模型能较好地模拟河川径流。
  - (3) 那种不直接计算土壤含水量的模型，对流域大小和自然地理特征、气候条件都具有更好的适应能力与弹性。
  - (4) 在建立模型时，如果资料不好，则隐式计算土壤含水量的模型更好



# 国内外研究状况

❖ 1980年在英国牛津召开的国际水文预报学术讨论会上，雷叶夫博士发表他的观点与结论：很简单的模型也可以得到满意的结果，不能说明复杂的模型一定优于简单的模型；检验比较的模型中，没有一个模型真实地反映了降雨径流过程。基于以上观点，在实际中得到广泛应用的是简单模型，如美国，目前实时预报中有70%的流域仍在沿用简单模型（API模型）。

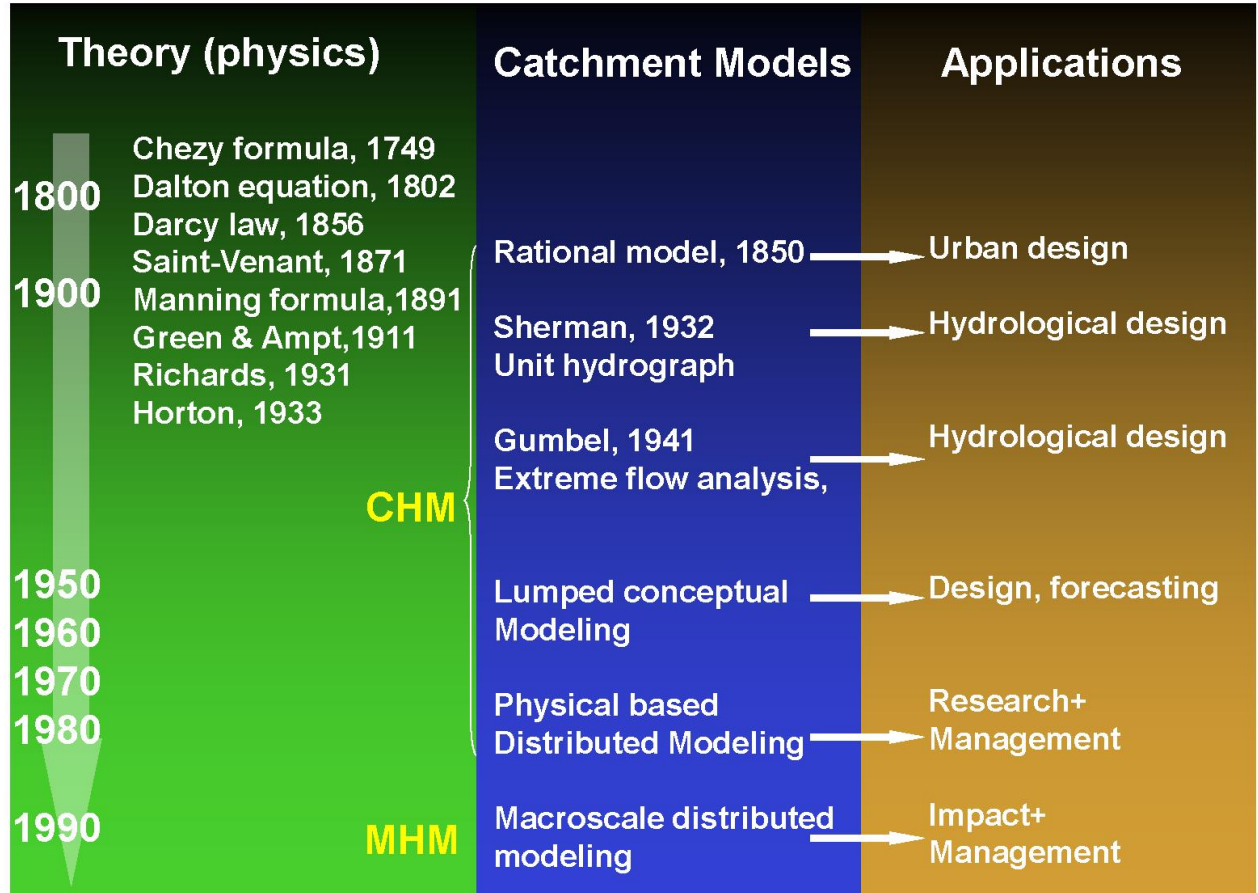
❖ 我国水文预报理论和方法。

在产流方面：60年代蓄满产流概念，70年代初河海大学的赵人俊教授等研制了新安江模型，在湿润地区得到了广泛应用；提出流域蒸散发能力的公式计算法和分层计算模式、流域蓄水能力的空间分布曲线；探讨了沙丘、岩溶等特殊地区产流方式。

在汇流方面：多途径探讨非线性汇流计算；初步开展了汇流数值试验及随机汇流模型研究。

应用卡尔曼滤波校正技术，研究实时洪水预报方法与实时校正模型已取得许多成果。但在实际水库预报调度中，仍比较广泛采用简单模型，即暴雨径流相关图配合经验单位线。

# History of Catchment Models



## 四、建立流域水文模型的基本步骤

- 1.描述降雨到流域出口断面发生径流过程各个环节之间的相互关系，可用框图表示。
- 2.建立模型各个部件数学表达式和逻辑表达计算系统。
- 3.根据实测降雨、径流观测资料，确定模型中的待定参数。
- 4.对模型进行检验，计算精度，适用范围。合理性论证。

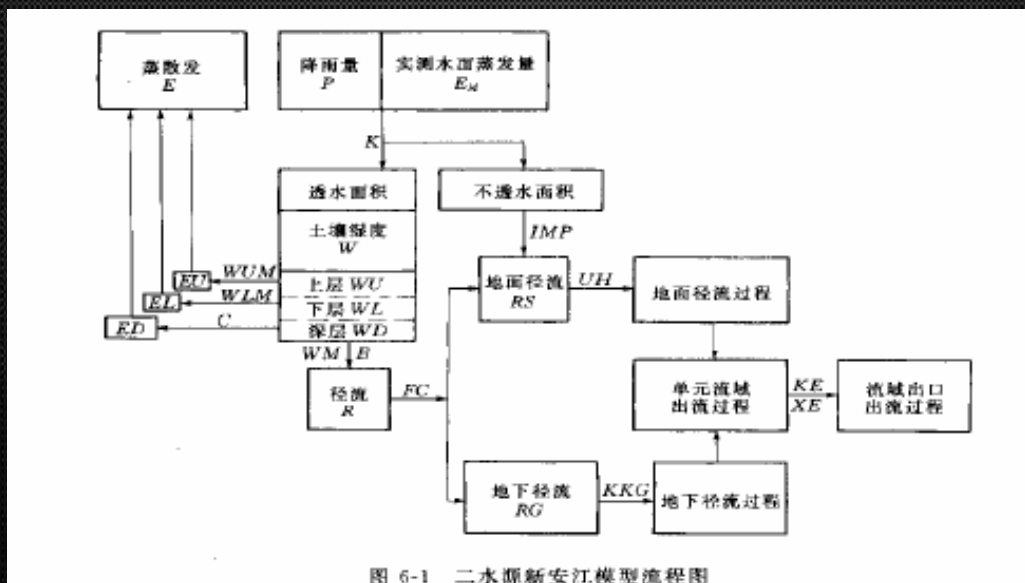




表 1 世界上比较流行的流域水文模型一览表

模型缩写	英文名全称	参考中文译名	作者及模型最初和最新版本发表年份	参考文献编号	主要流行国家或地区
ARNO	Arno River Model	Arno 河模型	Todini (1988,1996)	[2]	意大利
CLS	Constrained Linear Simulation Model	约束线性模拟模型	Natale 和 Todini (1976,1977)	[3]	意大利
HBV	Hydrological Simulation Model	水文模拟模型	Bergstrom (1976,1995)	[4]	北欧
HEC-HMS	Hydrologic Engineering Center-Hydrologic Modeling System	水文工程中心水文模拟模型	HEC (1981,2000)	[5]	美国
NWS-RFS	National Weather Service-River Forecast System	国家天气局河流预报系统模型	Burnash (1973,1995)	[6]	美国
RORB	Runoff Routing Model	径流演算模型	Lanrenson (1964,1995)	[7]	澳大利亚
SWM/HSPF	Stanford Watershed Model/Hydrologic Simulation Package-Fortran IV	斯坦福流域模型/Fortran IV 水文模拟程序包	Crawford 和 Linsley (1966)/ Bicknell 等(1993)	[8]	美国
Tank	Tank Model	水箱模型	Sugawara (1974,1995)	[9]	日本
TOPIKAPI	Topographic Kinematic Approximation and Integration Model	地貌运动近似与集成模型	Todini (1995)	[10]	意大利
TOPMODEL	Physically Based Runoff Production Model	有物理基础的径流形成模型	Beven (1979,1995)	[11]	欧洲
UBC	University of British Columbia Model	大不列颠哥伦比亚大学模型	Quick (1977,1995)	[12]	加拿大
USGS	U. S. Geological Survey Model	美国地质调查局模型	Dawdy 等(1970,1978)	[13]	美国
WATFLOOD	Waterloo Flood System	滑铁卢洪水系统模型	Kouwen (1993,2000)	[14]	加拿大
WBNM	Watershed Bounded Network Model	流域河网模型	Boyd 等(1979,1996)	[15]	澳大利亚
XJM	Xinjiang Model	新安江流域水文模型	赵人俊(1980,1995)	[16]	中国

## 第一节 新安江模型

### 一、模型结构与计算方法

新安江模型是分散性模型<sup>[8]</sup>，它把全流域分成若干单元流域，对每个单元流域分别作产汇流计算，得出各单元流域的出口流量过程，再分别进行出口以下的河道洪水演算至流域出流断面，把同时刻的流量相加即求得流域出口的流量过程。

设计分散性模型的主要原因是为了考虑降雨分布不均和下垫面条件不一致的影响，尤其是有大中型水库等人类活动的影响。降雨分布不均对产流和汇流都产生明显的影响，特别是降雨分布很不均匀时，若采用集总性模型，用全流域平均雨量进行计算，误差可能很大，（因为面积均化与时间均化一样，会减小计算值，在第三章中对此已作过讨论）且是系统的。

新安江模型通常以一个雨量站为中心，按泰森多边形法划分计算单元。这种方法主要考虑降雨分布不均，如有必要，也可以采用其他划分的方法。例如有大型水库，将水库的集水面积作为一个计算单元。

每单元流域的计算流程图见图 6-1。图中在方框内写的是状态变量，方框外写的是模型参数。

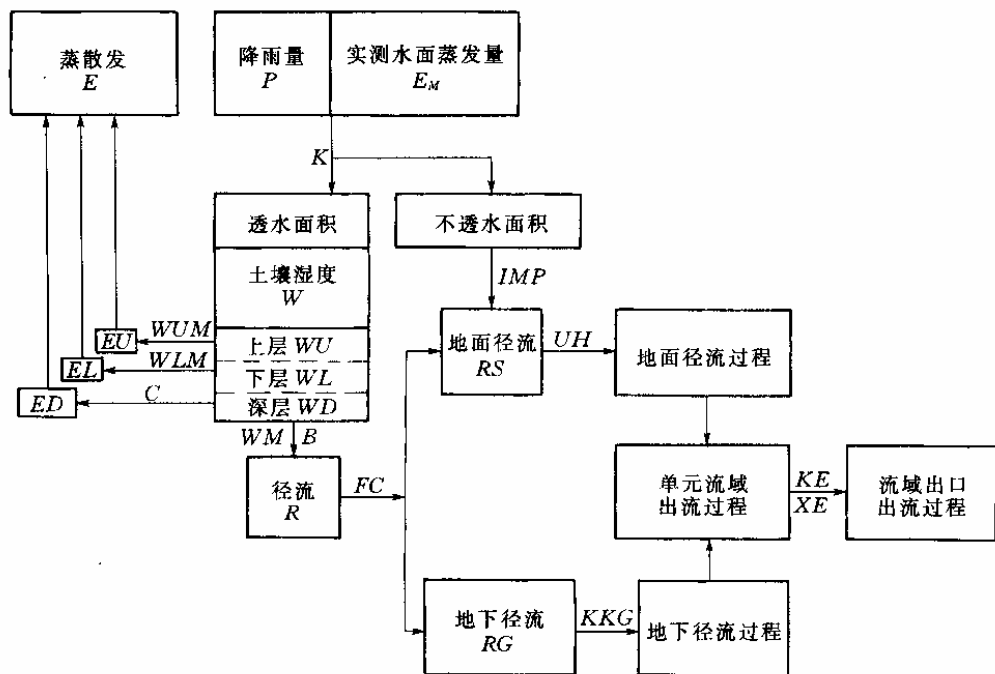


图 6-1 二水源新安江模型流程图

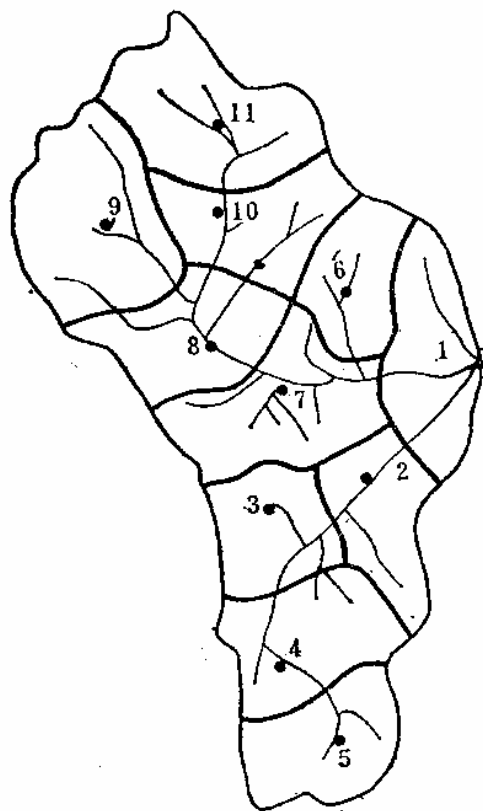


该模型的产流采用蓄满产流模型，增加了一个参数  $IMP$ ，是流域不透水面积占全流域面积之比。这个参数在湿润地区不重要，可不用；但在半湿润地区，由于经常干燥，此参数就有必要。增加这个参数后，二水源的新安江模型只须修改下列两式（式中各参数同第三章第六节）：

