

**Hydro-Model 概念性集总式
水文模拟系统软件
1.0**

设计说明书

目录

1 背景	3
1.1 设计目的	3
1.2 设计原理	4
1.3 软件用途和技术特点	4
2 计算过程	4
2.1 蒸散发计算	4
2.2 产流计算	5
2.2.1 蓄满产流:	5
2.2.2 超渗产流	7
2.2.3 垂向混合产流	9
2.3 水源划分	11
2.3.1 二水源划分	11
2.3.2 三水源划分	11
2.4 坡面汇流计算	15
2.4.1 单位线汇流	15
2.4.2 线性水库汇流	16
2.5 河网汇流	16
2.5.1 滞后演算法	16
2.5.2 马斯京根法	17
3 软件使用	18
3.1 硬件环境	18
3.2 软件环境	18
3.3 软件运行	18
4 计算结果	26
参考文献	27

1 背景

1.1 设计目的

流域水文模型的发展大体经历了如下几个阶段。①原始模型阶段。19 世纪 50 年代或更早时期到 20 世纪 30 年代。这段时期的模型主要以洪水预报为主。②经典模型阶段。单位过程线模型和 Horton 理论的提出，标志着现代水文模型的出现。③计算机初步应用阶段。大约自 20 世纪 50 年代末开始到 60 年代中期，这一时期，人们对入渗理论、土壤水运动理论等有了综合认识，斯坦福模型和水箱模型等相继出现，计算机的初步应用，水文学进入到现代水文学阶段。④模型参数自动调整阶段。起始时间大约为 1965 年到 70 年代末。在这一时期，可以利用计算机对模型参数进行自动调整，出现了大量的黑箱型和概念性模型，并逐渐应用到实际生产中。分布式水文模型也出现了。⑤黑箱模型和概念性模型的兴起阶段。大约为 70 年代末到 90 年代初。这一时期，黑箱模型和概念性模型，尤其是概念性模型进入全面发展阶段，确定性模型也进入到研究和初步应用阶段。⑥确定性模型的全面发展阶段。90 年代至今。随着计算机、遥感等技术的迅速发展，确定性模型得到了全面的发展，并逐渐在某些地区得到了应用，但离广泛应用于指导生产尚有一定的距离。

水文模型是水文学发展到一定阶段的产物。随着水文学学科的不断出现而逐渐产生了适合各种用途的水文模型，它完善了各水文学科的体系，是水文学中不可缺少的一部分。作为应用到水文学上的一种模型，水文模型的发展同计算机技术的发展是密切相关的，它同其他一些新技术新手段如遥感、互联网的发展也关系密切。

我国流域水文模型的研制始于 20 世纪 70 年代，赵人俊等建立的新安江模型是最具代表性的水文模型之一，最初的模型为两水源（地表径流和地下径流），之后将 SACRAMENTO 模型和 TANK 模型中用线性水库划分水源的概念引入新安江模型中，提出了三水源新安江模型^[12]；随后赵人俊又提出适用于干旱、半干旱地区的陕北模型。实践证明，新安江模型在湿润、半湿润地区应用效果很好。陕北模型是赵人俊等针对干旱、半干旱地区而建立的水文模型，但模拟效果不理想，限制了它的进一步应用。

1.2 设计原理

新安江模型是分散性模型，可用于湿润地区与半湿润地区的湿润季节。当流域面积较小时，新安江模型采用集总模型，当面积较大时，采用分块模型。它把全流域分为许多块单元流域，对每个单元流域作产汇流计算，得出单元流域的出口流量过程。再进行出口以下的河道洪水演算，求得流域出口的流量过程。把每个单元流域的出流过程相加，就求得了流域的总出流过程。

该模型按照三层蒸散发模式计算流域蒸散发，按蓄满产流概念计算降雨产生的总径流量，采用流域蓄水曲线考虑下垫面不均匀对产流面积变化的影响。在径流成分划分方面，对三水源情况，按“山坡水文学”产流理论用一个具有有限容积和测孔、底孔的自由水蓄水库把总径流划分成饱和和地面径流、壤中水径流和地下水径流。在汇流计算方面，单元面积的地面径流汇流一般采用单位线法，壤中水径流和地下水径流的汇流则采用线性水库法。河网汇流一般采用分段连续演算的 Muskingum 法或滞时演算法。

1.3 软件用途和技术特点

本软件的主要用途为依据流域的水文气象特性选择与流域特性相匹配的水文情报预报方法进行流域水文过程模拟与计算，软件可用于湿润地区、半湿润半干旱地区和干旱地区的水文模拟雨预报，应用范围广泛。软件采用 R 语言进行编写，计算效率高、界面友好；软件运行环境要求简单，具有较强的稳定性和安全性。

2 计算过程

2.1 蒸散发计算

(1) 当 $WU + P \geq E_p$ 时，

$$EU = E_p, EL = 0, ED = 0;$$

(2) 当 $WU + P < E_p, WL \geq C * WLM$ 时，

$$EU = WU + P, EL = (E_p - EU) * \frac{WL}{WLM}, ED = 0;$$

(3) 当 $WU + P < E_p, C * (E_p - EU) \leq WL < C * WLM$ 时,

$$EU = WU + P, EL = C * (E_p - EU), ED = 0;$$

(4) 当 $WU + P < E_p, WL < C * (E_p - EU)$,

$$EU = WU + P, EL = WL, ED = C * (E_p - EU) - EL。$$

式中: WU 、 WL 为流域初始上、下层蓄水量, mm, WLM 为流域下层蓄水容量, mm, P 为流域面平均雨量, mm, E_p 为流域蒸散发能力, mm/d, EU 、 EL 、 ED 为流域上、下、深层蒸散发量, mm/d, C 为深层蒸散发折算系数。

2.2 产流计算

2.2.1 蓄满产流:

蓄满产流计算包括产流、土壤含水量以及蒸发量的计算, 当降雨量大于蒸发能力时按照蒸发能力蒸发, 各层土壤含水量受控于土壤蓄水容量; 而当降雨量小于蒸发能力时, 蒸发量受控于上层土壤含水量、深层蒸发系数、下层土壤蓄水容量。产流计算输入为降雨 P , 输出为蒸发 E 及流域产流深 R , 产流计算的流程见图 1。

