

西北干旱地区暴雨洪水学术讨论会文件之四

西北干旱地区 产流计算模型研究

文 康 顾文燕 李 琪

水利部南京水文研究所

一九八一年二月

目 录

提 要	— (1)
一、子州迳流实验流域简况	— (1)
1. 地理位置	— (1~2)
2. 站 网	— (2)
3. 暴雨洪水特征	— (2~4)
4. 土壤水份、物理基本性质	— (4)
二、单点下渗规律理论研究及下渗试验资料分析	— (4)
1. 非饱和土层土壤水份运动规律及下渗曲线公式	— (4~5)
2. 同心环积水试验资料分析	— (5~8)
三、流域产流模型结构	— (5~11)
四、产流模型在岱巴沟流域的应用	— (11)
1. 团山沟桥验情况分析	— (11~15)
2. 岱巴沟流域桥验情况分析	— (15~25)
五、输入(降雨)时段选择对产流计标的影响	— (25)
1. 实际资料分析法	— (25~26)
2. 生成资料分析法	— (26~32)
六、小 结	— (31)
文 献	— (32)

西北干旱地区产流计标模型研究*

文康 顾文燕 李琪

(南京水文研究所)

提要——我国西北地区自然地理条件复杂，暴雨时空分布极不均匀，雨量及水文站网密度十分稀疏，长期以来给该地区暴雨洪水计标带来很多困难。这类地区产流的主要特点是什么，能否建立具有一定精度的产流计标模型以及为满足计标要求而必需具备什么样的资料条件等等都是亟待回答的问题。

我们选择站网较密、观测精度较高的陕北子州连流实验流域 (187Km^2) 为研究对象，分析了入汇积水洼地下渗规律，探讨了洪区 (围山式连流点, 0.18Km^2) 及流域 (雷巴沟, 187Km^2) 的产流计标问题。成果分析表明，1979年我们在文献[1]中提出的一层产流模型是可行的；降雨时空分布的不均匀性对产流计标有很大影响；计标时段长短和模型参数有关，初步看出存在一种可定义为临界时段的计标时段，当计标时段大于此临界值时，即不再能保证计标精度。雷巴沟这种自然条件及大小的流域，这个临界时段约 $0.5\sim 1$ 小时。流域前期含水量是产流计标的一个指标，它与产流模型参数互为补偿。因而从优选为宜。

本实验流域从1959年开始建站观测至1969年撤消，积累了11年资料。

一、子州连流实验流域概况

1. 地理位置

子州连流实验流域即雷巴沟，位于陕北，东经 $109^{\circ}47'$ ，北

* 产流计标模型电标程序是由天津设计院科研所覃志密同志编制的。

纬 $37^{\circ}3'$ ，自然地理区划属黄河丘陵沟壑区第一新区，属巴沟系无定河流域的西南部与无定河的支流大理河相汇，流域面积 187 平方公里，沟道长 21.1 公里，（出口站为曹坪），图11。

2. 站网

雨旁站——均分布在流域上，1959年建站时，多达45个，以后逐年减少，但亦有十处左右，自记雨旁站相对较少，在我们这次选用的洪永年以内，少则3处，多则10处，主要分布在干支沟一带，自记雨旁站数如下表(1)。

自记雨旁站数 表(1)

年 份	1960	1961	1962	1963	1964	1966	1967	1968	1969
站 数	3	2	2	6	6	10	10	7	6

自记雨旁站位置见图(1)。

水文站——干沟上有两座，林寨沟岔，曹坪，较大支沟上有三川口等，此外还有团山沟、黑矾沟、水旺沟等设观测点，以反团山沟内若干个试验小区。团山沟面积 0.18 平方公里，但布设有一、二十处雨旁站（如1966年布4处），自记雨旁站亦有8处，形成大、中、小面积皆有雨旁与测流控制的试验网。

主要测流站控制面积如下表(2)，位置见图(1)。

测流站控制面积表 表(2)