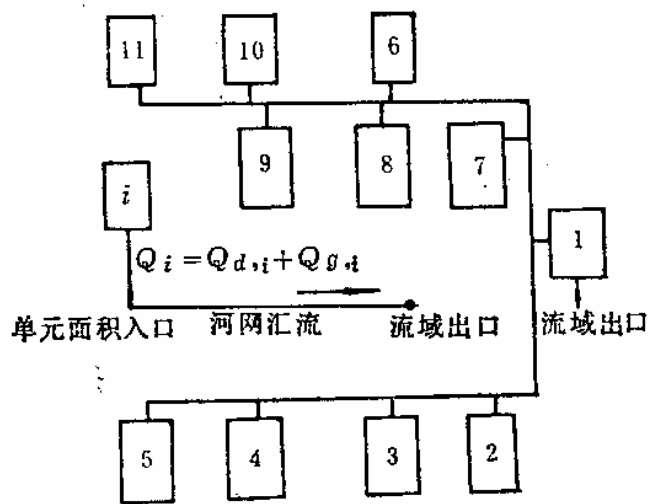
$$W'_{mm} = \frac{1+B}{1-IMP} \cdot WM \quad (6-1)$$

$$\left. \begin{aligned} RG &= FC \cdot (R - IMP \cdot PE) / PE \\ RS &= R - RG \end{aligned} \right\} \quad (6-2)$$

模型的蒸散发部分采用三层蒸散发模型；河道洪水演算采用马斯京根法线性解。



(a)



(b)

图 4.7-1 流域汇流模型基本结构示意图  
(a)单元面积划分; (b)单元面积-河网汇流系统

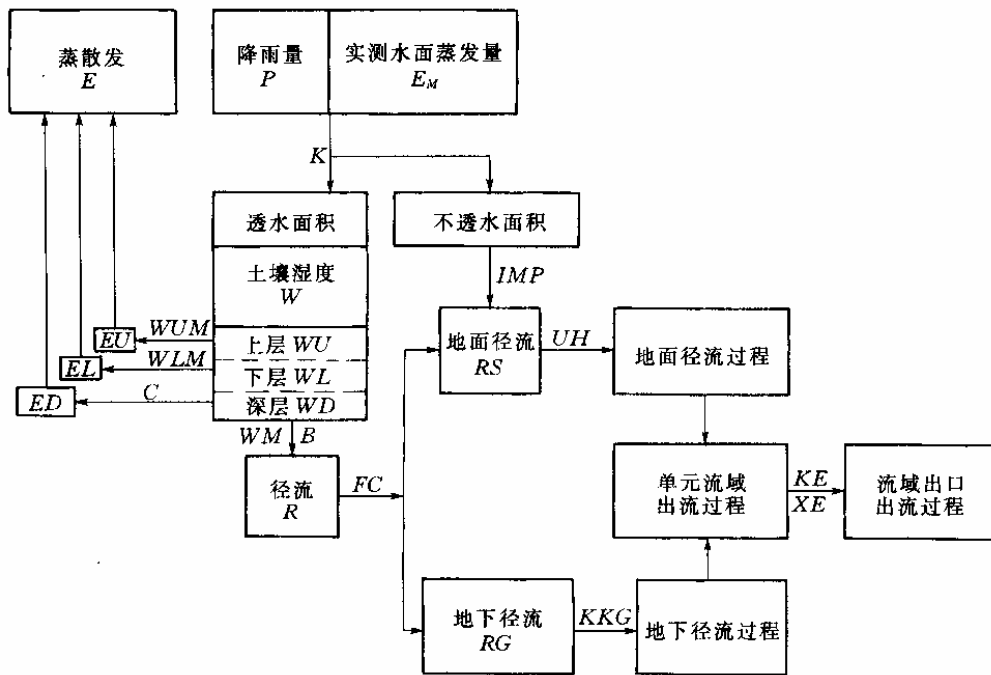


图 6-1 二水源新安江模型流程图

在流域汇流中，地面径流采用经验单位线，并假定每个单元流域上的无因次单位线都相同，使结构比较简单。无因次单位线与地面径流深和流域面积相乘，就得单元流域的出流过程。

要使各个单元流域的无因次单位线相同，首先要求地形条件一致，其次要求流域面积相近。因此，在划分单元流域时，应尽可能使各单元的面积相差不要太大。

地下径流的汇流速度很慢，可按线性水库计算。它的河道汇流阶段可以忽略，降雨在面上分布不均的影响也可以忽略。



目前常用的是 80 年代初提出的三水源新安江模型,它克服了二水源新安江模型中对水源

划分的不合理;在地面径流中包含了不同大小的壤中流,因而单位线的非线性变化较大。

在二水源新安江模型中,稳定下渗量  $FC$  立即进入地下水库,没有考虑包气带调蓄作用,这与霍顿概念有关。霍顿理论是无积水的,时段降雨量或耗于下渗,或形成地面径流,土壤层中没有界面积水,故不可能产生壤中流,也就没有包气带的调蓄作用,这是欠合理的。在三水源模型中,设置了一个自由水蓄水库代替原先  $FCB$  的结构,以解决水源划分问题。

按蓄满产流模型求出的产流量  $R$ ,先进入自由水蓄水库,再划分水源,见图 6-2。自

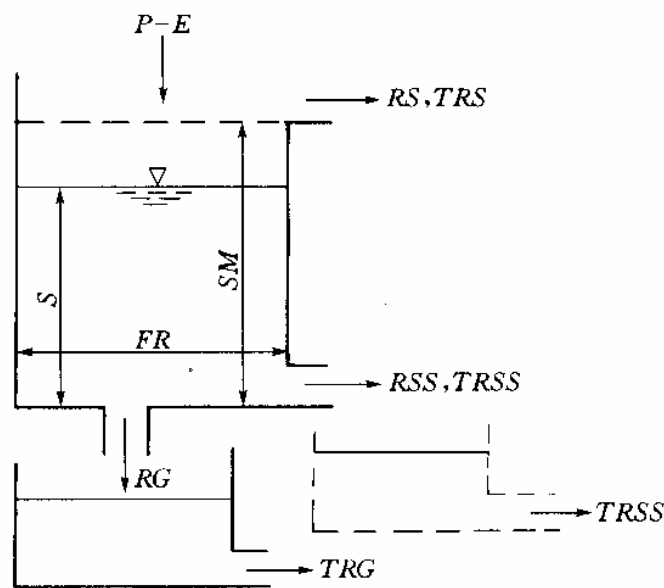


图 6-2 自由水蓄水库的结构

## (二) 划分地面径流、壤中流和地下径流

地面以下的径流由多种产流机制形成，在流域出口断面流量的退水过程线上常呈现这些水源的退水特征。图 3-26 是长江上游支流孙水关流域 1980 年 7 月的一次洪水过程，其退水过程线从拐点 A 以后呈现明显的两个转折点 B 和 C，这三段（A 至 B，B 至 C，C 以后）的退水坡度互不相同，但每段内变化相对较小，退水坡度的变化反映了退水段径流受流域调蓄作用的差异。根据径流实验观测和径流形成原理，这三段退水的径流成分分别为地面、壤中和地下三种水源。

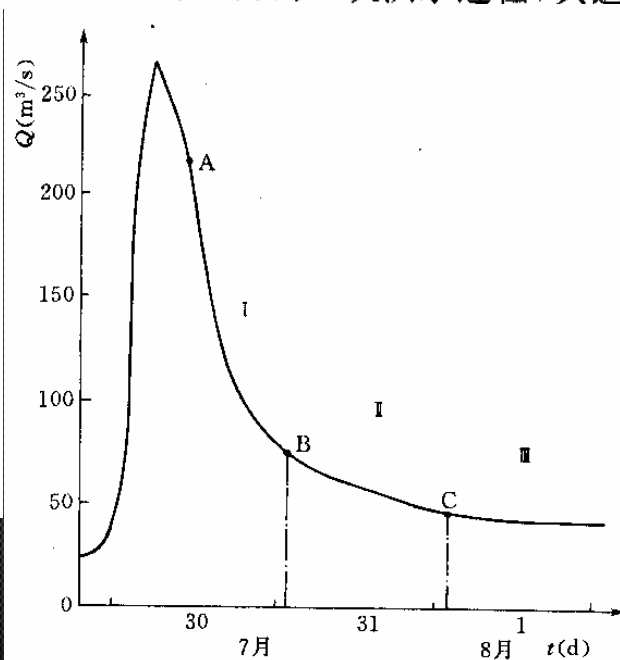


图 3-26 孙水关流域 1980 年 7 月一次洪水过程

图 3-27 所示是经概化后的河槽一侧的土壤剖面结构图。图中的耕作层和植被根系作用层因受人类活动和风化等作用，土壤相对疏松，结构较均匀；在此层下部常有一相对密实的均匀土层，由径流形成原理可知，由于相对密实层的下渗率  $FD$  小于地面入渗率  $FS$ ，在耕作层与相对密实层的交界面上，形成自由水聚积，且沿界面坡度作横向流动。自由水蓄积量越大，横向水流量（即壤中流）越大，同时  $FD$  下渗水量（形成地下径流）也越大。显然，上述径流特性可用水箱概念模型来描述和分水源。

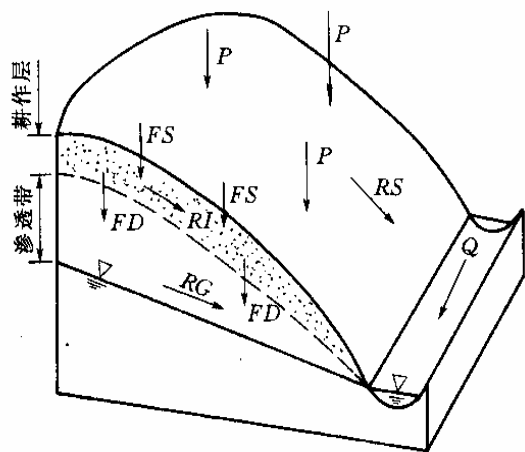


图 3-27 土壤剖面结构概化图

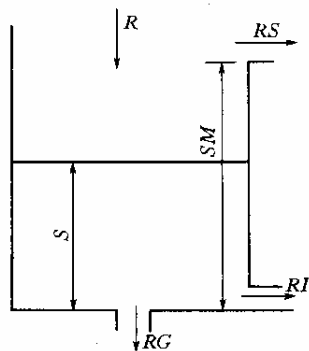


图 3-28 均匀水箱划分水源

图 3-28 是一个均匀水箱，其容量用深度  $SM$  表示，自由水蓄量为  $S$ 。产生的总径流量  $R$  首先进入自由水箱，若  $R+S > SM$ ，则产生地面径流  $RS$  为

$$RS = R + S - SM \quad (3-76)$$

而壤中流  $RI$  和地下径流  $RG$  分别为

$$RI = KI \cdot SM \quad (3-77)$$

$$RG = KG \cdot SM \quad (3-78)$$

当  $R+S \leq SM$  时，地面径流、壤中流和地下径流分别为

$$RS = 0 \quad (3-79)$$

$$RI = KI(R + S) \quad (3-80)$$

$$RG = KG(R + S) \quad (3-81)$$

其中： $KI$  和  $KG$  分别为壤中流和地下径流的出流系数。

与蓄满产流模型相类似, 由于下垫面的不均匀性, 自由水蓄量也存在空间分布不均匀性。因此, 应考虑产流面积和自由水蓄量空间分布不均匀的影响, 如图 3-29 所示。其分布特征采用式 (3-52) 的指数方程近似描述。

$$\alpha = 1 - \left( 1 - \frac{S}{S_{mm}} \right)^{EX} \quad (3-82)$$

式中  $S_{mm}$ ——流域最大自由水蓄量, mm;

