

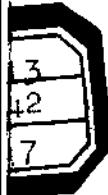
高 坳 溪 分 层 产 流 模 型

— 简化的水动力学计算模型

赵 棱 华

水利部南京水文研究所

一九八一年四月



提要

锁于地表空洞与壤中透流的产生流特性不同，国内外已有不少分别计林地表及壤中透流的模型。本文试图根据水力学原理及水在土壤中的运动特性作某些简化来计林地表透流及壤中透流的透流量，着重讨论水在土壤中的运动特性，及由此得出的“瞬时入渗反演”。

一、高峻溪模型

1) 产流模型的构想：

1. 地表透流及壤中透流产生的共性和个性：

共性：(1)透流产生于介质特性变化的某一界面上，地表透流产生于突气与土壤的分界面而上，壤中透流产生于土壤介质变化的界面——相对不透水层上。

(2)透流产生的必要条件是水的运动速度大于土壤渗透能力，如地表透流产生必须满足 $i > I$ 。(i为雨率，I为地表入渗能力。)壤中透流产生必须满足 $I' > I'$ ，(I' 为水流达到相对不透水层处的速度，即渗透率。 I' 是相对不透水层的渗透能力。)

(3)对于流域而言，二者都有共同的产流、汇流的问题。

个性：由于水通过的介质特性不同，壤中透流的形成比地表透流更复杂一些。降水通过大气层时，由于突气阻力甚小，雨水的冲沙能力极小，而渗入土壤的水，滞缓的是多孔介质。

本文最初由王德生与赵光耀讨论，张瑛杰，陈深蔚两同志
参加了部分讨论工作

其运动特性不同于水在空气中运动，也不同于它在水中的运动，但又与它在水中的运动有某些相似之处，尤其是当土壤空隙被水充满以后，水在其中的运动与在河段中的运动十分接近。为此，计算相对不透水层处的“输入”既不能直接用地表入渗过程，也不能直接用河渠水流运动公式来计算，但可以借鉴河段演算的方法。由此，可以认为存在“瞬时入渗反应”。

2. 水在土壤中的运动：

出口断面处实测的壤中流是壤中径流的户流、汇流及河槽水流的综合结果。地表入渗水首先沿垂直方向运动达到相对不透水层，然后根据 $D > I'$ 的条件产生壤中径流，最终过壤中的流域水流，河槽水流最终到达出口断面。

水在土壤中沿垂直方向的运动类似水在河段中的运动，但在土壤中入流量的大小与土壤含水量有关。本模型假定，土壤中的入流量与土壤含水量成反比。另外，水在土壤中运动必须考虑毛管力和分子力的影响，尤其是当土壤含水量未达到田间持水量时，这两种力起着主要作用。