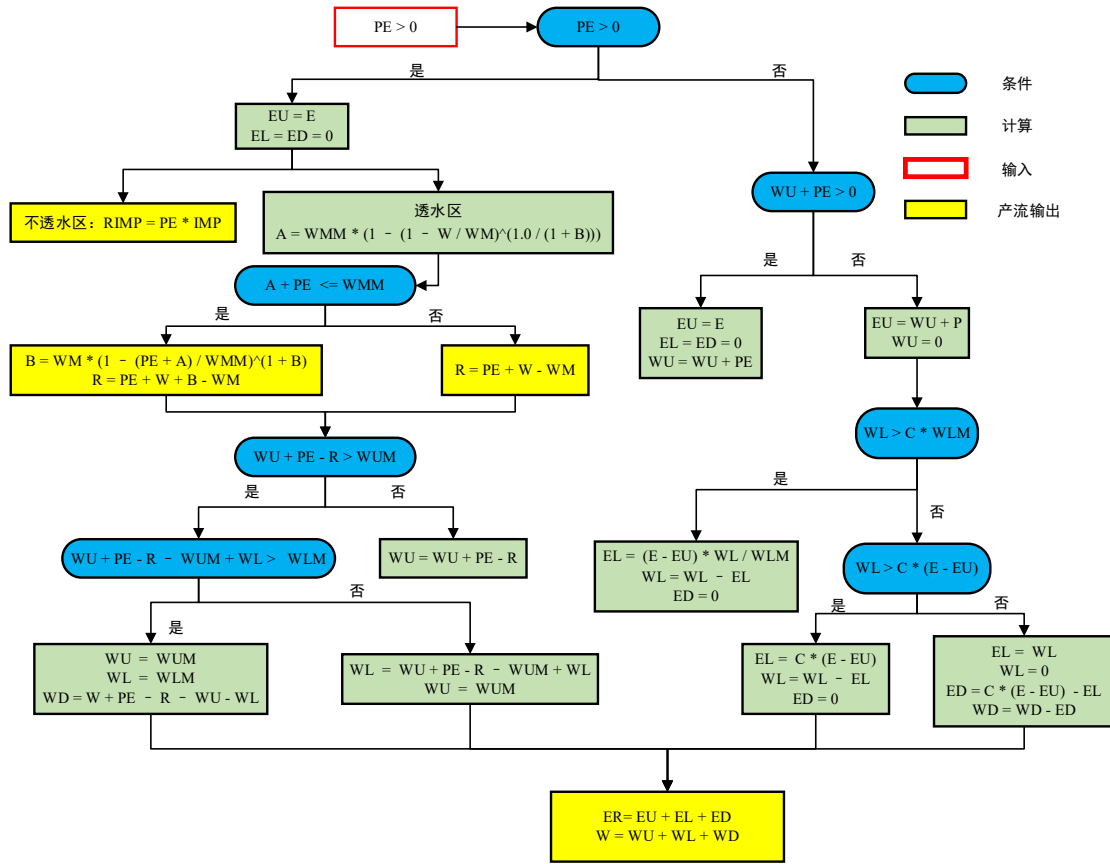


图 1 产流计算流程图

(a) 流域最大点蓄水容量计算

$$WMM = WM * (1+b) / (1-IM)$$

式中： α 为产流面积占全流域面积之比， IM 为不透水面积占全流域面积之比， WM 为流域平均蓄水容量，mm， WMM 为流域最大点蓄水容量，mm， b 为蓄水容量曲线指数。

(b) 初始土湿计算

$$W = \int_0^a (1-\alpha) dWMM'$$

$$W = WM \left[1 - \left(1 - \frac{a}{WMM} \right)^{b+1} \right]$$

$$a = WMM \left[1 - \left(1 - \frac{W}{WM} \right)^{\frac{1}{1+b}} \right]$$

式中： W 为流域初始蓄水量，mm， α 为产流面积占全流域面积之比， a 为流域初始土湿，mm， WM 为流域平均蓄水容量，mm， WMM 为流域最大点蓄水容量，

mm, b 为蓄水容量曲线指数。

(c) 径流量计算

(1) 当 $a + PE \leq WMM$ 时,

$$R = PE + W - WM + WM \left(1 - \frac{PE + a}{WMM} \right)^{b+1}$$

(2) 当 $a + PE \geq WMM$ 时,

$$R = PE + W - WM$$

式中: a 为流域初始土湿, mm, PE 为扣除蒸散发后的降雨量, mm, WMM 为流域最大点蓄水容量, mm, R 为总径流深, mm, W 为流域初始蓄水量, mm, WM 为流域平均蓄水容量, mm, b 为蓄水容量曲线指数。

2.2.2 超渗产流

针对半干旱半湿润地区的产流特点,用流域下渗曲线及流域下渗能力分配曲线为基础的超渗产流模式,来考虑由于降雨强度超过下渗能力而产生的地面净雨(即形成地面径流的那部分降雨)过程;用流域蓄水容量分配曲线为基础的蓄满产流模式,来考虑由于土壤含水量达到田间持水量后超蓄而产生的地下净雨(即形成地下径流的那部分降雨,因为只有超过田间持水量的下渗部分才能形成地下径流)。把这两种产流模式有机地结合起来,将流域下渗能力分配曲线和流域蓄水容量分配曲线耦合在一起,按照二者的产流原理,就形成了既能考虑流域下渗能力及其分布情况,又能考虑流域土壤含水量及其分配情况影响的流域超渗一蓄满兼容产流模型。

2.2.2.1 流域下渗能力(容量)曲线

在充分供水条件下,流域各点平均的下渗率曲线,称流域下渗能力曲线,亦称流域下渗容量曲线。许多资料表明:霍顿下渗公式与实测点据拟合较好,且有一定的理论基础。因此,本文选择这种形式描述下渗能力随时间的变化(如图 2),该式为:

$$f = f_c + (f_0 - f_c)e^{-kt}$$

式中 f 为 t 时刻的下渗能力 (mm/h), f_c 为稳渗率 (mm/h), f_0 为初始下渗能力 (mm/h), k 为与土壤透水特性有关的指数 (h^{-1})。下渗能力曲线与起始时 ($t = 0$) 的

土壤含水量 W_0) 有关。为反映这种影响, 可根据实测雨洪资料 建立 W_0 与 f_0 、 k 的关系。

2.1.2 流域时段下渗容量分配曲线

实际产流计算中都是以时段值进行演算的, 考虑时段下渗容量在流域上的不均匀性, 引入流域时段下渗容量分配曲线的概念。流域时段下渗容量 $F_{m\Delta t}$, 即充分供水条件下, 时段 Δt 的流域平均入渗量 $F_{m\Delta t}$ 。如图 2 所示, 即下渗能力曲线在 Δt 内的积分:

$$F_{m\Delta t} = \int_t^{t+\Delta t} f dt = f_c \Delta t + \frac{1}{k} (f_0 - f_c) e^{-kt} (1 - e^{-k\Delta t})$$