$EX$ ——自由水蓄量分布曲线指数。

由前述可知, 据式 (3-82) 可求得流域平均自由水蓄积容量

$$S_m = \frac{S_{mm}}{1 + EX} \quad (3-83)$$

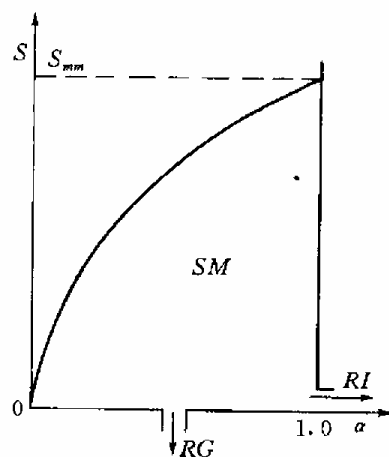


图 3-29 自由水蓄量空间分布



设时段初始自由水蓄量为  $S_1$  (见图 3-30 所示), 其相应纵坐标为  $AU$ , 则

$$S_1 = \int_0^{AU} (1 - \alpha) ds = S_m - S_m \left( 1 - \frac{AU}{S_{mm}} \right)^{1+EX}$$

$$AU = S_{mm} \left[ 1 - \left( 1 - \frac{S_1}{S_m} \right)^{\frac{1}{1+EX}} \right] \quad (3-84)$$

有了上列计算式, 即可划分水源。设扣除雨期蒸发后的降雨量为  $PE$ , 当  $PE + AU < S_{mm}$ , 地面径流  $RS$  为

$$RS = FR \left[ PE + S_1 - S_m + S_m \left( 1 - \frac{PE + AU}{S_{mm}} \right)^{EX+1} \right] \quad (3-85)$$

如  $PE + AU \geq S_{mm}$ , 则为

$$RS = FR(PE + S_1 - S_m) \quad (3-86)$$

时段末的自由水蓄量

$$S_2 = S_1 + PE - RS \quad (3-87)$$

相应的壤中流和地下径流为

$$RI = KI \cdot S_2 \cdot FR$$

$$RG = KG \cdot S_2 \cdot FR$$

其中:  $FR$  为产流面积, %。

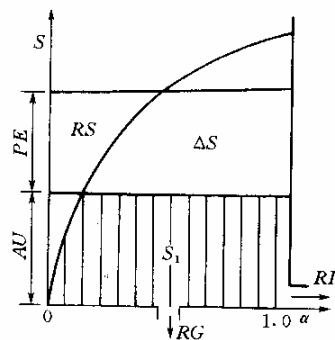


图 3-30 地面水源划分

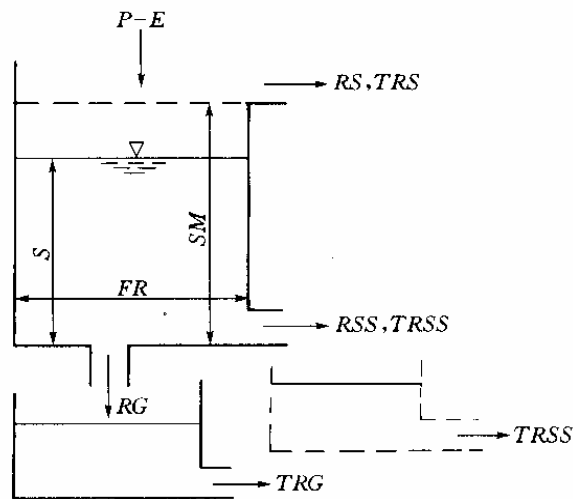


图 6-2 自由水蓄水库的结构

按蓄满产流模型求出的产流量  $R$ ，先进

入自由水蓄水库，再划分水源，见图 6-2。自

由水蓄水库有两个出口，一个向下，形成地下径流  $RG$ ；一个为旁侧出口，形成壤中流  $RSS$ 。由于新安江模型考虑了产流面积（用  $FR$  表示）问题，所以自由水蓄水库只发生在产流面积上，其底宽  $FR$  是变化的。产流量  $R$  是产流面积上的径流深  $PE$ ，也是自由水蓄水库所增加的蓄水深。

三水源新安江模型引入三个参数：地下水出流系数  $KG$ ，壤中流出流系数  $KSS$ ，自由水蓄水库容量  $SM$  (mm)，用作划分水源的计算，其公式为

$$\left. \begin{aligned}
 &RG = KG \cdot S \cdot FR \\
 &RSS = KSS \cdot S \cdot FR \\
 &\text{当 } S + PE \leq SM \quad RS = 0 \\
 &\text{当 } S + PE > SM \quad RS = (S + PE - SM) \cdot FR
 \end{aligned} \right\} \quad (6-3)$$

式中， $S$  为自由水蓄水深。

据式(6-3)求得的  $RG$  是进入地下水库的水量,再经过地下水库消退(用消退系数  $KKG$  计算),即为地下水对河网的总入流  $TRG$ 。据式(6-3)求得的  $RSS$  是壤中流对河网的总入流  $TRSS$ ,图 6-2 上还设置了一个壤中流水库,适用于壤中流受调蓄作用大的流域,可再作一次调蓄计算,一般是不需要的,故用虚线表示。

地下水的河网汇流阶段可以忽略不计,所以地下水总入流  $TRG$  可认为与地下水出流流量  $QRG$  相同。

$$QRG(T) = QRG(T-1) \cdot KKG + RG(T) \cdot (1 - KKG) \cdot U \quad (6-4)$$

式中  $U$ ——换算系数,即流域面积 ( $\text{km}^2$ ) /  $3.6\Delta t$  (h)。

地面径流的坡地汇流时间也可以忽略不计,地面径流产流量  $RS$  可认为与地面径流的总入流  $TRS$  相同。

这样,可列出三水源新安江模型的流程图,见图 6-3。

三水源模型中，蒸散发是从张力水中消耗，自由水是全部产流的。二水源新安江模型

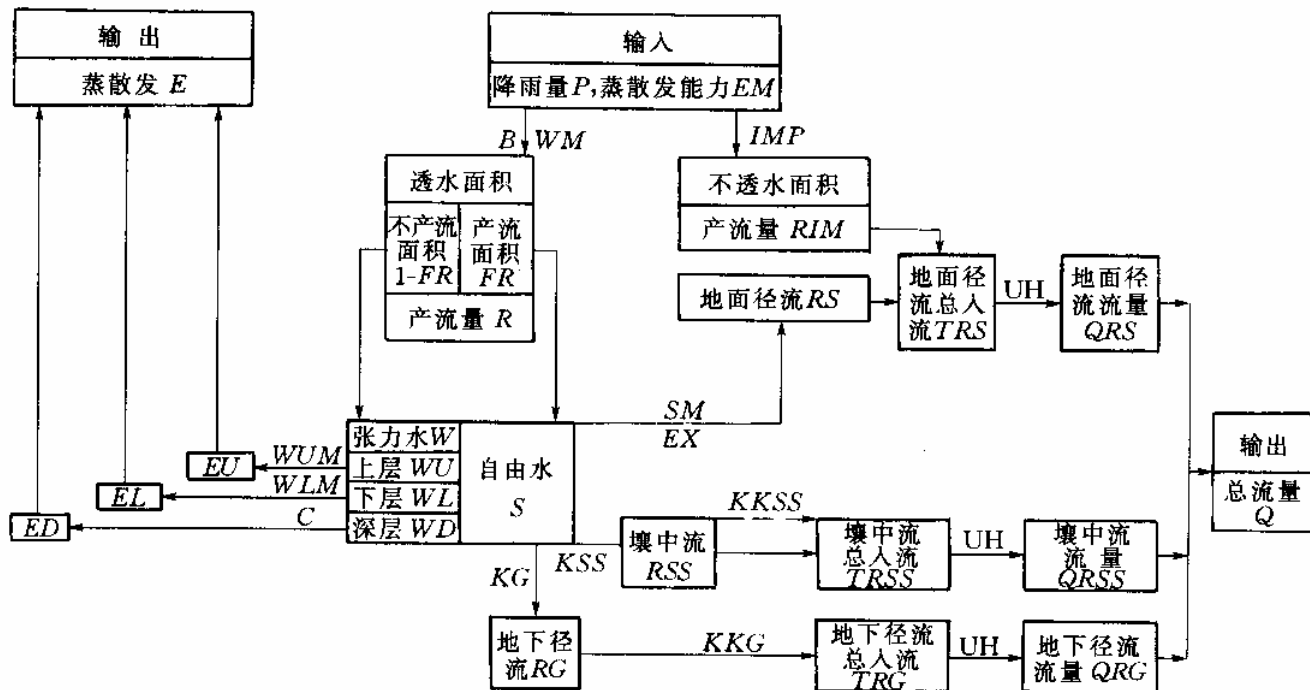
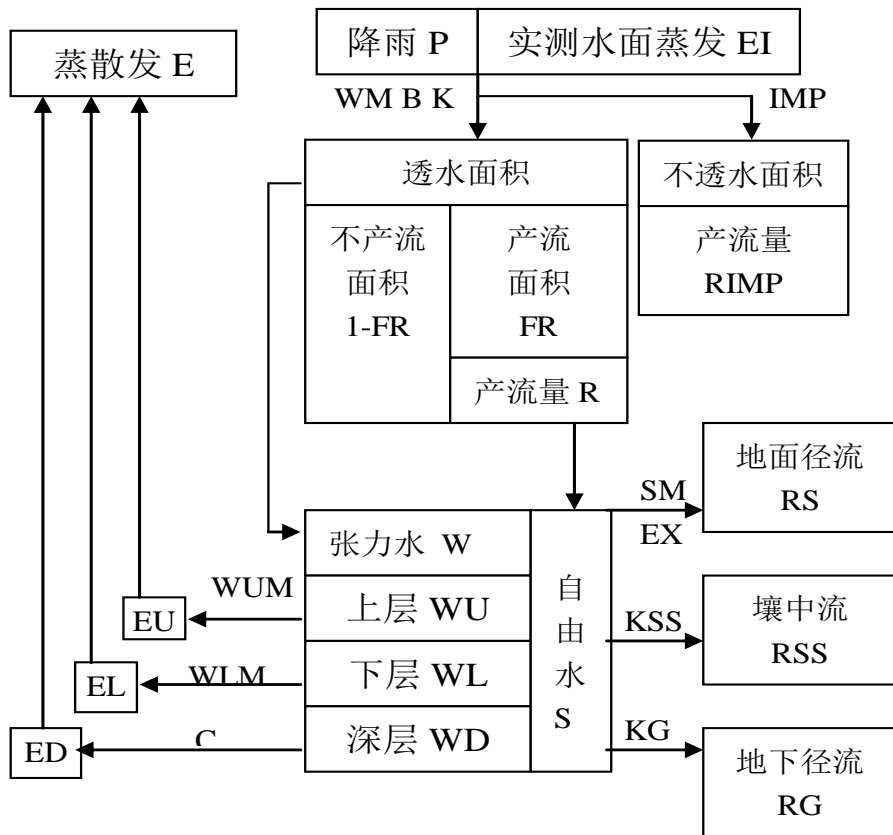


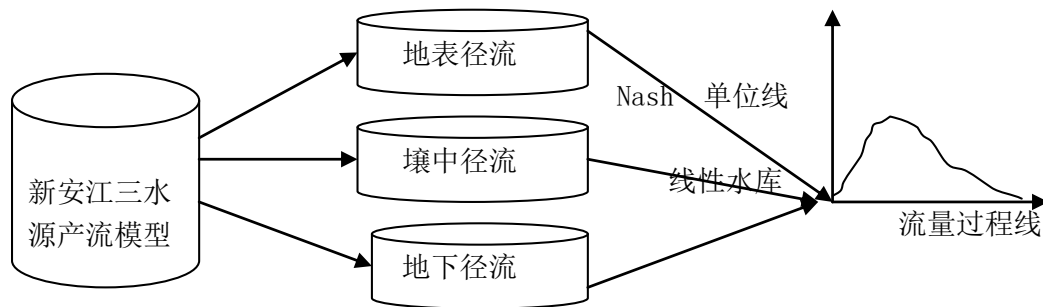
图 6-3 三水源新安江模型流程图

的蓄量是张力水蓄量，自由水包括在产流总量  $R$  之中。因此，二水源新安江模型中的产流总量计算部分与蒸散发计算部分可用于三水源模型，只要把求得的  $R$  进入自由水蓄水库就可以了。汇流计算部分中，地面径流与地下径流的算法也完全不变，壤中流的河网汇流阶段不能忽视。