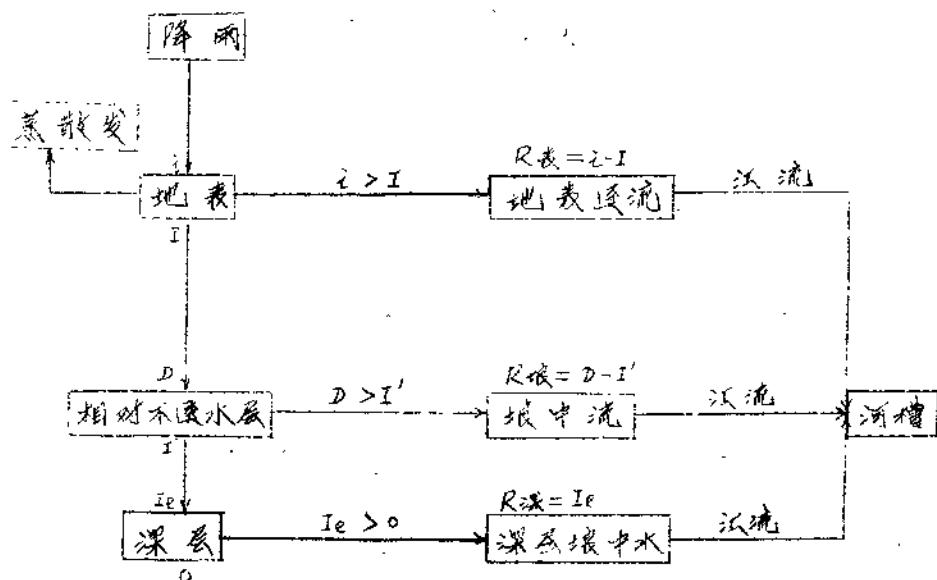
(二) 产流过程：

对于单元大体而言，降水到达地表面，当雨强小于地表入渗能力时，降雨全部渗入地下，一部分耗于蒸发，一部分继续向下运动，其运动速度逐渐减小。在土壤中，倘若某界面处的入渗能力小于入渗水的运动速度——渗漏率，则该处产生壤中径流，然后通过壤中的流域水流进入河槽。假定土壤是均匀一致的，则在相对不透水层处形成壤中径流。如果入渗水达到相对不透水层处速度小于入渗能力，或速度为0，则无壤中径流产生。例如我国北方一些干旱地区，当雨强大于地表入渗能力时，一部分降水渗入地下，其运动规律后上，另一部分降水在地表形成地表水，在满足填洼吸滞发外理形成地表径流，然后通过流域水流进入河槽成为河川径流。

对于流域而言，尚须考虑流域内各单点的下垫面特性不同，流域的产流存在局部产流问题。

概括上述产流过程，以下列图式表示：

产流示意图



i 为雨率，毫米/小时； I 为地表入渗能力，毫米/小时； $R_{\text{表}}$ 为地表迳流率，毫米/小时； D 为渗漏率，定义为土壤中水渗到相对不透水层处的速度，毫米/小时； I' 为相对不透水层处的渗漏能力，毫米/小时； $R_{\text{壤}}$ 为壤中流率，毫米/小时； $R_{\text{深}}$ 为深底层中水迳流率，毫米/小时； I_e 为深底层渗漏率，毫米/小时；

(三) 数学推导：

1. 迳流计算公式：

地表： $R_{\text{表}} = i - I - E$

$I = f(S_{\text{表}}, s) \approx f(s)$ (忽略地表蓄水影响)

$$\text{地中: } \begin{cases} R_{\text{地}} = I - I' \\ I = f(S) \end{cases}$$

$$\text{深层地中: } R_{\text{深}} = Ie \quad (\text{常数})$$

这里 \$I\$ 为雨率, \$I'\$ 为地表入渗率, \$E\$ 为蒸发率, \$R_{\text{地}}\$ 为地表迳流率, \$R_{\text{深}}\$ 为地中迳流率, \$S_{\text{表}}\$ 为地表蓄水量, \$S_{\text{深}}\$ 为土壤蓄水量。\$R_{\text{深}}\$ 为深层地中迳流率, \$Ie\$ 为深层渗漏率, \$I'\$ 为相对水透水层处的渗透能力。

2. \$I\$ 和 \$D\$ 公式的推导:

研究水的运动水力学中有两种方法, 一是欧拉法, 即取一半元体, 根据力平衡及质量守恒建立水流连续方程和运动方程, Richards 方程即属于这种方法。另外一种是拉格朗日法, 即跟随水质点的运动建立方程, 应用入渗界面的 Green-Ampt 方程就是应用的这种方法。

由简化的连续方程和运动方程:

水流在土壤中运动的基本方程:

$$\left(\frac{\partial \theta}{\partial t} = - \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (1)$$

$$\left| V = -K(\theta) \frac{\partial \phi}{\partial z} \right. \quad (2)$$

式中 \$\theta\$: 土壤含水率,

\$V\$: 土壤水的运动速度

\$\phi\$, 是由下式定义的势

$$\phi = P_f + \gamma$$

\$P_f\$: 土壤毛管压力

\$\gamma\$: 土层厚度

\$t\$: 时间

\$K(\theta)\$: 水力传导系数。



单元土壤示意图

\$γ\$: 土壤容重

众所周知, 上述方程组经组合后即为著名的 Richards 方程。本模型假定, (1) \$\theta\$ 以整个土壤体内蓄水量计, (2) 为充分

$$\text{积水 } (3) \quad V = I = \frac{s}{S} \quad , \quad V + \frac{\partial V}{\partial t} = D = \frac{s}{K} \quad ,$$