式中符号的单位和意义同上式。

$F_{m\Delta t}$ 在流域上的分配曲线 (见图 3), 根据经验采用 m 次抛物线型, 即

$$\beta = 1 - \left(1 - \frac{F_{\Delta t}'}{F_{m\Delta t}'}\right)^m$$

式中 $F_{\Delta t}'$ 为某点的下渗容量(mm), $F_{m\Delta t}'$ 为 $F_{\Delta t}'$ 下流域最大的点时段下渗容量(mm); m 为经验性指数; β 为相对面积, 表示 $\leq F_{\Delta t}'$ 的面积占流域面积的比值。

由图 3 可见, 时段下渗容量分配曲线下的面积应为 $F_{m\Delta t}$, 故

$$F_{m\Delta t} = \int_0^{F_{m\Delta t}'} F_{\Delta t}' d\beta = \int_0^{F_{m\Delta t}'} (1 - \beta) dF_{\Delta t}' = \frac{F_{m\Delta t}'}{m+1}$$

$$F_{m\Delta t}^i = (m+1)F_{m\Delta t}$$

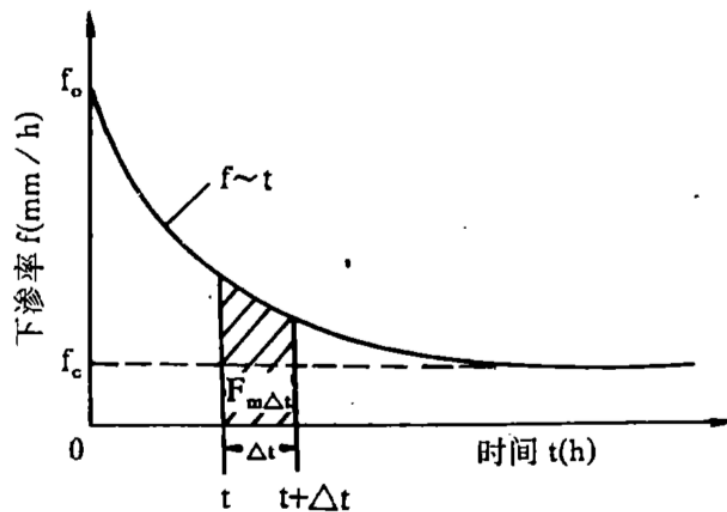


图 2 流域下渗能力曲线

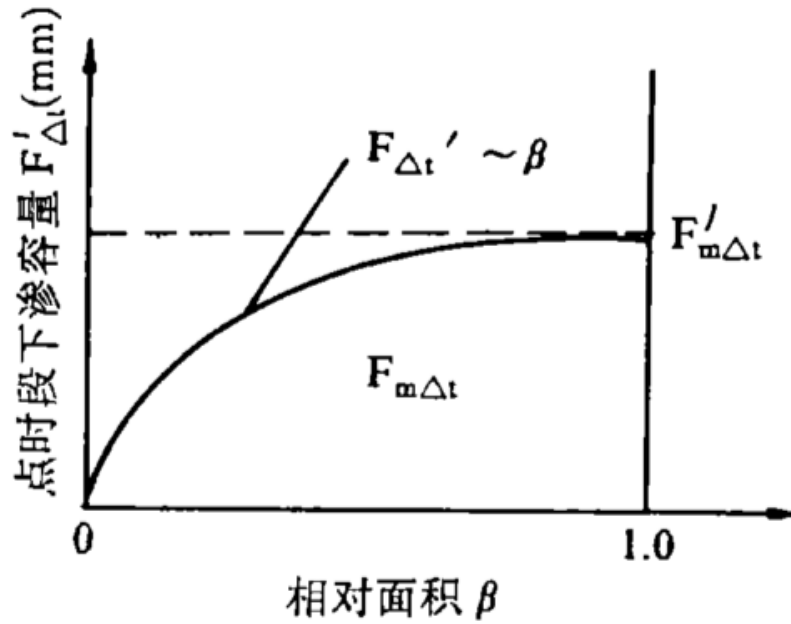


图 3 流域时段下渗容量分配曲线

2.2.3 垂向混合产流

垂向混合法是把超渗产流和蓄满产流在垂向上进行组合的一种混合产流方法。当雨量 P 到达地面，首先通过空间分布的下渗曲线，划分为地面径流 RS 和下渗水量 FA ， FA 在向下的运动过程中，在土壤含水量最大的面积上，补足土壤含水量，不产流；在土壤含水量最小的面积上，补足土壤含水量后，产生地面以下径流 RR 。显而易见，垂向混合产流计算中，地面径流取决于雨强和前期土湿，可用超渗产流模式；地面以下径流 RR （包括壤中流和地下径流）取决于前期土壤含水量 W 和下渗水量 FS ，属蓄满产流计算模式。

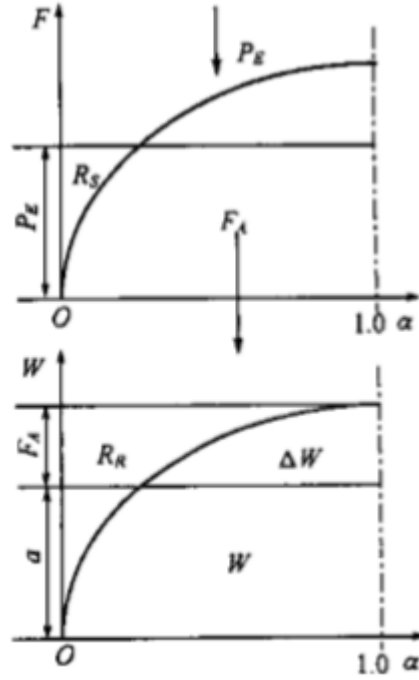


图 4 垂向产流模型结构示意图

垂向混合产流中蓄满、超渗的流域面积比例是随着前期土壤含水量 W 和下渗水量 FA 的变化而变化的，即

$$\alpha = 1 - \left(1 - \frac{FA + a}{WMM}\right)^B$$

面积比例 α 的部分即为蓄满产流，剩余流域面积为超渗产流或者不产流。

垂向混合产流计算模式可由以下公式组成：

$$RS = P - FA$$

$$FA = \begin{cases} \bar{f} \Delta t & P \geq \bar{f} (BF + 1) \Delta t \\ \Delta t \cdot \left\{ \bar{f} - \bar{f} \left[1 - \frac{P}{\bar{f} (1 + BF)} \right]^{BF+1} \right\} & P < \bar{f} (BF + 1) \Delta t \end{cases}$$