# Nash汇流模型结构示意图



在产流面积  $FR$  上,要考虑自由水的蓄水容量在面积上的不均匀分布,即  $SM$  为常数不太合适,实际上是饱和坡面流的产流面积不断变化的问题。对此,采用抛物线来表示自由水蓄水容量曲线,即

$$\frac{f}{F} = 1 - \left( 1 - \frac{SM'}{SMM} \right)^{EX} \quad (6-5)$$

求得

$$SMM = (1 + EX) \cdot SM \quad (6-6)$$

$$AU = SMM \left[ 1 - \left( 1 - \frac{S}{SM} \right)^{\frac{1}{1+EX}} \right] \quad (6-7)$$

当  $PE + AU < SMM$

$$RS = \{PE - SM + S + SM[1 - (PE + AU)/SMM]^{1+EX}\}FR \quad (6-8)$$

当  $PE + AU \geq SMM$

$$RS = (PE + S - SM) \cdot FR \quad (6-9)$$

式 (6-5) 至式 (6-9) 与式 (3-83) 至式 (3-86) 相同。因此,与蓄满产流模型相似,不同之处是地面径流  $RS$  只产生在产流面积  $FR$  之上。

因为自由水蓄水库的两个出口是并联的，当时段长改变后，要符合两个条件：第一，地下水与壤中流的出流系数之和要符合线性水库出流系数时段转换规律；第二，两个出流系数之比值应当不变。

三水源新安江模型考虑了三个不均匀分布：①张力水蓄量的不均匀分布，用张力水蓄水容量曲线表示；②自由水蓄量的不均匀分布，用线性水库结构反映；③自由水容量的不均匀分布，用自由水蓄水容量曲线表示。

## 二、参数确定

三水源新安江模型有 12 个参数，初值求法如下。

(1)  $K$ : 流域蒸散发能力与实测水面蒸发值之比。如使用 E601 蒸发器资料，可取 1.0 左右，根据日模型计算的年蒸发量结果再作适当调整。

(2)  $IMP$ : 不透水面积占全流域面积之比。一般流域在 0.01~0.05 左右。亦可用于旱期（久旱后）降小雨的资料分析求得。

(3)  $B$ : 透水面积上蓄水容量曲线的方次。它反映流域上蓄水容量分布的不均匀性，一般在 0.2~0.4 左右。可通过对局部产流的小洪水计算误差情况进行调整。

(4)  $C$ : 深层蒸散发系数。它决定于深根植物面积占流域面积的比例，同时也与上土层、下土层张力水容量之和有关，此值愈大，深层蒸发愈困难， $C$  值就愈小。反之亦然。一般在 0.1~0.2 之间。

(5)  $SM$ : 自由水蓄水库容量，mm。通常由优选来确定。一般流域在 5~45mm 左右。

(6)  $EX$ : 自由水蓄水容量曲线的方次。常取 1.5 左右。

(7)  $WM$ : 流域平均蓄水容量，mm。这是流域干旱程度的指标。找久旱后下大雨的资料，可认为雨前蓄水量为零，雨后已蓄满，则此次洪水的总损失量就是  $WM$ 。 $WM$  分为三层： $WUM$ （上土层蓄水容量）约 5~20mm； $WLM$ （下土层蓄水容量）可取 60~90mm； $WDM$ （深土层蓄水容量）， $WDM=WM-WUM-WLM$ 。

(8)  $KG$ : 自由水蓄水库补充地下水的出流系数。它反映流域地下水的丰富程度。

(9)  $KSS$ : 自由水蓄水库补充壤中流的出流系数。 $KG+KSS$  影响直接径流的退水天数, 一般为 3 天左右, 则  $KG+KSS$  之值就应在 0.7 左右。

(10)  $KKG$ : 地下水库消退系数。可以从久晴后的流量过程线分析得出。一般在 0.95~0.995 左右。

(11)  $KKSS$ : 壤中流消退系数。一般在 0.3~0.8 左右。

(12)  $UH$ : 单位线, 通过优选确定。

以上参数是用于单元流域的, 单元流域出口至全流域出口的河网汇流采用马斯京根分段流量演算。参数有每个单元流域出口至流域出口的演算段数 (单元河段数)  $n$ , 每个单元河段的马斯京根法系数  $x_e$  与  $K_e$ 。一般根据流域内水文站资料的分析或用水力学方法计算求得。

新安江模型一般有日模型与次洪模型两个软件。日模型以日 (24h) 为时段长进行模拟, 采用日雨量、日蒸发量和日平均流量资料, 连续进行多年模拟。根据模拟的日径流、月径流和年径流与实测值比较, 调整模型参数, 直到满意为止。次洪模型是用于模拟一次洪水过程的, 时段长一般在 1~6h, 根据流域面积的大小确定。由于时段较短, 降雨的均化作用得以克服。可以根据模拟的流量过程与实测过程的误差调整模型参数, 达到最优。次洪水模拟的初始值可以从日模型结果取得。

应当指出, 目前, 国内的新安江模型应用软件有多种版本, 总的来讲基本原理是一致的, 但在某些环节上有明显差别, 使用者一定要仔细加以区分, 尽量采用成熟可靠的软件。



## 第二节 萨克拉门托模型

由美国萨克拉门托 (Sacramento) 河流预报中心提出, 于 1973 年开始使用至今。该模型是在斯坦福 (Standford) IV 号模型的基础上发展起来的, 并声称主要环节都以物理实验结果为依据。模型结构见图 6-4。流域分为不透水、透水和变动的不透水三部分, 以透水面

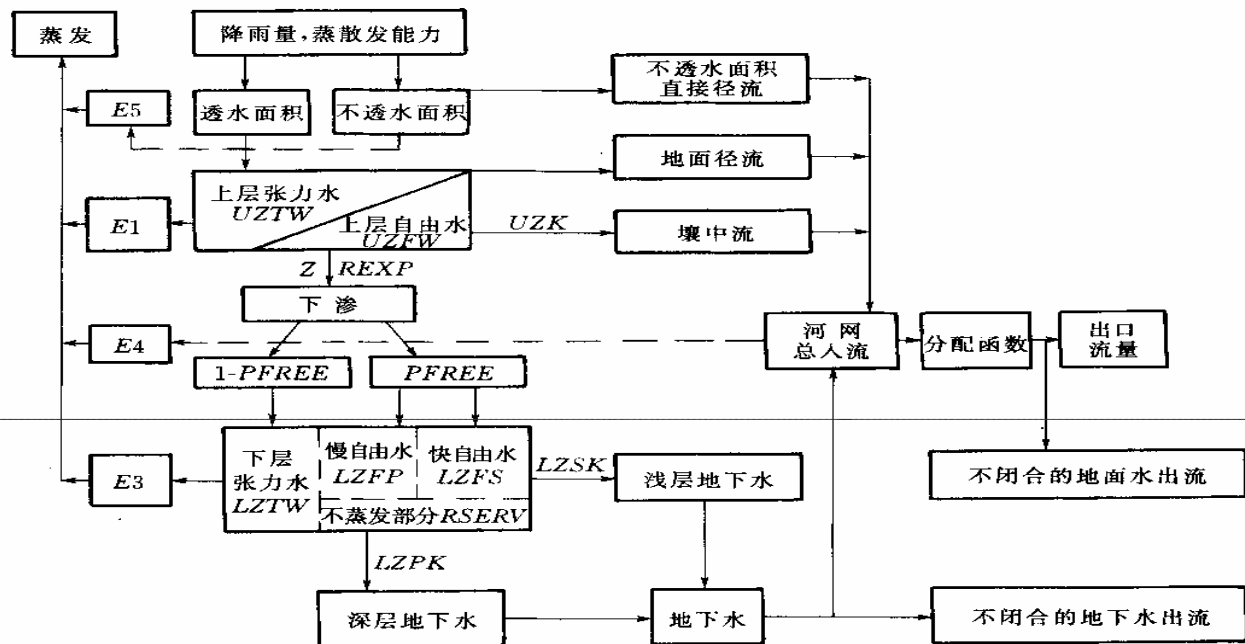


图 6-4 萨克拉门托模型流程图

积为主体; 径流来源于不透水面积的直接径流, 透水面积上的地面径流、壤中流、浅层与深层地下水, 变动的不透水面积上的直接径流与地面径流; 模型还设置了流域不闭合结构。

## 一、产流结构及计算方法简述

将土层分为上下二层，每层蓄水量又分为张力水与自由水。降雨先补充均匀分布的上土层张力水，再补充上土层自由水。张力水的消退为蒸散发，自由水用于向下土层渗透及产生侧向的壤中流。

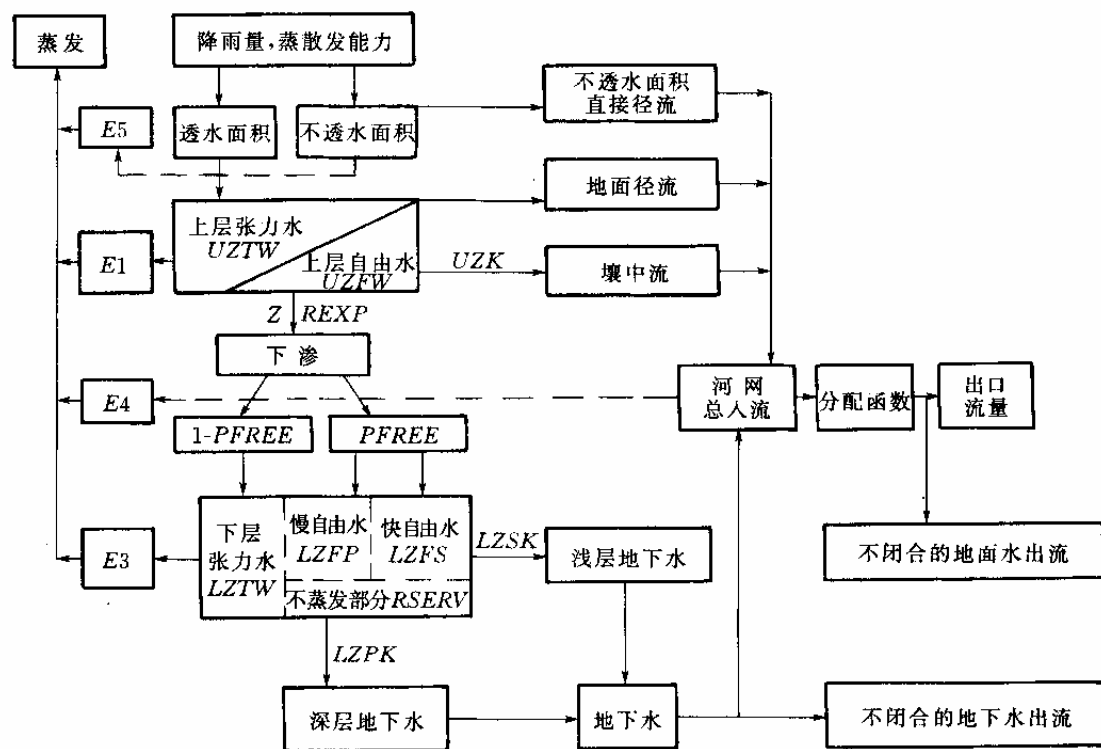


图 6-4 萨克拉门托模型流程图

当上层张力水及自由水全部蓄满，且降雨强度超过壤中流排出率及向下土层渗透率时，产生饱和坡面流（此时下土层张力水不一定蓄满），即地面径流，因而模型可以模拟超渗产流。壤中流由上层自由水横向排出，其蓄泄关系为线性水库。上层自由水向下土层的渗透率由渗透曲线控制，是模型的核心部分。渗透水量以一定比例（ $PFREE$ ）分配给下土层自由水，其余（ $1-PFREE$ ）部分补充下土层张力水耗于蒸发。当下土层张力水蓄满后，渗透水量全部补充下土层自由水。补充下土层自由水的水量分别进入浅层地下水库和深层地下水库，两者的分配比例与它们的相对蓄水量成反比。浅层地下水水库的消退产生浅层地下水（或称快速地下水），深层地下水水库的消退产生深层地下水（或称慢速地下水），二者蓄泄关系都采用线性水库的关系。久旱时，下土层自由水也可能因毛细管作用补充下土层张力水耗于蒸发。但不论如何干旱，下土层自由水总有一个固定比例（ $RSERV$ ）的水量不被用于蒸发。