其中 s 、 K 为常数。

则上述方程组变为： $\left\{ \begin{array}{l} \frac{ds}{dt} = I - D \\ I = \frac{s}{S} \end{array} \right.$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{ds}{dt} = I - D \\ I = \frac{s}{S} \end{array} \right. \quad (3)$$

$$D = \frac{s}{K} \quad (4)$$

联解方程 (3), (4), (5) 得：

$$S = \sqrt{RK} \left(1 - e^{-\frac{2t}{K}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (6)$$

$$D = \frac{\sqrt{RK}}{K} \left(1 - e^{-\frac{2t}{K}} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (7)$$

$$I = \frac{\sqrt{RK}}{K} \left(1 - e^{-\frac{2t}{K}} \right)^{-\frac{1}{2}} \quad (8)$$

根据前面的叙述可知： I 为地表入渗率， D 为土壤水滞留大层分界面处的速度，我们称之为滞速率， $D = R_{soil} + I'$ 。

当 $t < K$ 时， I 可展开为：

$$I = \sqrt{\frac{R}{2}} t^{-\frac{1}{2}} + \frac{1}{K} \sqrt{\frac{R}{2}} t^{\frac{1}{2}} + \frac{3}{8K^2} \sqrt{\frac{R}{2}} t^{\frac{3}{2}} + \dots \quad (9)$$

当 $t \rightarrow \infty$ 时， $I = D = \sqrt{RK}/K$

当 $D = 0$ 时， $I = \sqrt{\frac{R}{2}} t^{-\frac{1}{2}}$ (10)

(9), (10) 二式均属 Philip 型入渗公式，适用于我国北方平原地区，那些地区一般 K 值大，或无壤中速流产生，即 $D = 0$ 。

顺便指出，若运动方程简化为其它形式，则推导的 I 、 D 公式也不相同，例如，

$$\text{假设方程组为：} \left\{ \begin{array}{l} \frac{ds}{dt} = I - D \\ I = I_0 + D - ks \\ D = \frac{s}{K} \end{array} \right.$$

$$\text{则求得： } S = \frac{I_0}{K} (1 - e^{-kt}) \quad (11)$$

$$D = \frac{I_0}{RK} (1 - e^{-kt}) \quad (12)$$

$$I = \frac{I_0}{RK} (1 - e^{-kt}) + I_0 e^{-kt} \quad (13)$$

(13) 式即为汁莫力的 Horton 入渗公式。

$$\text{当 } D = 0 \text{ 时， } S = \frac{I_0}{K} (1 - e^{-kt})$$

$$I = I_0 e^{-kt} \quad (4)$$

(4) 式即为不计重力时的 Horton 公式。 I_0 为最大入渗率，毫米/小时。

(2) 入渗锋面及“瞬时入渗反应”：

Green-Ampt 假设入渗锋面为划分湿润入渗区与非入渗区的平面。由此推导了入渗公式，该式在一定条件下通过数学变换即为不计重力的 Philip 公式。本模型认为地表入渗水与到达相对不透水层处的渗透水之间存在“瞬时入渗反应”。

假定地表入渗水与到达相对不透水层处的渗透水之间存在一瞬时入渗反应；即地表渗入单位水量运动至相对不透水层处的渗速率有一单位过程线。通过对本模型的地表入渗公式及相对不透水层处渗速率公式进行分析可推得“单位线”——“瞬时入渗反应”，故模型不再划分湿润入渗区与非入渗区的平面。

$$\left. \begin{array}{l} \text{本模型} \\ I = \frac{\sqrt{RK}}{K} (1 - e^{-\frac{vt}{K}})^{-\frac{1}{2}} \\ D = \frac{\sqrt{RK}}{K} (1 - e^{\frac{vt}{K}})^{\frac{1}{2}} \end{array} \right.$$

$$\text{令 } V = 1 - e^{-\frac{vt}{K}} \text{ 则} \quad \left. \begin{array}{l} I = \frac{\sqrt{RK}}{K} V^{-\frac{1}{2}} \\ D = \frac{\sqrt{RK}}{K} V^{\frac{1}{2}} \end{array} \right.$$