$$RR = \begin{cases} FA + W - WM & FA + a \geq WMM \\ FA + W - WM + WM \left(1 - \frac{FA + a}{WMM}\right)^{B+1} & FA + a < WMM \end{cases}$$

$$R = RS + RR$$

在忽略地面滞水深对下渗的影响条件下，把格林-安普特下渗公式改进为：

$$f = f_c \left(1 + KF \frac{WM - W}{WM}\right)$$

式中 KF 为渗透系数，反映土壤含水量对下渗的影响。

分水源计算采用敞开式自由水水箱按比例划分，产生的地面以下径流首先进入自由水水箱补充自由水 S ，然后按比例通过壤中流和地下径流流出出流孔按比例系数计算出流。

$$S_t = S_{t-1} + RR_t$$

$$RI_t = KI \cdot S_t$$

$$RG_t = KG \cdot S_t$$

式中： S_t 为自由水蓄量，mm； RI_t 和 RG_t 分别为壤中流和地下径流，mm； KI 和 KG 为壤中流和地下径流的出流系数。

2.3 水源划分

2.3.1 二水源划分

$$RG = \sum_{\substack{i \\ PE_i > FC}} FC * \frac{r_i - IM * PE_i}{PE_i} + \sum_{\substack{i \\ PE_i \leq FC}} r_i$$

$$RS = \sum_{\substack{i \\ PE_i > FC}} (PE_i - FC) \frac{r_i}{PE_i}$$

式中： RG 、 RS 为直接、地下径流深，mm， r_i 为总的径流深，mm， PE_i 为第 i 时段的降雨扣除蒸散发后的量，mm， FC 为稳渗率，mm/d， IM 为不透水面积占全流域面积之比。

2.3.2 三水源划分

蓄满产流模型计算出的总径流量 R 中包括了各种径流成分，由于各种水源的汇流规律和汇流速度不相同，相应采用的计算方法也不同。因此，必须进行水源划分。新安江（三水源）模型用自由水蓄水库的结构代替原先 FC 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 ，先进入自由水蓄量 S ，再划分水源，如图 5 所示。此水库有两个出口，一个底孔形成地下径流 RG ，一个边孔形成壤中流 RI ，其出流规律均按线性水库出流。当自由水蓄水深 S 超过其最

大值 SM 时，超过部分成为地面径流 RS 。模型认为，蒸散发在张力水中消耗，自由水蓄水库的水量全部为径流。如图 5 中： S 为自由水蓄水库的蓄水深； SM 为自由水蓄水库的蓄水容量。底孔出流量 RG 和边孔出流量 RI 分别进入各自的水库，并按线性水库规律流出，分别成为地表水总入流 QS 、壤中流总入流 QI 和地下水总入流 QG 。三水源划分的计算流程图见图 6。

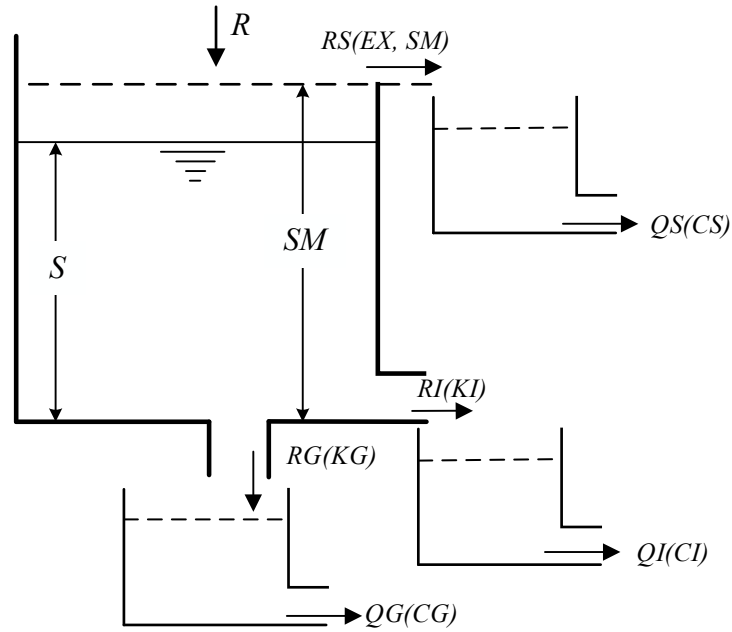
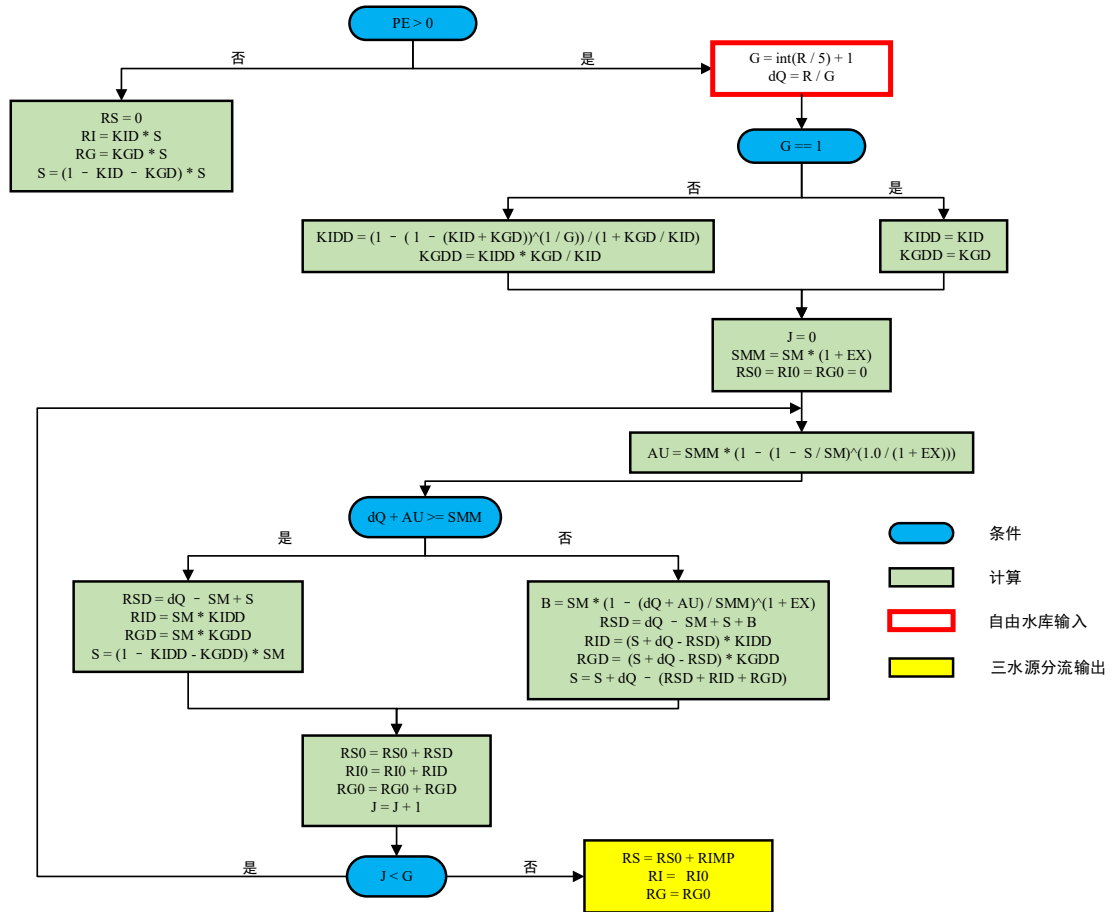