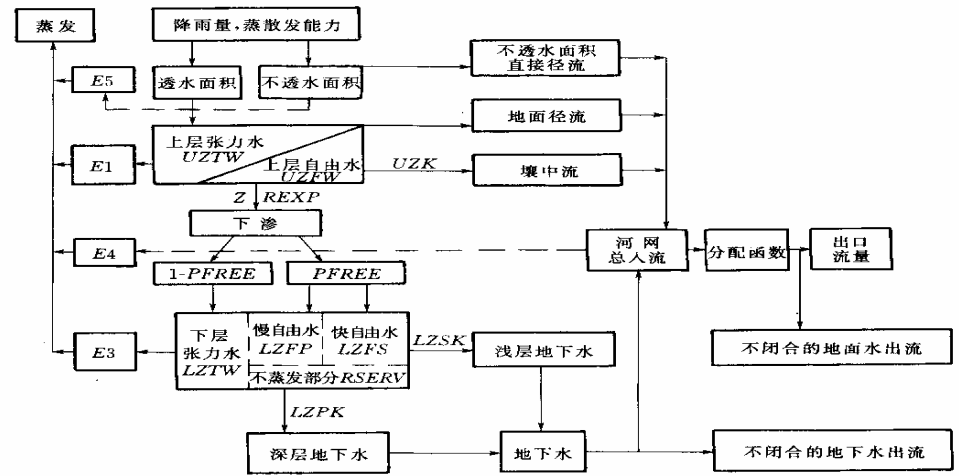


图 6-4 萨克拉门托模型流程图

$$RATE = PBASE(1 + Z \cdot DEF^{REXP}) \cdot \frac{UZFWC}{UZFWM}$$

(6-10)

式中  $RATE$ ——渗透率；

$PBASE$ ——稳定渗透率；

$Z$ ——系数，决定下土层最干旱时的最大渗透率；

$REXP$ ——指数，表示渗透率随土层蓄水量变化的函数形式，当  $REXP=1.0$  时，相当于线性函数；

$UZFWC$ ——上土层自由水蓄水量；

$UZFWM$ ——上土层自由水容量。

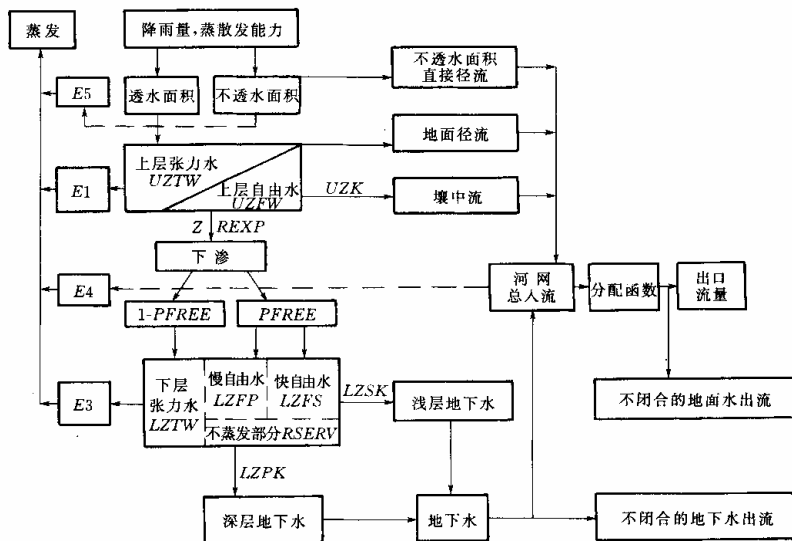


图 6-4 萨克拉门托模型流程图

## 二、蒸散发量计算

共计算五种蒸散发量，分述如下。

(1) 上土层张力水蒸发量  $E1$ ：

$$E1 = EM \frac{UZTWC}{UZTWM} \quad (6-13)$$

(2) 上土层自由水蒸发量  $E2$ ：早期版本有此一项，后期版本取消了。

(3) 下土层张力水蒸发量  $E3$ ：

$$E3 = (EM - E1) \frac{LZTWC}{UZTWM + LZTWM} \quad (6-14)$$

(4) 水面蒸发量  $E4$ ：流域内的水面积上的蒸发，按  $EM$  计。

(5) 变动的不透水面积上的蒸发量  $E5$ ：

$$E5 = \left[ E1 + (EM - E1) \frac{ADIMC - E1 - UZTWC}{UZTWM + LZTWM} \right] \cdot ADIMP \quad (6-15)$$

其中： $UZTWC$ 、 $LZTWC$  为上、下土层张力水蓄水量； $UZTWM$ 、 $LZTWM$  分别为其容量； $ADIMP$  为变动不透水面积占流域面积的比例； $ADIMC$  为其蓄水量。



### 三、参数确定

模型共有参数 15 个, 大多数具有明确的物理含义, 可根据流域有关资料初定。现分述于下。

(1) *PCTIM*——河槽及其邻近的不透水面积占全流域面积的比例, 常取 0.01。

(2) *ADIMP*——变动不透水面积占全流域面积的比例, 常取 0.01。

(3) *SARVA*——水面积的比例, 常取 0.01。

(4) *UZTWM*——上土层张力水容量, 相当于最大初损值, 常取 10~30mm。

(5) *UZFWM*——上土层自由水容量, 相当于三水源新安江的模型中的 *SM*, 常用值 10~45mm。

(6) *UZK*——壤中流日出流系数, 难以估算, 通过优选确定, 常用值 0.2~0.7。

(7) *Z*——渗透参数, 相当于最干旱时渗透率对稳渗率的倍数, 常取 8 至 25。

(8) *REXP*——渗透指数, 决定渗透曲线的形状, 通过优选确定, 常用值 1.4~3.0。

(9) *LZTWM*——下土层张力水容量, 常用值 80~130mm。

(10) *LZFSM*——浅层地下水容量, 由大洪水的流量过程线退水段分析求出, 常用 10~30mm。

(11) *LZFPM*——深层地下水容量, 从汛后期大洪水的流量过程线退水段分析求出, 即把过程线点绘于半对数坐标纸上, 将地下水退水段向上延长至洪峰, 得最大深层地下水流, 用出流系数除之即得 *LZFPM* 值, 取 50~150mm。

(12) *LZPK*——深层地下水日出流系数, 从流量过程线上分析得出, 常取 0.05~0.005。

(13) *LZSK*——浅层地下水日出流系数, 常取 0.1~0.3。

(14) *PFREE*——从上土层向下土层渗透水量中补给下土层自由水的比例, 常取 0.2~0.4。

(15) *RSERV*——下土层自由水中不蒸发部分的比例, 常取 0.3。

河网汇流曲线采用分配函数。

本模型在美国应用较多。因其参数较多, 且调试较困难, 故在我国应用不多。本模型的一些处理技巧较好, 例如, 为了消除差分误差, 将一个时段雨量按 5mm 分为若干个步长计算, 以及设置上土层自由水的思路等, 被三水源新安江模型所采用。

### 第三节 水 箱 模 型

水箱模型于 1961 年由日本国立防灾研究中心菅原正己博士提出后，在日本应用较多。

模型的基本单元结构是水箱，将流域降雨径流过程模拟为若干个水箱的组合调蓄作用（见图 6-6）。水箱侧孔表示出流，底孔表示下渗，假定出流和下渗都为水箱蓄水深  $H$  的线性函数。

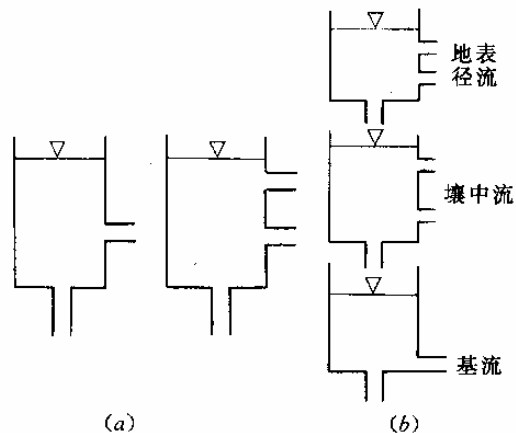


图 6-6 湿润地区水箱模型示意图

(a) 单一水箱；(b) 多层直列式水箱

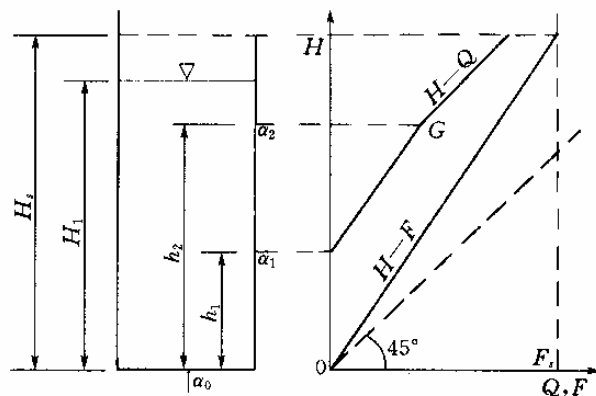
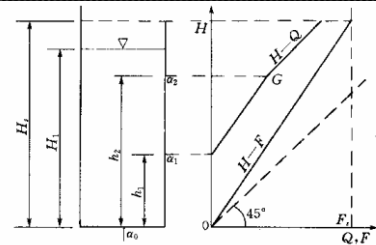


图 6-7 水箱模型  $H-Q$ 、 $H-F$  关系

$H-Q$ 、 $H-F$  关系



7 水箱模型  $H-Q$ 、

$H-F$  关系

## 一、单一水箱蓄水量与时段出流量和时段下渗量的关系

由图 6-7, 设  $H_1$  为时段初的水箱蓄水深,  $Q_1$  为时段出流量,  $F_1$  为时段下渗量, 都以深度表示。α 为各孔时段出流系数, 其中  $\alpha_0$  为下渗孔的出流系数,  $h$  为侧孔高度。可见:

出流量

$$Q_1 = \begin{cases} 0 & H_1 \leq h_1 \\ (H_1 - h_1)\alpha_1 & h_2 \geq H_1 > h_1 \\ (H_1 - h_1)\alpha_1 + (H_1 - h_2)\alpha_2 & H_1 > h_2 \end{cases} \quad (6-16)$$

下渗量

$$F_1 = \begin{cases} H_1\alpha_0 & H_1 < H_s \\ H_s\alpha_0 & H_1 \geq H_s \end{cases} \quad (6-17)$$

其中:  $H_s$  为水箱的饱和深度。当  $H$  达  $H_s$  后, 下渗量达饱和值  $F_s$ , 即

$$F_s = H_s\alpha_0 \quad (6-18)$$

设本时段末的蓄水深为  $H_2$ , 时段降雨量为  $P$ , 时段蒸散发量为  $E$ , 则

$$H_2 = H_1 + P - E - Q_1 - F_1 \quad (6-19)$$

$H_2$  即为下一时段初蓄水量。重复以上过程, 即可得出流量及下渗量过程。

由图 6-7 可见, 若水箱有 2 个侧孔, 当  $H$  大于  $h_2$  (与图示  $G$  点相应) 时, 径流将加速增长,  $H-Q$  关系在  $G$  点转折, 流量与蓄量的关系不再是线性的。因此, 增加出流孔数可以模拟  $Q$  与  $H$  间的非线性。

## 二、湿润地区的简单水箱模型

### (一) 模型结构

湿润地区常年有雨，地下水丰富，常用图 6-6 (b) 所示的几个垂直串联的直列式水箱模拟降雨径流关系。一般认为，顶层水箱相应于地表结构，产生地面径流；第二层水箱相

应于壤中流；第三、四层水箱相应于地下径流。通常情况，顶层水箱设置 2 个或 3 个侧向出流孔，其他层水箱每层只设 1 个出流孔，最底层水箱的出流孔常安排在与水箱底同一水平上。各层水箱侧孔的出流量相加，即为河网总入流过程。为考虑河网调蓄作用，可以再并联一个水箱，令由以上计算的出流量再经过一次线性水库的调蓄，即得流域出口断面流量过程。若流域面积小，河网调蓄作用不大，可将各水箱侧孔出流量之和视作流域出口断面流量。