$D = \int_0^V I(t) U(V-t) dt$ 式中 $U(V-t)$ 为“瞬时入渗反应”。

$L(U) = L(I)/L(D) = \frac{1}{2}$ 式中 L 为拉普拉斯变换算子。

$$U(V) = \frac{1}{2} \quad \text{即} \quad U(1 - e^{-\frac{vt}{K}}) = \frac{1}{2}$$

同理求得 Horton 公式的 $U(t) = \frac{1}{K} e^{-\frac{vt}{K}}$ 。

对于 Green-Ampt 公式，由于入渗锋面是一平面，故相或的“瞬时入渗反应”不是连续曲线，在相对不透水层处渗速率是突变的，在入渗锋面达到相对不透水层前，渗速率为 0，一旦锋面到达相对不透水层，则渗速率为 I_0 。

(4) 液流计算：

：冲积公式：

考虑到降雨时程分配的不均匀及流域的下垫面特性的不均
一，对于流域产流计称可用下列公式：

当 $i > I$ 时：

$$\left\{ \begin{array}{l} R_{表} = i - I \\ \frac{ds}{dt} = I - D \\ I = i - (i - \frac{s}{K}) \frac{F_d}{F} \quad \text{其中 } \frac{F_d}{F} \text{ 是地表迳流面积分配曲线, 全流域产流时 } \frac{F_d}{F} = 1 \\ D = \frac{s}{K} \\ R_{壤} = (D - I') \frac{F_d'}{F} \end{array} \right.$$

其中 $\frac{F_d'}{F}$ 是壤中流面积分配曲线, 当流域蓄水量达到田间持水量时 $\frac{F_d'}{F} = 1$ 。

$$R_{深} = I_e$$

当 $i < I$ 时, 则 $R_{表} = 0$, $I = i$, 计称公式为:

$$\left\{ \begin{array}{l} i - D = \frac{ds}{dt} \\ D = \frac{s}{K} \\ R_{壤} = (D - I') \frac{F_d}{F} \end{array} \right.$$

$$R_{深} = I_e$$

由于实测资料是离散的, 故上述公式用有限差形式的表格来进行计称, 为了计称方便表格中把 D 与 I_e 合成一项以 D' 表, 即 $D' = D + I_e$, 产流计称表如下:

七(时间) (15分)	I(入渗率) mm/hr	S(蓄水量) mm	$D' = (D + I_e)$ mm/hr	E(蒸发量) mm/hr	I_e (雨率) mm/hr	$i - I$
1	1	1	1	1	1	1
2	1	1	1	1	1	1
3	1	1	1	1	1	1
4	1	1	1	1	1	1
5	1	1	1	1	1	1
Σ						

由于相对水深水头差 I' 很小, 可根据实测资料分析取0或取 D 的四分之一。本模型对离散点资料计称时取 $I' = 0.05 D$ 。即:
 $R_{壤} = 0.95 D$ 。

对于次洪水流量: $R_{表} = \sum (i - I)$;

$$R_{下} = R_{壤} + R_{深} = 0.95 \sum D'.$$

2. 参数确定:

(1) K 值的确定:

K 值反映了入渗水从地表运动至相对水深水头平均的时

间。由于土壤含水量在达到田间持水量前，运动水的主要作用力是分子力和毛管力，而达到“田持”后其主要作用力为重力故水在土壤中的运动所需的时间在“田持”前后是不同的，为此，采用 K_1 和 K_2 分别表示到达“田持”前后的运动时间，通常 $K_1 > K_2$ 。

为了计算方便，本模型取 $K_1 = \alpha K_2$ 。 α 为常数。

初始 K_2 值的确定：由于水在土壤中作垂直方向运动的 K_2 值无法从流域上实测，故应用潜水曲线分析计算及根据径流计算与下渗计算的关係来推得 K_2 值。

(2) λ 的确定：

数值的因次为 L^2/T ，相当于土壤水扩散度 D (L^2/T)。

初始 λ 值的确定：在有实测地表迳流的情况下，可根据实测资料及水量平衡计算出下渗量以初始土壤含水量；以此求出相成的平均下渗率及蓄水量，然后按 $\lambda = I \cdot S$ 算得初始 λ 值。