图 5 三水源分割示意图



在对自由水蓄水库作水量平衡计算中，有一个差分计算的误差问题，常用的计算程序，把产流量放在时段初进入水库，而实际上它是在时段内均匀进入的，这就造成了向前差分误差。这种误差有时很大，要设法消去。处理的方法是：每时段的入流，按 5mm 为一段分成 G 段，并取整数，各时段的 G 值都可不同，也就是把计算时段 $\Delta t/G$ 分成段，即以 $\Delta t/G$ 为时段长进行计算。这样，差分误差就很小了。当时段长改变后，出流系数 KI 和 KG 要作相应的改变。出流系数 KI 和 KG 为日出流系数，则按照计算时段实际应用的时段出流系数 KID 和 KGD 为

$$D = 24/\Delta t$$

$$KID = \frac{\left[1 - \left(1 - (KI + KG)\right)^{1/D}\right]}{1 + KG/KI}$$

$$KGD = KID \times KG/KI$$

分段以及产流时段分配为

$$G = \text{int}(R/5) + 1$$

$$dQ = R/G$$

式中 G 为产流 R 进入自由水库的分段数; dQ 为每分段的进入自由水库的产流深。

如果 $G=1$, 则分段内的出流系数为 $KIDD = KID$, $KGDD = KGD$;

如果 $G>1$, 则分段出流系数为

$$KIDD = \frac{\left[1 - \left(1 - (KID + KGD)\right)^{1/G}\right]}{1 + KGD/KID}$$

$$KGDD = KIDD \times KGD/KID$$

流域最大一点的自由水蓄水容量 SMM 为

$$SMM = SM(1 + EX)$$

自由水库的出入流需要分成 G 段连续演算, 在任意一段内模仿张力水分布不均匀的处理方式, 把自由水蓄水能力在产流面积上的分布也用一条抛物线来表示, 即

$$\frac{f}{F} = 1 - \left(1 - \frac{S'}{SMM}\right)^{EX}$$

式中: S' 为某一点的自由水容量; SMM 为最大一点的自由水蓄水容量; EX 为流域自由水蓄水容量曲线的指数。

在自由水蓄水容量曲线上 S 相应的纵坐标 AU 为

$$AU = SMM \times [1 - (1 - S/SM)^{1/(1+EX)}]$$

式中: S 为流域自由水蓄水容量曲线上的自由水在产流面积上的平均蓄水深; AU 为 S 对应的纵坐标。

当 $dQ + AU \geq SMM$ 时

$$RSD = dQ - SM + S$$

$$RID = SM \times KIDD$$

$$RGD = SM \times KGDD$$

$$S = (1 - KIDD - KGDD) \times SM$$

当 $dQ + AU < SMM$ 时

$$\begin{aligned}
B &= SM \times \left(1 - (dQ + AU) / SMM\right)^{1+EX} \\
RSD &= dQ - SM + S + B \\
RID &= (S + dQ - RSD) \times KIDD \\
RGD &= (S + dQ - RSD) \times KGDD \\
S &= S + dQ - (RSD + RID + RGD)
\end{aligned}$$

此时可以更新本步之内的三水源出流

$$\begin{aligned}
RS &= RS + RSD \\
RI &= RI + RID \\
RG &= RG + RGD
\end{aligned}$$

但所有 G 步连续计算完成之后，地表水出流还需加上非透水区的产流量，即

$$RS = RS + R_{imp}$$

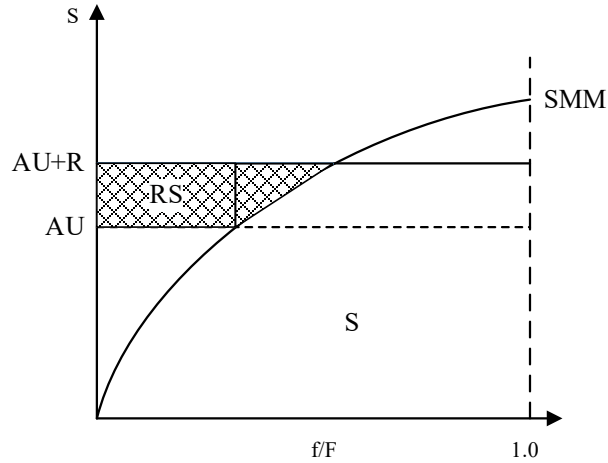


图 7 流域自由水蓄水容量曲线

2.4 坡面汇流计算

2.4.1 单位线汇流

单位线的定义是：在给定的流域上，单位时段内时空分布均匀的一次降雨产生的单位净雨量，在流域出口断面形成的地面（直接）径流过程线，称为单位线，记为 UH。单位净雨量常取 10mm，单位时段长可任取，如 1h、2h、……。