站名	西庄	林寨沟岔	曹坪	三川口	团山沟	黑矾沟	水旺沟
面积 (km^2)	49.0	96.1	187	21.0	0.18	0.33	0.10

3. 暴雨洪水特征

本地区位于黄土高原，属典型大陆性季风气候区。干燥少雨，多年平均雨旁约 450 毫米。降雨年内分配极不均匀，7、8月集中于7、8月且多暴雨，历时短，强度大，空间变化剧烈。巴沟流域实测最大雨率达 $(21.2\text{mm}/\text{分})$ ，一次暴雨猛令几小时，甚至个把小时结束，强度又很集中，因而洪水涨落迅猛，地表逕流占绝大多数，壤中流与地下逕流都不多。由于土质疏松，降雨强度很大，土壤侵蚀极其严重，一次洪水携带大量泥沙。曹坪站最大实测含沙量为 $\text{公斤}/\text{立方米}$ ，团山沟测流点10次洪

水，清混水比例平均 73.3%。

4. 土壤水份、物理基本性质

根据黄委水利科学研究所 1964 年的研究 [2]，本区黄土层一般深达 30 米左右，地下水埋藏很深，估计埋深超过 50 米，因此大气降水为土壤水份的唯一来源。据试验点调查测定，土壤比重一般约 2.7，容重约 1.3，土壤最大吸湿度约 17%（在土 20cm 内可达 2%），凋萎含水率约 3.5%，最大分子持水率约 12%，毛细断裂含水率约 12.5%，田间持水率约 18%，毛细持水率约 32.5%，饱和含水率约 40%（皆按土壤重量百分数计）。

黄土的孔隙度很大，地表之下土层内平均孔隙度为 51.5%，在田间持水率情况下，通气孔隙度仍保持在 28%，具有良好的渗透性能。

二、单点下渗规律理论研究及下渗试验资料分析

1. 非饱和土层土壤水份运动规律及下渗曲线公式

目前国内外大都采用 Richard 方程作为描述一般非饱和土层土壤水份运动的微分方程，即

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left[D(\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z} \right] + \frac{\partial}{\partial z} K(\theta) \quad (1)$$

式中——

θ —— 土壤含水率。

$D(\theta)$ —— 水力扩散度。

$K(\theta)$ —— 水力传导度。

公式推导基于 Darcy 公式。

在不同的物边条件下，可以求得各种下渗公式。

例如：

令 $D(\theta) = D$ ， $K(\theta) = K$ （皆为常数）

式 (1) 变为

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = D \frac{\partial^2 \theta}{\partial z^2} \quad (2)$$

在充分供水（积水）条件下，取无限土层，物、边条件为

$$\theta(z, 0) = \theta_0, \quad \theta(0, t) = \theta_s,$$

解得

$$\text{下渗量 } F = \sqrt{\frac{KD}{\pi}} (\theta_s - \theta_0) t^{\frac{1}{2}} + K_0 t \quad (3)$$

$$\text{下渗率} \quad f = \sqrt{\frac{D}{\pi}} \cdot t^{-1/2} (\theta_s - \theta_0) + K_0 \quad (4)$$

式中， K_0 ——相等于初始含水率 θ_0 的水力传导系数，此即所谓 Child 公式

令 $D(\theta) = D$ (常数)， $K(\theta) = K_0$ (线性) ($K = K_0/\theta_s > 0$)，在上述相同边界条件下，解得

$$\text{下渗率} \quad f = \sqrt{\frac{D}{\pi}} \cdot t^{-1/2} (\theta_s - \theta_0) + \frac{K_0 + K_s}{2} \quad (5)$$

式中， K_s ——相等于饱和含水率 θ_s 的水力传导系数。

若 $D(\theta)$ ， $K(\theta)$ 都不简单，边界条件同上，解得

$$\text{下渗量} F = t^{1/2} \int_{\theta_0}^{\theta_s} \phi_1 d\theta + t(K_0 + \int_{\theta_0}^{\theta_s} \phi_2 d\theta) + t \int_{\theta_0}^{\theta_s} \phi_3 d\theta + \dots$$