没有实测地表迳流时，根据已确定的 K 值及下列公式计算 λ 值：

$$\therefore S = \sqrt{RK} (1 - e^{-\frac{xt}{K}})^{\frac{1}{2}}; \quad \therefore S_{max} = \sqrt{RK}$$

$$\lambda = \frac{1}{2} (K_1 + K_2) \quad S_{max} \text{ 为最大蓄水量，可根据土壤 特性计算确定。}$$

参数的大小不同，直接影响地表迳流与壤中迳流的比例。根据实测资料计算的 λ 值，每次洪水数值不同， λ 值与两者有密切的关係，这是因为流域上各点入渗率不同，在不同两段下流域入渗量不同造成，本模型通过流域面积分配曲线考虑因素。

3. 其它有关项目的计算：

(1) S_0 的确定：

土壤的初始蓄水量 S_0 对径流量的计算影响甚大， S_0 的误差大小直接影响计算径流量的误差大小。例如高湍溪 7705 次洪水，取 $S_0 = 108.7 \text{ mm}$ 计算迳流 $R = 43.4 \text{ mm}$ ，取 $S_0 = 89.1 \text{ mm}$ ，则 $R = 24.0 \text{ mm}$ ；取 $S_0 = 128.3 \text{ mm}$ ，则 $R = 60.9 \text{ mm}$ 。本模型 S_0 计算如下：对于某年第一次洪水根据土壤含水率实测值及流域平均土深，按公式 $S = YH(\theta - \theta_0)$ 计算，以后每次洪水均按水量平衡及简化动力方程连续逐次计算，(见 S_0 计算表)。

实际计林表明，同一降雨量，不同雨型产生的径流量不同。均匀降雨产生的径流量相当于平均情况，例如，770704 次洪水 S₀ 计林中 5 月 31 日，日降雨量为 24.3 mm，若降雨按均匀分配，计林径流量为 7.9 mm，若降雨集中于第一小时，则径流量为 16.3 mm，若降雨集中于最后一小时，则径流量为 3.0 mm，故在 S₀ 计林中日的量计林按均匀分配的降雨计。

实际计林还表明，S₀ 的计林值仅影响本次洪水径流量，另外，当参数 A、K 变化时，对 S₀ 计林值无影响。

(2) 产流面积分配曲线 $\frac{P}{P_0} \sim S$ 及 $\frac{P}{P_0} \sim S$ 的确定：

产流面积分配曲线反映流域产流的不均匀性。该曲线可假定某种线型，也可按实测资料分析确定。本模型的流域面积分配曲线是按实测资料经验证确定，在地表径流产流面积分配曲线中经验证地考虑地面积浅、滞蓄等影响。

(3) 蒸发量计林：

本模型的土壤蒸发量资料是由该流域实测水面蒸发资料，按分月绘以不同折扣系数来确定。

分月折扣系数：

月份	4	5	6	7	8	9	10
土壤蒸发							
水面蒸发	0.6	0.7	0.6	0.8	0.8	0.7	0.7

S₀ 计林表：

时间(t) (日)	日降水量 P (mm)	蓄水量 S (mm)	日渗水量 E _D (mm)	日蒸发量 E (mm)
1	1	1	1	1
2	1	1	1	1
3	1	1	1	1
4	1	1	1	1

二、资料验证：

一、资料情况简介：

本模型使用浙江省姜湾直流站高坞溪 1977 年十次暴雨洪水资料进行验证。

高坞溪集水面积 0.24 km^2 ，流域完整，天然分水岭明确。

终年不断流，流域最高点与最低点高差92米，主溪长度113.6米，主溪平均坡度25.4‰。

区内植被茂密，竹林面积占50%左右，土壤为砾质壤土，土层平均厚度20厘米。岩石以流纹岩为主，裂隙较发达。

流域内布设4个雨量点，均为日记记录。大风时增设流域外的另一个雨量点资料参加流域平均雨量计算。

分段测定地表及地下迳流，地表迳流由60度三角形实测地表集流沟的径流，地下迳流由出口断面处实测总径流量地表迳流。

蒸发现资料从1978年起有实测水面蒸发及土壤蒸发量资料。
1977年借用清溪河3公里处的和睦桥点实测水面蒸发资料。

流域内布设土壤含水率测线4处，用秤重烘干法测定土壤含水量的变化过程。

(二)计祌结果：

1. 参数值及 K_1 、 K_2 的确定：

(1)根据 K_1 、 K_2 的确定：根据林唯湿润水曲线分析，及产流、汇流之时间头像，求得初始 $K_2 = 7.8$ 小时， $K_1 = 95.2$ 小时，由此计祌的初始 $\alpha = 956.5$ 毫米³/小时。