有效降雨首先注入顶层水箱中，当蓄水深超过侧孔高，出流孔开始产流。下渗则与降雨注入同时发生，并由底孔渗出。上一层水箱的下渗量即下一层水箱的入流量。

### (二) 蒸散发量计算

大多数河流采用以下简单的方法：年内各天蒸发量都用常数值。此值约为蒸发皿观测值的 70%~80%。如雨量小于蒸发量，剩余蒸发量从顶层水箱的蓄水深中扣除；当顶层水箱蓄水量不够时，从下渗量中扣除；再不够，从下一层水箱的蓄水深中扣除。无雨时，蒸发量从顶层水箱蓄水深开始扣除，其余同上。

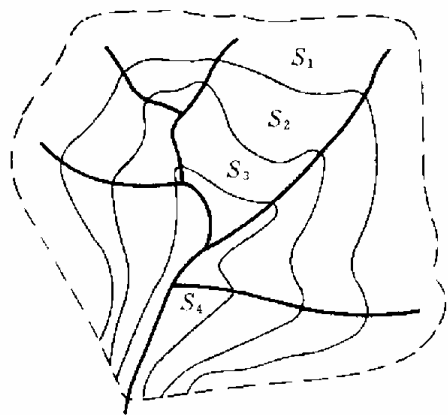


图 6-8 流域分带图

### 三、非湿润地区的并联水箱模型

在日本，因雨量丰沛，土壤经常是湿润的，通常不考虑土壤水分对产流的影响，采用单列水箱即可。但在其他国家，土壤水分状况对产流影响很大。非湿润地区水箱模型结构与湿润地区的不同点为：①考虑土壤含水量的影响，可在顶层水箱底部设置土壤含水量的结构。②考虑产流面积的不均一，可在流域上分带。在非湿润流域，可能部分地区湿润，其余地区干旱，在湿润面积上才产生地面径流，在干旱面积上的全部雨量被土壤吸收，很难产生地面径流。雨季开始后，湿润面积沿河谷从坡脚向山脊逐渐扩展。为模拟这种变化，把流域从河岸到山脊，分成几个带，见图 6-8。

每一带用多层直列水箱来模拟，其中顶层水箱具有二层土壤的含水量结构，该结构各带可以不同。顶层以下，各带同层次水箱的结构相同。如此组成了由  $n$ （垂向水箱数） $\times m$ （分带数）个水箱组成的并联水箱模型，见图 6-9。

顶层水箱中构成土壤含水量的水分称封存水，其他称自由水。自由水沿水平和垂直二个方向运动。同带各层水箱之间，水分由上层向下层流动，同时，考虑到毛细管作用，在顶层与下一层水箱之间设置一个向上的输送水结构，即当上层含水量（封存水）未达饱和，下

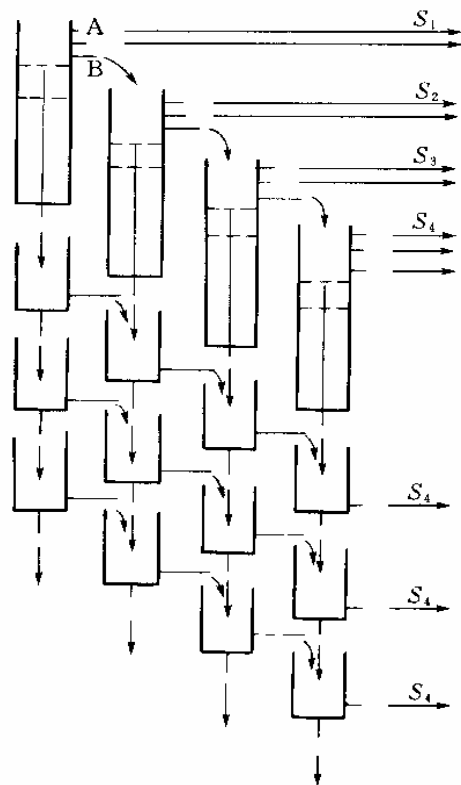


图 6-9 非湿润地区并联水箱模型示意图

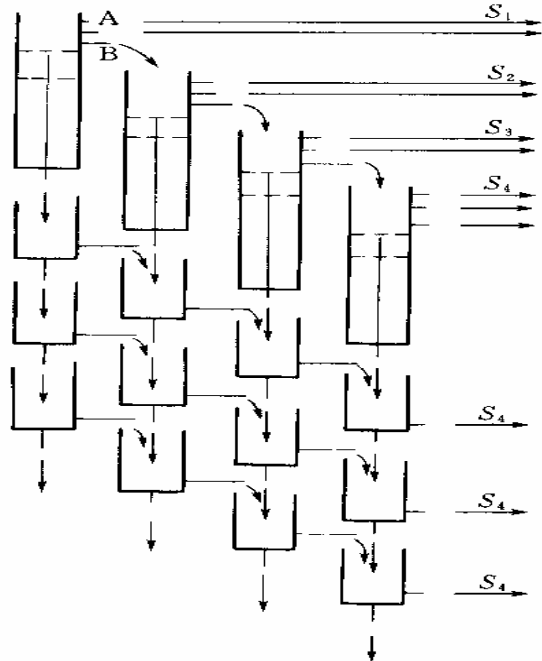


图 6-9 非湿润地区并联水箱模型示意图

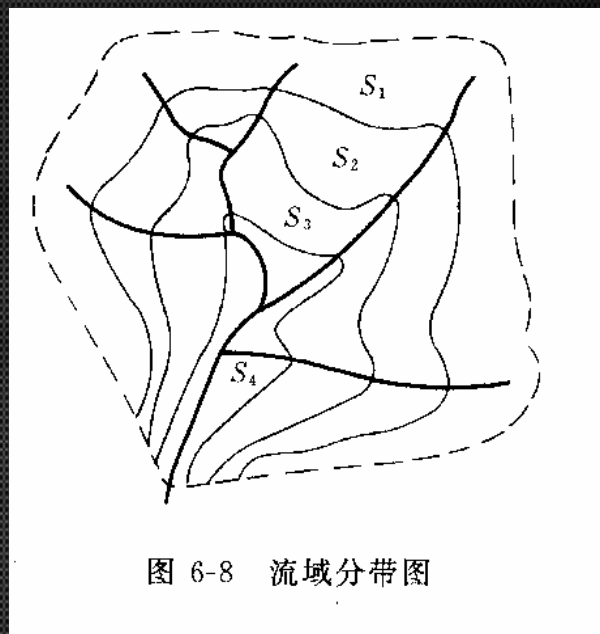


图 6-8 流域分带图

为了考虑河网汇流的作用，有时在总出流（图 6-9 中的  $\sum S_i$ ）之后，再设置一个并联水箱，总出流量进入该水箱再作一次调蓄。

水箱模型的结构不固定，参数没有地区规律。确定参数主要靠试算，这与使用者的水平、经验关系极大。图 6-8 所示的分带方法显然只适用于小流域。



# 分布式模型：GIS在水文预报中的应用

- **(1)水文站网规划与管理。**由地理信息系统、遥感和全球定位系统结合而成的3S技术有着良好的发展前景,将在站网规划与管理中发挥越来越重要的作用。
- **(2)信息查询和空间信息分析。**应用基于Web的分布式体系结构和GIS系统集成技术,可以极大地扩展洪水预报系统的功能,并有助于实现不同防洪调度系统的集成管理。
- **(3)模型参数的确定。**流域水文模型的参数如河道长度、单元面积、土壤分布等,大多可以应用GIS直接根据地理信息分析确定。
- **(4)数字高程模型(DEM)与分布式水文模型的开发。**

# 降雨空间分析

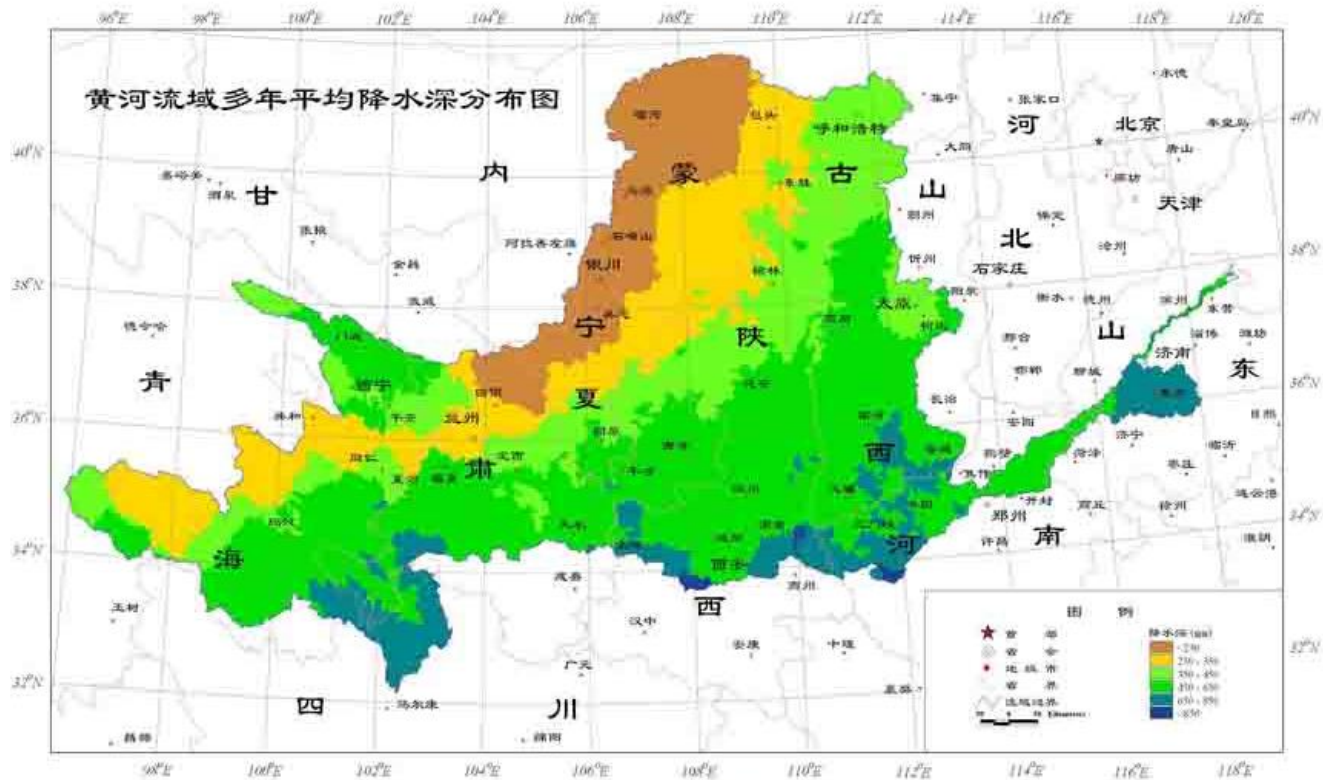
- **(1)简单插值方法：**泰森多边形方法、距离倒数插值法
- **(2)空间自协方差插值计算方法：**克里金方法
- **(3)流域平均雨量计算：**算术平均法、泰森多边形方法、等雨量线方法、网格点法

柘林水库流域雨量等值线图  
(6月20日8时--6月30日8时)