当实际降雨量和流量过程线分析推求 UH 时，因净雨过程既不是 1 个时段，也不是一个单位，故需要做以下两点假定：

- (1) 如果单位时段内净雨深是 N 个单位，它所形成的初六过程的总历时与 UH

相同，流量值则是 UH 的 N 倍。

- (2) 如果净雨历时是 m 个时段，则各时段净雨量所形成的出流过程之间互不干扰，出口断面的流量过程等于 m 个流量过程之和。

由以上假定，净雨量 r_d 、出流量 Q 等于 UH 纵坐标值 q 之间关系如下：

$$Q_{d,t} = \sum_{j=k_1}^{k_2} r_{d,t} q_{t-j+1}$$

式中： Q_d 为流域出口断面时段末直接径流流量， m^3/s ； r_d 为时段净雨量（用单位净雨量的倍数表示）； q 为单位线时段末流量， m^3/s ； t 为直接径流流量时序， $t=1、2、3、\dots、m+n-1$ ，其中 m 为净雨时段数， n 为时段单位线时段数； k_1, k_2 为累积界限，其分段取值为

$$k_1 = \begin{cases} 1 & t < n \\ t-n+1 & t \geq n \end{cases}$$

$$k_2 = \begin{cases} t & t < m \\ m & t \geq m \end{cases}$$

2.4.2 线性水库汇流

$$Q_g(i) = C_g * Q_g(i-1) + (1 - C_g) * R_g(i) * U$$

$$U = \frac{F(km^2)}{3.6\Delta t(h)}$$

式中： $Q_g(i)$ 为第 i 时段地下径流流量， m^3/s ， $Q_g(i-1)$ 为第 $i-1$ 时段地下径流流量， m^3/s ， C_g 为地下径流出流系数， U 为转换系数， F 为流域面积， km^2 ， Δt 为时段长， h 。

2.5 河网汇流

2.5.1 滞后演算法

$$Q_t = CR \cdot Q_{t-1} + (1 - CR) \cdot Q_{t-L}$$

式中：\$Q\$ 为单元面积出口流量，\$\text{m}^3/\text{s}\$；\$CR\$ 为河网蓄水消退系数；\$L\$ 为滞后时间，\$\text{h}\$。需要指出的是，单元面积河网汇流计算在很多情况下可以简化。这是由于单元流域的面积一般不大而且河道较短，对水流运动的调蓄作用通常比较小，讲这种调蓄作用合并在地面和地下径流中一起考虑所带来的误差通常可以忽略。

2.5.2 马斯京根法

水量平衡方程：

$$I - Q = \frac{dW}{dt}$$

槽蓄方程：

$$W = K[xI + (1-x)Q]$$

将水量平衡方程写成差分格式为：

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{Q_1 + Q_2}{2} = \frac{W_2 - W_1}{\Delta t}$$

根据槽蓄方程得：

$$W_1 = K[xI_1 + (1-x)Q_1]$$

$$W_2 = K[xI_2 + (1-x)Q_2]$$

将（4）、（5）代入方程（3）中得到：

$$\frac{I_1 + I_2}{2} - \frac{Q_1 + Q_2}{2} = \frac{K[x(I_2 - I_1) + (1-x)(Q_2 - Q_1)]}{\Delta t}$$

整理得到：

$$Q_2 = C_0 I_2 + C_1 I_1 + C_2 Q_1$$

其中：

$$\begin{aligned} C_0 &= \frac{0.5\Delta t - Kx}{0.5\Delta t + K - Kx} \\ C_1 &= \frac{0.5\Delta t + Kx}{0.5\Delta t + K - Kx} \\ C_2 &= \frac{-0.5\Delta t + K - Kx}{0.5\Delta t + K - Kx} \end{aligned}$$

并且

$$C_0 + C_1 + C_2 = 1$$

3 软件使用

3.1 硬件环境

Intel(R)Core(TM)2QuadCPUQ9550/4GRAM/500G

3.2 软件环境

Windows7 及以上 R 语言程序环境以及 shiny 和 ggplot2 软件包。

3.3 软件运行

软件界面包括 4 个模块：HyDro-Model 简介、预报方案、数据准备和模型率定，如图 8 所示。图中红框内可以选择确定软件的主体。

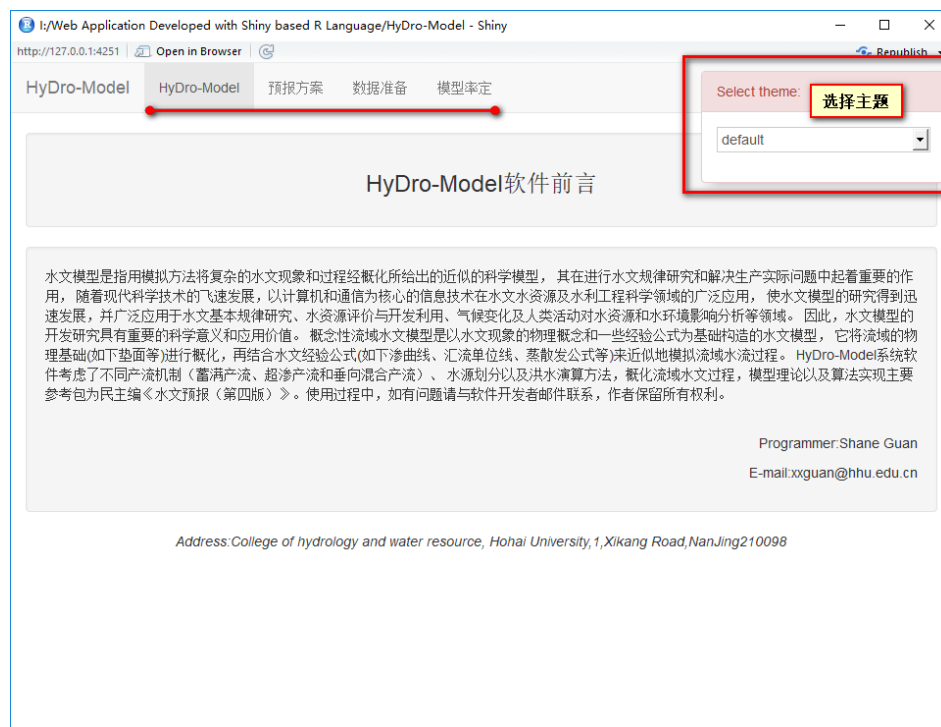


图 8 软件主要界面组成示意图

3.3.1 HyDro-Model 简介

介绍软件开发单位，开发人员信息，并简要介绍了 HyDro-Model。内容如下：

水文模型是指用模拟方法将复杂的水文现象和过程经概化所给出的近似的科学模型，其在进行水文规律研究和解决生产实际问题中起着重要的作用，

随着现代科学技术的飞速发展，以计算机和通信为核心的信息技术在水文水资源及水利工程科学领域的广泛应用，使水文模型的研究得到迅速发展，并广泛应用于水文基本规律研究、水资源评价与开发利用、气候变化及人类活动对水资源和水环境影响分析等领域。因此，水文模型的开发研究具有重要的科学意义和应用价值。概念性流域水文模型是以水文现象的物理概念和一些经验公式为基础构造的水文模型，它将流域的物理基础(如下垫面等)进行概化，再结合水文经验公式(如下渗曲线、汇流单位线、蒸散发公式等)来近似地模拟流域水流过程。