其中 $S_{m,x} = 0.1 \times H (0m \cdot 0) = 210.9$ mm。 $\theta_m = 44.7\%$ 由实测资料选取。

根据实测地表迳流计祌选定的初始 $\alpha = 1102.6$ 毫米³/小时。

(2)用最小二乘方确定最优的 α 、 K_2 值：本模型分别选取 $\alpha = 900$ 、 1100 、 1300 毫米³/小时； $K_2 = 7.9$ 、 11 小时；进行产流计祌，(计祌成果见表 1)，根据最小二乘方准则选取最优的 α 、 K_2 值 $\alpha = 900$ 毫米³/小时， $K_2 = 9$ 小时，由此取 $K_1 = 89.8$ 小时。

2. 参数值的讨论：

首先， α 、 K_1 值变化对迳流总量影响不大，它们仅影响地表迳流量与地中迳流量比例，其中 α 值变化引起地表迳流的变化更为明显。实测的资料统计表明，当 K_1 值变化 15% 时，迳流总量的最大变化为 2.7%，地中迳流量的最大变化为 4.1%，地表迳流量的最大变化为 1.4%。当 K_2 值变化 12% 时，迳流总量的最大变化为 1.5%，地中迳流的变化为 4.0%，地表迳流的变化为 1.7%。当 α 值变化为 36% 时，迳流总量的最大变化仍为 1.5% 左右，地中迳流的最大变化为 13.2%，而地表迳流的最大变化为

50.8%。

从上述结果来看，对于既有地表迳流又有坡中迳流的地区，按以下方法：只按迳流总量来评定参数及 K 值的优点是不够的，应按实测总迳流过程线拟合的优劣来选择，对于只有地表迳流的地区因为 $K \rightarrow 0$ 故 K 值可按迳流总量优劣。

此外， λ 、 K 值的变化对 S_0 值的计算无影响。

2. S_0 值计算结果：

每次洪水 S_0 值计算成果见表 2。

3. 产流计算成果：

实测与计算迳流成果比较表（包括不同 λ 、 K 值时的迳流值表），（见表 3），实测与计算迳流相关图（见图 1）。

4. 径流计算成果：

本文取 $\lambda = 110$ 厘米³/秒·小时， $K = 9$ 小时，的每次洪水，对地表迳流按以四边二角形半坡线，对坡中迳流按线性水库出流进行径流计算，以便对产流计算的情况进一步分析（见图 2）。

5 入渗率与蓄水量关像曲线 $I \sim S$ ，及相对不透水层处渗漏率曲线 $D \sim S$ 等（见图 3、4、5、6）。其中图 3 为入渗率与蓄水量关像曲线，图 4-3 为 $I \sim S$ 曲线。图 4-1、4-2 分别为坡中迳流及地表迳流的产流面积分配曲线，图 5 为考虑流域面积分配曲线后的相对不透水层处流域平均渗透率 D 与蓄水量的关像曲线。图 6 为入渗曲线及渗漏率曲线。

6. 实例：见表 4、5。

三、成果讨论：

1. 由迳流成果表可见，总迳流拟合较好，而地表迳流拟合较差。

2. 对照洪水过程线发现：各属迳流量拟合很好时过程线拟合不一定好，而各属迳流量拟合很差时过程线拟合却不一定差。例如 770506 次洪水，各属迳流量拟合还好，但过程线相差较大，而 770911、770915、770925 次洪水尽管其地表迳流量拟合很差，但过程线拟合尚好。

产生上述情况的原因，是由于实际的产流过程是与汇流过程交错进行，一部分地表水可能在汇流途中流入地下，而一部分坡中迳流则可能流出地面。因此，实测的地表迳流中也包含一部分坡中迳流，而实测的坡中迳流里也包含一部分地表迳流。