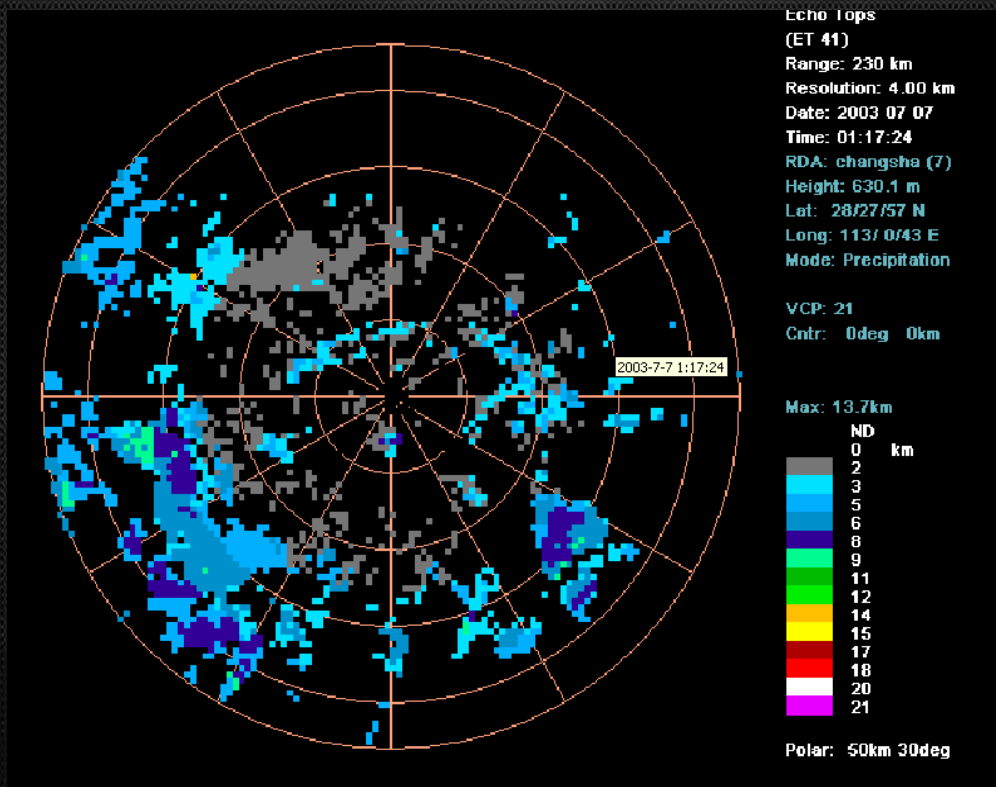




# 黄河流域多年平均降水分布图



# 雷达测雨

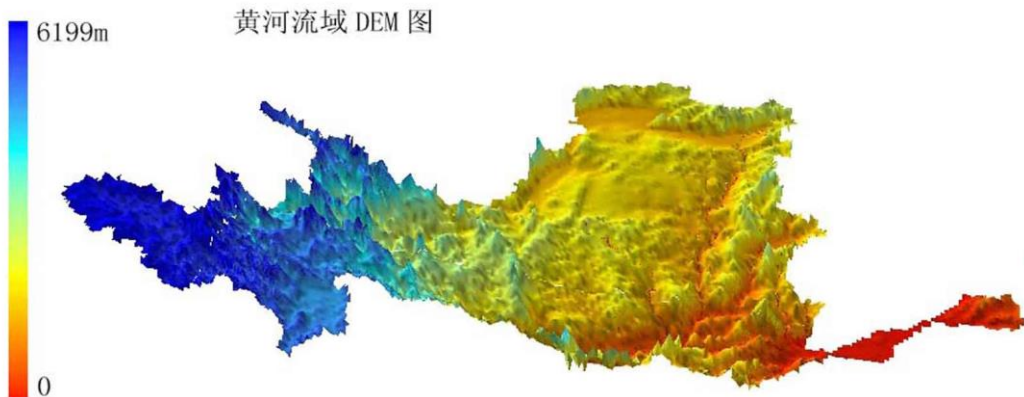


# 数字高程模型(DEM)

- 由平面坐标、高程坐标构成

数据来源：影像、地形图、地面测量

黄河流域水资源演变规律与二元演化模型研究图集 —— 黄河流域 DEM 图





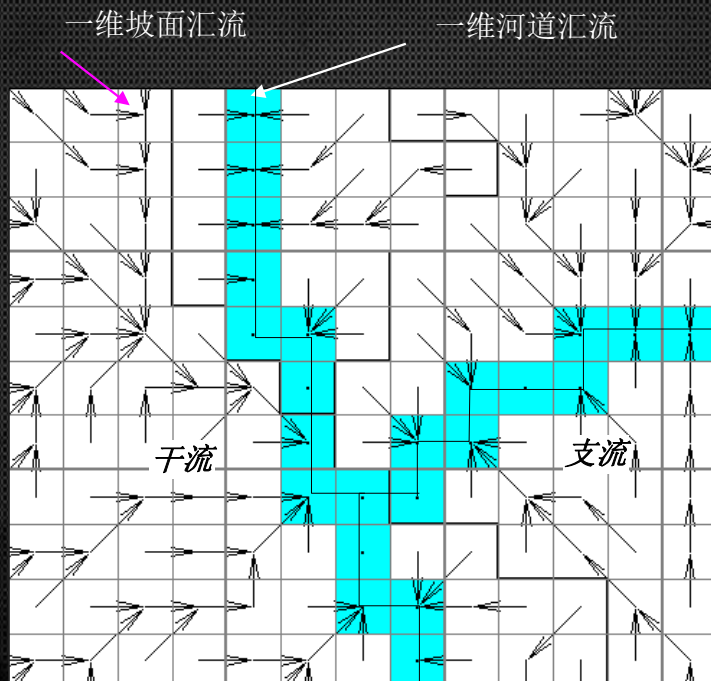
# 最终目标

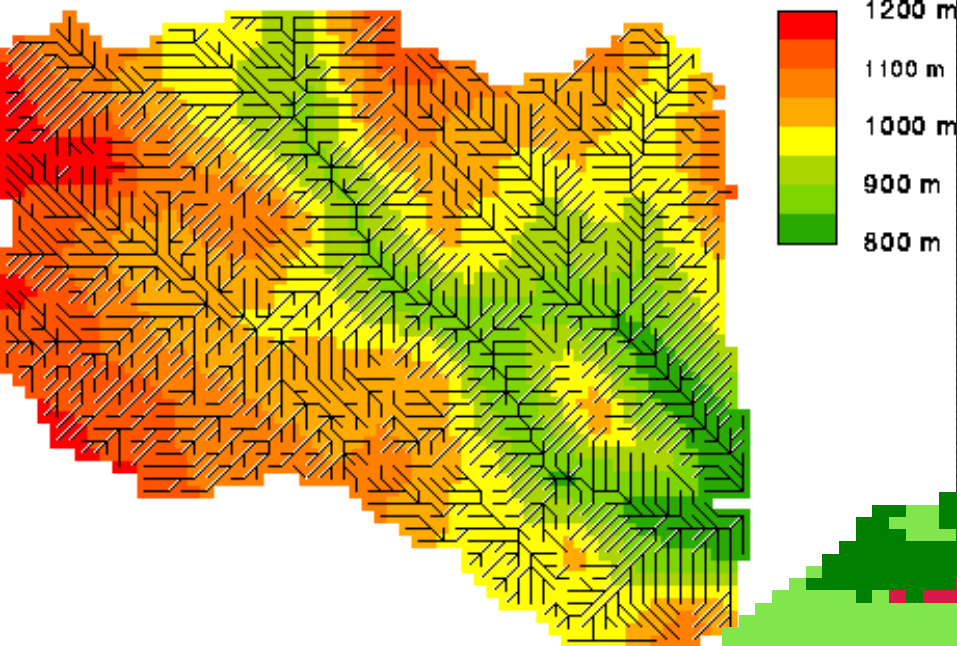
## 3D Terrain Modeling





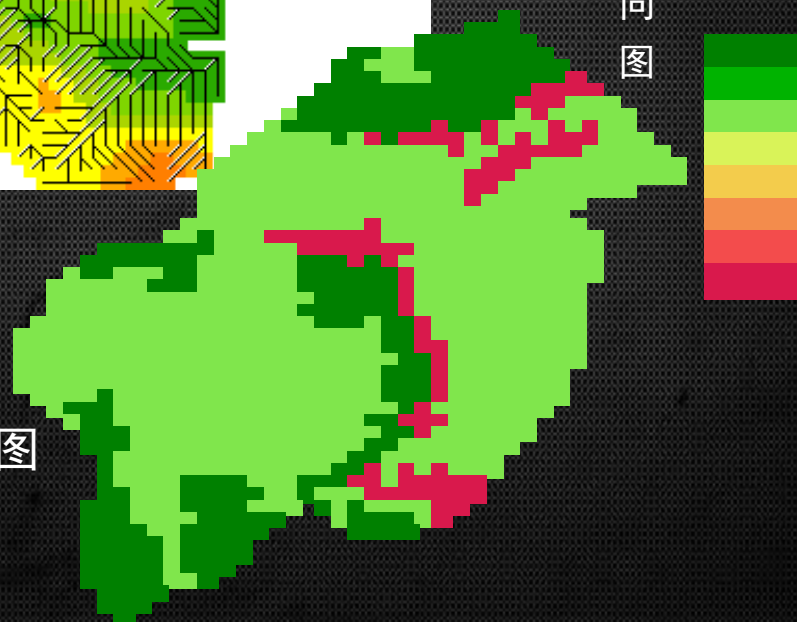
# 流向与水系生成



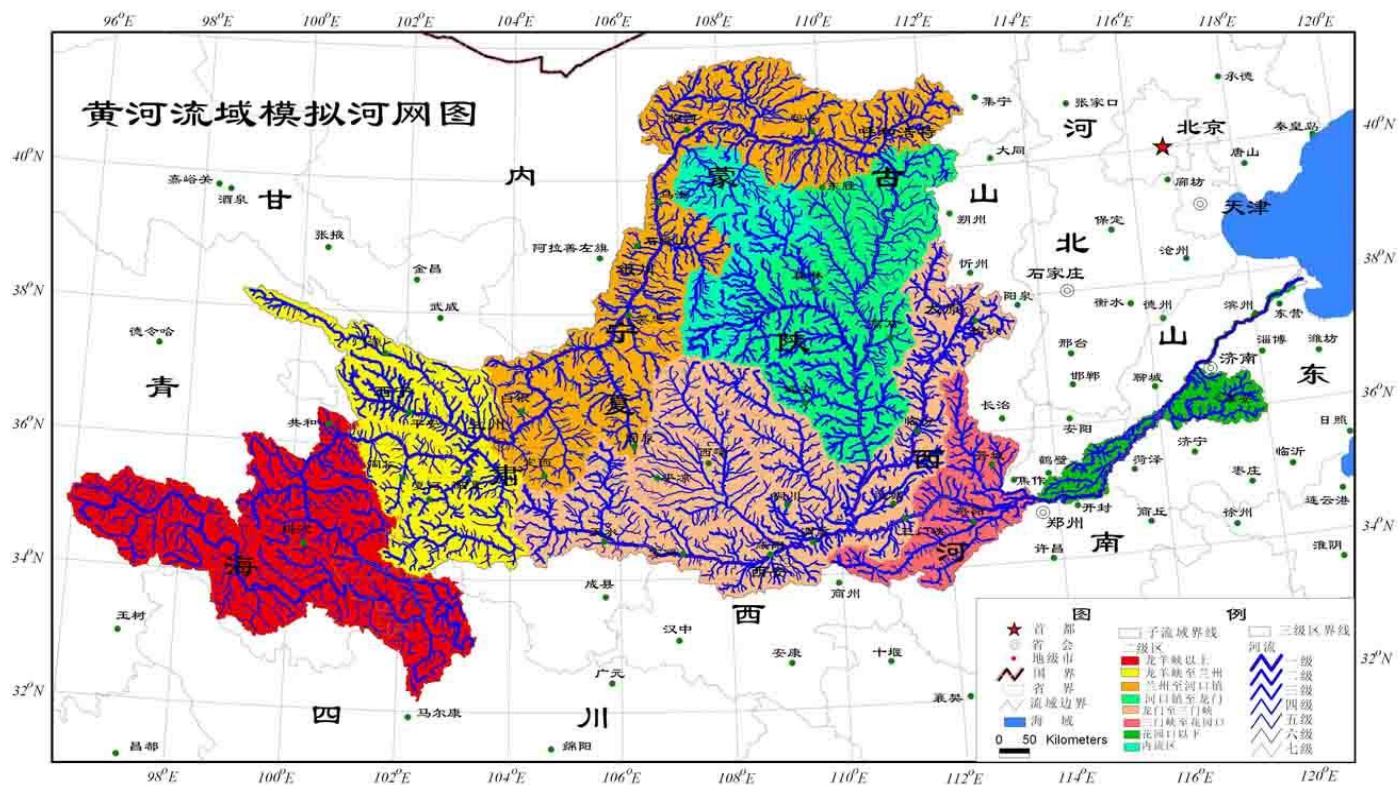


由高程生成的流向图

下渗能力分布图

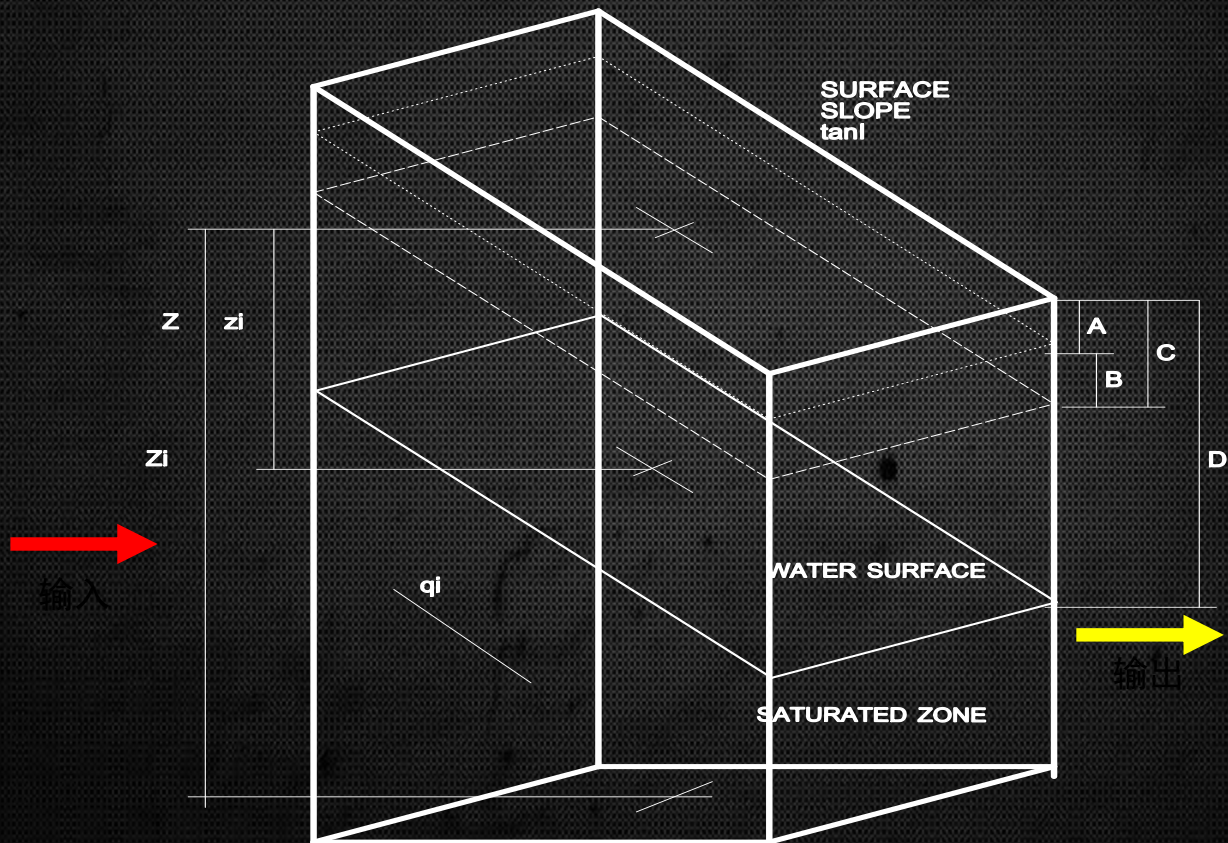


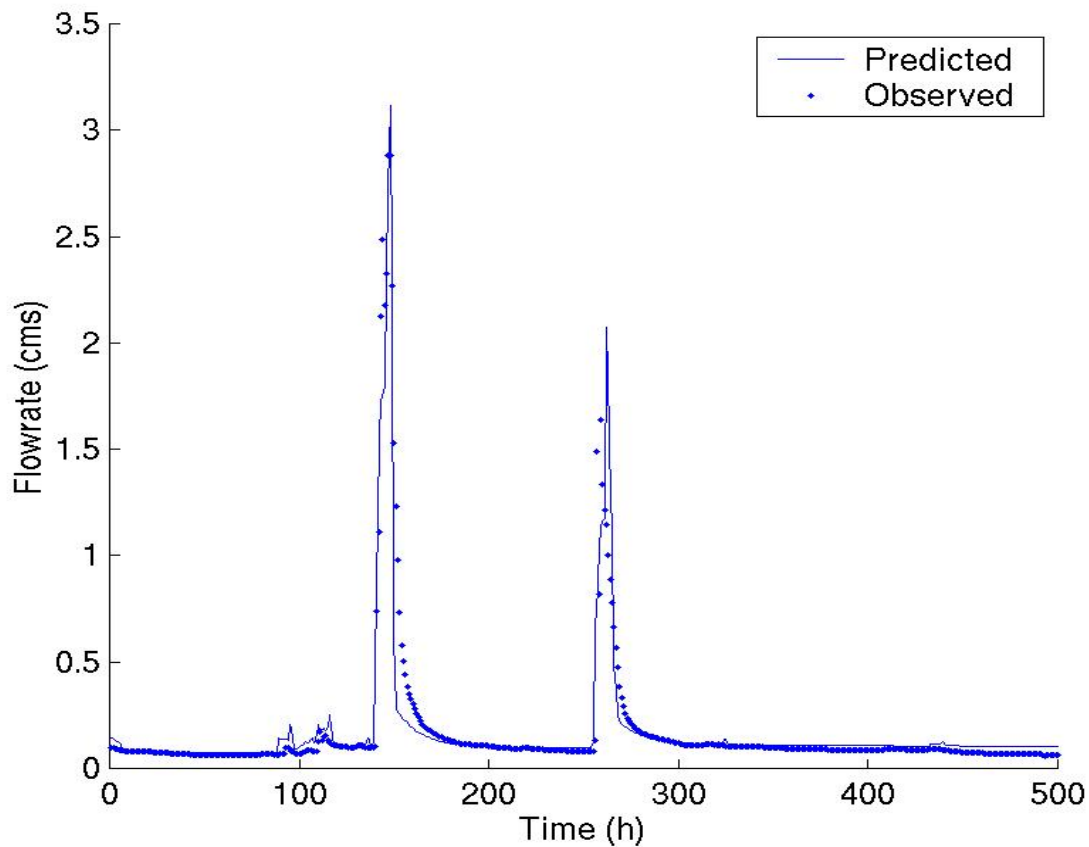
黄河流域水资源演变规律与二元演化模型研究图集 —— 黄河流域模拟河网图





# 分布式水文模型单元





分布式水文模型模拟精度与集总模型无本质差别，  
但可获得更多空间信息

## 第四节 模型参数的率定

概念性降雨径流模型是以流域为系统，降雨径流形成理论为基础，模拟经概化和简化后的流域降雨径流形成过程。当模型的结构（或者程序）已选定时，通过给定的输入（降雨量及蒸散发量）和输出（径流过程）求出模型的参数，称为参数率定。

一个流域模型通常具有多个参数，少则十多个，多则几十个，目前还不可能像解方程组那样把它们一次求得。即使能做到一次求得，由于输入输出资料含有误差，求出的参数在物理意义上可能完全不合理（例如单位线纵坐标为负值）。因此，参数率定的技术直接影响所建模型的模拟效果。

要率定好参数。首先要掌握所选模型的结构、流程和参数的物理含义；其次是深入研制一套适合本流域的使用简便、安全可靠的软件，也可用已成熟的现有的软件；最后，要仔细检查用于率定的水文数据的充分代表性和可靠性。例如要有大水年、平水年和枯水年的资料；要有前期湿润的和前期干旱的，降雨分布均匀和不均匀等资料。

由于参数较多，且有些参数不独立，不按一定的次序是很难率定的。现以三水源新安江模型为例，介绍如下。

首先，要把模型参数分为两大类。一类是可以通过计算或分析得到的；另一类是要通过试错或优选确定的。后者要越少越好。

其次，按类分别确定参数，先易后难。

### 1. 可以初步确定的参数

主要是一些与地理、地形有关的参数以及有地区规律的对模拟结果不太敏感的参数。以三水源新安江模型为例说明于下。

(1) 在一张大比例尺，例如万分之一到 20 万分之一（视流域大小而定）的流域地形图上，标出各雨量站位置，画出流域的边界等。并确定划分单元流域的方法，将流域划分成

若干单元流域, 求出各单元流域的面积。不透水面积的比例一般可取 0.01, 若流域水面广阔或水稻田面积多, 可适当增大。

(2) 查阅有关流域内植被、土壤、地质、水利水电工程及水文站网分布与测验等资料。要尽量到研究流域实地去查看, 了解实况, 有利于修改模型结构和参数值。

(3) 根据水文站的测流资料确定断面平均流速等值。根据计算时段长与流速值确定单元河段长度。在地形图上沿河长确定各单元流域的汇流河段数。用特征河长求出马斯京根法演算参数  $x_e$ 。取  $K_e = \Delta t$ 。

(4) 因流域蓄水容量  $WM$  及其分项  $WUM$  和  $WLM$  与气候有关, 在较大范围内是稳定的, 可根据地区规律确定。

- 1) 自由水蓄水容量曲线的方次  $EX$  常取 1.5。
- 2) 透水面积蓄水容量曲线的方次  $B$  可初定为 0.3。
- 3) 深层蒸散发系数  $C$  可初定为 0.15。