HyDro-Model 系统软件考虑了不同产流机制（蓄满产流、超渗产流和垂向混合产流）、水源划分以及洪水演算方法，概化流域水文过程，模型理论以及算法实现主要参考包为民主编《水文预报（第四版）》。使用过程中，如有问题请与软件开发人员邮件联系，作者保留所有权利。

3.3.2 预报方案

在“预报方案”模块里可以输入应用流域的基本信息，如流域名、流域面积和流域不透水面积占比。预报方案主要由四个部分组成：产流方案、地表坡面汇流方案、水源划分方案和河网汇流方案，如图 9 所示。

图 9 预报方案的选择

其中产流方案可选项有：蓄满产流、超渗产流和垂向混合产流三种模型；地表坡面汇流方式有线性水库法和时段单位线法；水源划分有二水源和三水源之别；河网汇流可以采用分段马斯京根法或者滞后演算法。程序默认情况下采用蓄

满产流、线性水库法、三水源划分模型以及马斯京根法进行洪水模拟及演算。

3.3.3 数据准备

输入模型需要的流域数据：月尺度降雨量（mm），蒸发（mm）和实测流量（m³/s），将数据放在逗号分隔符文件里，以年、月、日、时、降水、蒸发、实测流量的顺序存放，如下图 10 所示。点击“Browser”按钮在本地选择已经整理好符合格式要求的数据文件（csv 格式）即可上传到软件。其中值得注意的是计算时段的设置，这与资料的尺度密切相关，也影响着模型的模拟与应用。

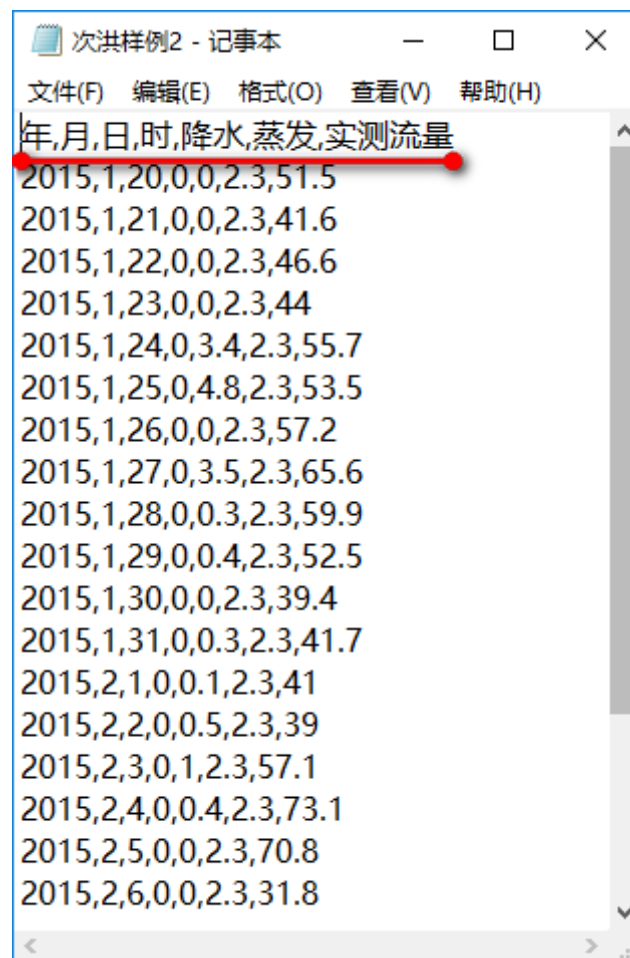


图 10 样例洪水数据输入模板

输入数据之后，可以“数据列表”、“数据图示”和“数据统计”的形式查看数据的结果。其中“数据列表”的查看结果如图 11 所示，可以点击列名称旁的排序箭头对数据排序，查看是否有异常值。