而这两种地表迳流和壤中迳流的产水流特性与前述的地表迳流与壤中迳流的产水流特性是不同的。因此进一步研究同时考虑产、水流的方法是今后需要介绍的问题。

3. 模型计林简化的条件：

本模型产流计林的主要参数是 α 、 K 。其中 K 值可用标准退水曲线分析计林而定，相应的 α 值也可根据本模型计林公式确定。因此，对于一般无分层测流资料的流域，本模型也能使用。

此外，根据 α 、 K 值的大小还可对本模型的计林进行简化：若 K 值很大，则 $\alpha = 1$ 接近于0，仅有地表迳流，无须分层计林，我国北方一些干旱地区即属此例。我国南方湿润地区 K 值普遍比较小，相当于 $P\alpha : 1 : P$ 入渗理论中的 α 值较大的情况，可简化为蓄满产流计林，通过一些变换则可得出当 $K \ll C$ （常数）时，简化为蓄满产流计林。对于介于上述二种特例之间的地区，则未能简化模型。由于本文仅对高墙溪部分资料进行了计林，尚不能给出简化模型时定量的 α 、 K 值林值。高墙溪的 α 、 $K = 8100$ ，在该区域用蓄满产流模型（不分层），其总迳流计林也能得出满意的成果。

* α 的物理意义及变化范围参阅文献[5]。

表 1 费用、产量、优选及 K 值计价表

表2 不同 R 、 K 值情况下各次洪水 S_0 值

洪号	$R=150$	$R=1100$	$R=1100$	$R=1300$	$R=900$
	$K=7$	$K=9$	$K=11$	$K=9$	$K=9$
770506	108.7	108.7	108.7	108.7	108.7
770704	105.6	105.7	105.8	105.8	105.7
770715	82.0	82.1	82.3	81.9	82.1
770720	96.7	96.8	96.8	96.8	96.8
770806	65.3	65.4	65.4	65.4	65.4
770901	105.6	105.8	105.8	105.8	105.8
770911	82.9	83.3	83.5	83.3	82.1
770915	107.8	108.7	108.2	108.7	108.7
770925	91.2	91.3	91.3	91.3	91.3

改变第一次 S_0 值后各次洪水 S_0 计算值 ($R=1100, K=9$)

洪号	$S_0 = 108.7$	$S_0 = 96.9$	$S_0 = 89.1$	$S_0 = 108.7$
770506	108.7	96.9	89.1	108.7
770704	105.7	105.8	105.8	105.8
770715	82.1	81.9	81.7	81.9
770720	96.8	96.8	96.8	96.8
770806	65.4	65.4	65.4	65.4
770829	82.2	82.2	82.2	82.2
770901	105.8	105.8	105.8	105.8
770911	83.3	83.3	83.3	83.3
770915	108.7	108.7	108.7	108.7
770925	91.3	91.3	91.3	91.3

表3 实测与计算逐流底水比较表

洪号	$R_{\text{实测}}$	$R_{\text{总计}}$	$R_{\text{下段}}$	$R_{\text{左计}}$	$R_{\text{右计}}$	$P(\%)$	
770506	111.0	112.2	12.3	37.8	8.7	11.1	22.5
770704	22.4	22.2	19.8	19.1	2.6	2.6	24.5
770715	32.9	31.1	29.0	23.2	3.9	7.9	52.5
770720	50.8	58.6	66.0	67.6	14.8	16.0	84.5
770806	1.0	0.9	0.6	0.5	0.4	0.4	20.4
770829	2.6	2.8	2.6	1.9	0.2	0.9	70.4
770901	133.7	135.5	81.7	86.0	56.4	55.5	141.6
770911	147.0	142.3	96.1	103.0	4.9	41.3	186.6
770915	115.8	115.7	61.8	74.3	55.0	41.4	115.8
770925	104.5	102.2	116.2	128.4	32.3	2.8	161.8