(5) 地下水库消退系数  $KKG$  直接从流量过程线计算出来, 再根据日模型对枯季径流量的连续模拟误差作适当调整。

自由水蓄水库的出流系数  $KG + KSS$  可根据直接径流的退水天数加以初定。

这样, 三水源新安江模型尚需通过试错或优选确定的参数主要有: 自由水蓄水库容量  $SM$ , 壤中流消退系数  $KKSS$ , 自由水蓄水库补充地下水的出流系数  $KG$ , 单位线  $UH$ 。目前常用线性水库来模拟单元流域的河网调蓄作用, 因此可用河网消退系数  $CS$  来代替单位线。



## 2. 通过优选确定的参数

这一类参数多数无法确定它的数值，有的虽然可确定它的大概范围，但它的误差对模拟结构影响太大，只有通过许多次试算才能定下来。

(1) 蒸发折算系数  $K$ ，用 E601 观测资料，大致为 1.0 左右，但是具体应是多少值，只有用日模型对多年资料进行计算后才能确定。

(2)  $SM$ 、 $KKSS$ 、 $KG$ 、 $CS$  是水源与汇流参数，用场次洪水资料来优选。这 4 个参数中， $KG$  相对独立些，它决定了每次洪水的水量，因  $KG$  偏大时，补充给地下水的水量就多，计算的洪水过程的水量偏小，故可根据各次洪水的计算水量，调整  $KG$  值，消除系统偏差。最后，再优选剩下的 3 个参数（ $SM$ 、 $KKSS$  和  $CS$ ）。这样做，使参数的优选变得相对简单了。

无论是采用自动优选还是人机对话试错，率定参数必须遵循一个原则，就是参数率定后要用这组参数模拟各场次的洪水过程，并与实测流量过程线作比较，检查是否有系统性偏差。要根据 2000 年我国水利部颁布的 SL250—2000《水文情报预报规范》，使计算的洪峰流量及其出现时间和净雨深的误差都要小，流量过程的确定性系数要大。

如果采用自动优选技术，优选的参数不宜多，对每个参数的取值都要限制在合理的范围内。一般用确定性系数作为优选的目标函数。

对模拟结果不好的各次洪水过程要给予特别的关注和分析。一般要再审查一次原始资料是否有误，并分析误差的起因。例如，可能是雨量站控制不住流域降雨量；久旱之后的洪水；时段太长，受雨量均化的影响；初始值取错；等等。

顺便指出,率定要使用足够的洪水场次和尽量多的雨量站资料,一般不少于6年资料,且包括丰、枯、平水年份,这样率定出的参数才有较好代表性。如果雨量站太少,输入的雨量代表性差,率定出的参数可能会失真。

## 第五节 模拟检验与作业预报

参数值率定后,还需对模型进行检验。检验包含两个方面:一是模型结构;二是模拟效果。本节讨论模拟效果的检验,又称为精度检验。

对于概念性降雨径流模型,检验原理与率定的原理是完全一致的,差别是率定与检验分别使用不同时期的历史水文资料。用于检验的资料不少于2年。

假定一个流域有8年40场降雨径流等资料,可用前6年共30场洪水资料率定出模型参数,用后2年共10场洪水资料,采用已率定的参数进行模拟,统计分析模拟的精度,这就为检验。如果率定、检验的精度都很好,可以认为这个模型对这个流域是合适的。

用模型作洪水预报时,为了争取更多的预见期,常在主雨峰出现后就进行预报,作出预报时刻至洪峰流量出现时间的时距就是预见期。如果在预见期内不再降雨,就与率定时的条件一致,可望取得率定时的精度;如果预见期内还有降雨,其量作预报时属未知值,使预报精度比率定的精度有所下降,其影响量取决于预见期内雨量的大小。

由于概念性降雨径流模型一般用于中小流域的洪水预报,可根据流域的平均预见期,用历史洪水进行检验。检验时不使用预见期内的降雨资料,这种检验的精度就是作业预报时可能达到的精度。如果精度下降较大,可考虑采用第五章的实时洪水预报模型采用的实时校正方法。

作业预报中应注意的另一个问题是时段长度的选择。人工报讯时,时段长一般取1~6h。流域越小,时段长越短;流域越大,时段长可增大。实际工作中还须结合考虑水情站的报讯条件。据经验,在湿润地区中小流域,时段长常取1~2h。取长了会损失预见期,还可能漏掉洪峰。

# 洪水预报调度系统流程图