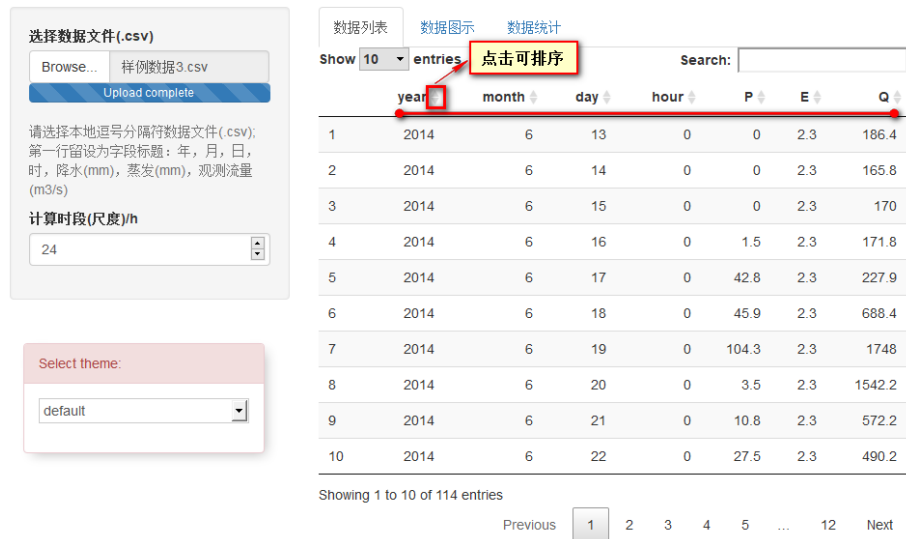


图 11 数据列表查看

“数据图示”查看结果如图 12 所示。可以查看降水过程的柱状图和实测径流的过程线图

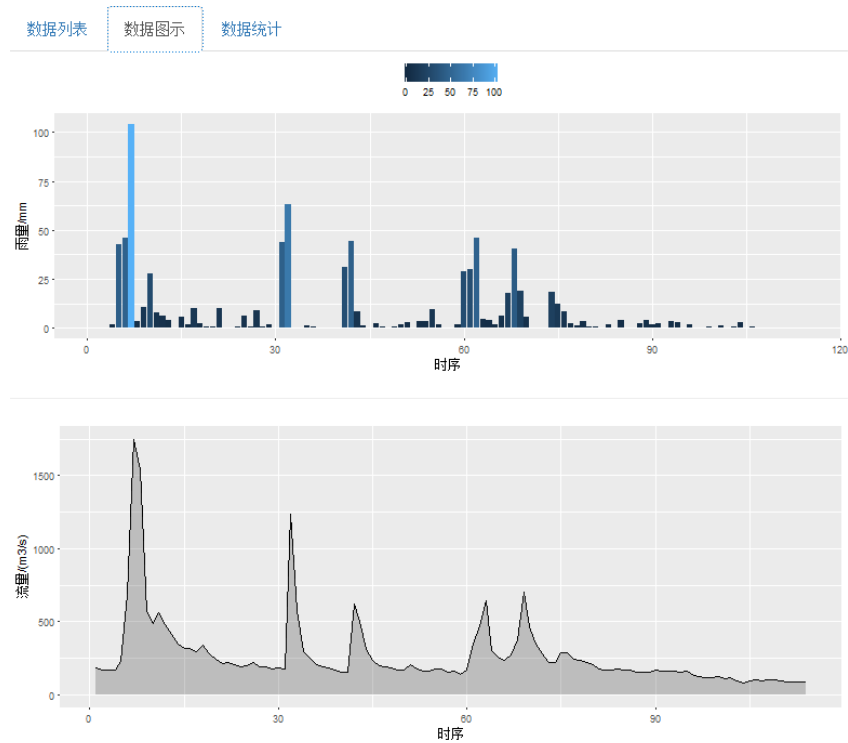


图 12 数据图示查看结果

数据统计的查看结果如图 12 所示，其中可以粗略得得到所选场次洪水的信息。

数据列表	数据图示	数据统计
数据时限内月加总平均值统计表:		
月份	雨量/mm	流量/(m ³ /s)
1	0.00	0.00
2	0.00	0.00
3	0.00	0.00
4	0.00	0.00
5	0.00	0.00
6	274.30	9025.90
7	227.10	8509.30
8	274.50	8469.20
9	31.70	4086.90
10	0.10	346.70
11	0.00	0.00
12	0.00	0.00

图 13 数据统计查看

3.3.4 模型率定

“模型率定”模块分为两大功能区，一是左侧的模拟结果以及精度展示区，一是模型参数区。

由图 14 可以看出，模拟结果展示区主要由四个面板组成，分别是模拟精度，给出了确定性系数、模拟径流量和洪峰流量的相对误差以及峰现时差；模拟流量过程和实测流量过程对比图；以及分水源模拟径流过程线图；最后是模拟的中间结果的下载区。



图 14 模型率定模块

右侧部分为模型的参数区，在“预报方案”模块选择不同的产汇流方案，此区将呈现不同的模型参数列表。

蓄满产流方案共有 11 个参数如图 15 所示，超渗产流模型参数如图 16 所示。

产流参数

自由水平均蓄水容量 SM: <input type="text" value="12"/>	蓄水容量分布曲线指数 B: <input type="text" value="1.2"/>	蒸散发折算系数 Kc: <input type="text" value="0.8"/>
自由水箱壤中流出流系数 Ki: <input type="text" value="0.4"/>	深层蒸发系数 C: <input type="text" value="0.12"/>	平均蓄水容量 WM/mm: <input type="text" value="180"/>
自由水箱地下水出流系数 Kg: <input type="text" value="0.3"/>	自由水分布曲线指数 Ex: <input type="text" value="1.2"/>	上层蓄水容量 WUM/mm: <input type="text" value="40"/>
Attention: Ki+Kg<=1		下层蓄水容量 WLM/mm: <input type="text" value="40"/>
初始产流面积比例: <input type="text" value="0.002"/>		

图 15 蓄满产流参数

产流参数

蒸散发折算系数 Kc: <input type="text" value="0.8"/>	菲利普下渗公式参数 A: <input type="text" value="0.4"/>
土壤蓄水容量/mm: <input type="text" value="180"/>	菲利普下渗公式参数 B: <input type="text" value="0.3"/>

图 16 超渗产流模型参数

地表坡面汇流的两种参数集列表如图 17 和图 18 所示，初始流量调节系数用于调整模拟的初始时刻的模拟流量。其中单位线法汇流，需要输入单位线文件，点击“browse”选取本地文件上传，单位线文件格式如图 19 所示，同样是逗号分隔符文件格式（.csv）。

坡面汇流参数

地表水线性水库汇流系数 Cs: <input type="text" value="0.4"/>	地下水线性水库汇流系数 Cg: <input type="text" value="0.99"/>
壤中流线性水库汇流系数 Ci: <input type="text" value="0.8"/>	初始流量调节系数: <input type="text" value="0.3"/>

图 17 线性水库法地表坡面汇流

坡面汇流参数

选择10mm单位线文件(.csv)

Browse... No file selected

注意时段单位线UH的时段转换!

初始流量调节系数:

0.3

图 18 时段单位线法坡面汇流设置

单位线样例 - 记事本

文件(F) 编辑(E) 格式(O) 查看(V) 帮助(H)

单位线时段数, 单位线 (m³/s)

0	0
1	76
2	146
3	415
4	523
5	345
6	241
7	157
8	110
9	73
10	52
11	42
12	37
13	31
14	26
15	21
16	16
17	10
18	5
19	0

图 19 时段单位线样例数据

河网汇流有马斯京根法和滞后演算法两种，马斯京根法参数如图 20 所示，滞后演算法汇流的参数如图 21 所示。

河网汇流参数

河段传播时间 K_e :

0.5

流量比重系数 X_e :

0.45

图 20 马斯京根法汇流参数

河网汇流参数

河网蓄水消退系数CR:	滞后时段L:
0.5	1

图 21 滞后演算法参数

4 计算结果

以金溪池潭水库流域池潭坝上站为例，采用本软件计算模拟出一场次洪水径流过程如下，结果如下图 22 所示。



图 22 金溪池潭水库流域池潭坝上站样例次洪模拟计算结果

从图 22 可以看出，确定性系数达到了 0.86，相对径流深误差和洪峰流量误差在允许范围（20%）之内。

参考文献

- [1] 杨会龙. 流域水文模型研究现状及发展趋势[J]. 四川水利, 2016, (01): 96-98.
- [2] 瞿思敏, 包为民, 张明, 等. 新安江模型与垂向混合产流模型的比较[J]. 河海大学学报:自然科学版, 2003, 31(4): 374-377.
- [3] 芮孝芳, 张超. Muskingum法的发展及启示[J]. 水利水电科技进展, 2014, (03): 1-6.
- [4] 王佩兰. 三水源新安江流域模型的应用经验[J]. 水文, 1982, (05): 24-31.
- [5] 刘金涛, 宋慧卿, 张行南, 等. 新安江模型理论研究的进展与探讨[J]. 水文, 2014, (01): 1-6.
- [6] 芮孝芳, 凌哲, 刘宁宁, 等. 新安江模型的起源及对其进一步发展的建议[J]. 水利水电科技进展, 2012, (04): 1-5.