 $R = 900$ 毫米/小时 $K = 9$ 小时单位为以 mm/m²/时

表3 爪同尺、K 值计祿 成累表 $R_{\text{坡}} = 0.95D$

洪号	R总实	$R_{\text{总}} K=7$	$R_{\text{总}} K=9$	$R_{\text{总}} K=11$	$R_{\text{总}} K=13$	$R_{\text{总}} K=9$	P (洪降雨量)
770506	41.0	42.7	42.4	41.7	42.1	42.2	42.5
770704	22.4	22.6	22.3	21.9	22.4	22.2	24.8
770715	32.9	31.5	31.1	30.7	30.8	31.1	37.5
770720	80.8	78.6	78.5	77.3	78.7	78.6	94.5
770806	1.0	0.9	0.8	0.7	0.8	0.9	21.4
770829	2.6	2.7	2.7	2.7	2.7	2.8	25.4
770901	137.7	135.3	135.1	134.1	134.8	135.5	141.6
770911	147.0	150.8	151.5	151.6	150.9	149.3	180.6
770915	115.8	114.6	115.8	115.8	115.5	115.7	115.8
770925	144.5	143.4	142.5	143.1	142.4	142.2	161.8
	$R_{\text{下实}}$	$R_{\text{下}} K=7$	$R_{\text{下}} K=9$	$R_{\text{下}} K=11$	$R_{\text{下}} K=13$	$R_{\text{下}} K=9$	
770506	32.3	39.8	27.7	28.4	40.0	37.8	
770704	18.8	20.1	18.9	19.7	20.2	19.6	
770715	29.0	28.6	24.0	23.6	24.3	23.2	
770720	62.0	64.7	63.3	63.1	64.7	62.6	
770806	0.6	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	
770829	2.0	1.8	1.9	1.9	1.9	1.9	
770901	81.7	85.6	83.2	81.6	87.4	80.0	
770911	86.1	117.9	116.2	115.2	122.3	108.0	
770915	60.8	81.2	77.3	76.4	80.0	74.3	
770925	110.2	141.9	140.6	140.7	141.1	139.4	
	$R_{\text{表实}}$	$R_{\text{表}} K=7$	$R_{\text{表}} K=9$	$R_{\text{表}} K=11$	$R_{\text{表}} K=13$	$R_{\text{表}} K=9$	
770506	5.7	2.9	4.7	3.3	2.1	4.4	
770704	2.6	2.5	3.4	2.2	2.2	2.6	
770715	3.9	6.9	7.1	7.1	6.5	7.9	
770720	14.8	14.4	15.2	14.2	14.0	16.0	
770806	0.4	0.4	0.2	0.2	0.3	0.4	
770829	0.6	0.8	0.8	0.8	0.8	0.9	
770901	56.0	49.7	51.9	52.5	47.4	55.5	
770911	60.9	32.9	35.3	36.4	38.6	41.3	
770915	55.0	33.4	38.5	39.4	35.5	41.4	
770925	34.3	1.5	1.9	2.4	1.3	2.8	

逐流域的单位均为 mm

表4 770720 洪水的 S_0 计算表

t 日	P mm	S_0 mm	$\Sigma D'$ mm	ΣE mm	
16 (18)	1.7	106.9	2.8	1.5	
17	3.5	104.3	2.0	2.4	
18	1.6	103.4	1.8	1.5	
19		101.7	1.4	2.6	
20 (?)		97.7	0.4	0.5	
		96.8			

表5 770720 洪水的产流计算表

t 时分	I mm	S mm	I' mm	D' mm	E mm	i mm	$i(-I') \frac{F}{f} = i-I$
20 15 15		96.8			0.08		
30	0.3	96.72	2.8	0.02		0.3	
16 00	1.5	97.00	5.6	0.02	0.08	1.5	
30	1.1	98.48	5.6	0.03		1.1	
45	4.7	99.55	2.8	0.02		4.7	0.2
17 00	13.7	104.23	2.6	0.02	0.08	14.3	1.7
15	6.6	117.83	2.3	0.35		7.6	1.0
18 00	0.1	124.08	2.2	1.58	0.08	0.1	
30	0.1	122.52	4.5	0.97		0.1	
19 00	4.4	121.65	4.5	0.92	0.08	4.4	
30	3.5	125.05	4.4	1.11		3.5	
20 00	3.6	127.44	4.3	1.24	0.08	3.6	