取前两项，则

$$F = St^{1/2} + At$$

$$\text{下渗率} f = \frac{S}{2} t^{-1/2} + A \quad (6)$$

式中， S, A 为参数，此即 Philip 公式。

如果考虑下渗锋面向下推移，仍用 Darcy 公式，同样可以求得与上述类似的下渗公式

$$f = \sqrt{\frac{A}{2}} t^{-1/2} \quad (7)$$

$$\text{或} \quad f = \frac{A}{F} \quad (8)$$

此即 1911 年的 Green-Ampt 公式。

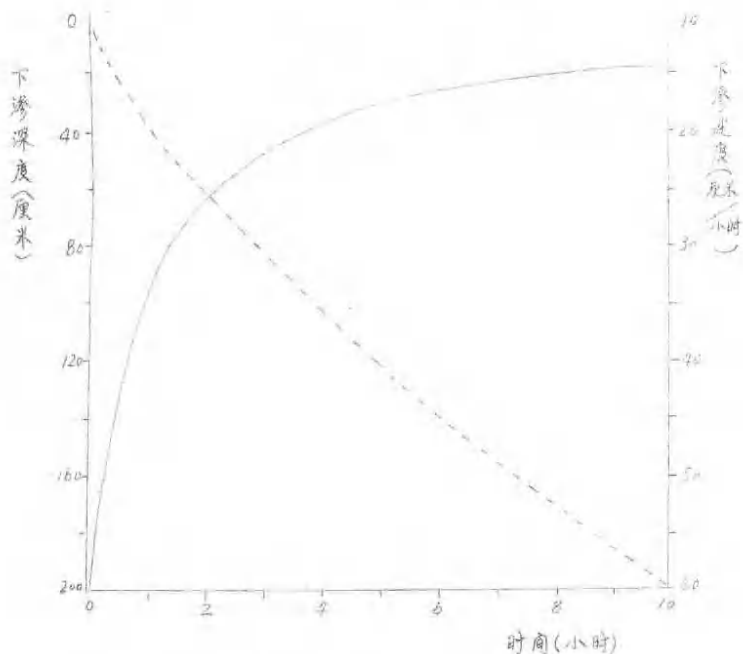
由上可知，若求解 Richard 方程抑或按下渗锋面直接报导，都得到外形相似的下渗公式： $f \propto t^{-1/2}$ 。

但是，应当指出，由于以一维（垂向）Darcy 公式为理论依据，因而是一种水静力学途径，它没有考虑横向（二维）以及水流运动过程中的动态下渗影响。

2. 同心环状水试验资料分析

黄委水利所进行环状水试验 [2]，得到下渗深度、下渗速度与下渗时间的关像曲线，图(2)，从而求得下渗深度 y 与时间的公式 (Green-Ampt 法亦即 Г. А. Алейкевич 法)

$$t = \frac{\theta - \theta_0}{K} \left[y - b_{00} \ln \left(\frac{y}{b_{00}} + 1 \right) \right]^* \quad (9)$$



图(2) 下渗深度、速度与时间关系图

在下渗初期，下渗深度较小，因而 y/b_{00} 甚小，故可采用近似公式，

$$\ln \left(\frac{y}{b_{00}} + 1 \right) \approx \frac{y}{b_{00}} - \frac{1}{2} \left(\frac{y}{b_{00}} \right)^2$$

式(9)简化为

$$t = \frac{\theta - \theta_0}{K} \frac{y^2}{1200} \quad (10)$$

经分析确定，流导渗速系数 $K = 0.08 \text{ m/m/分}$ ，试验末与试验初

* 我们已将时间单位改为分，深度单位改为毫米。

的土壤含水率为 $\theta = 0.37$, $\theta_0 = 0.14$, 代入式(10), 得

$$y = \sqrt{\frac{0.18 \times 1200 t}{0.23}}$$

下需要为

$$\begin{aligned} F &= (y - E_0) / 2 \\ &= \sqrt{0.48 \times 0.23 \times 1200 \times t} / 2 \\ &= 11.5 t^{1/2} \end{aligned}$$

∴ 下渗率

$$f = 5.75 t^{-1/2} \quad (11)$$

下渗曲线式(11)与试验数据在60分钟范围内基本吻合, 如图13所示。

由此可见, 对于旱地而言, 采用 Philip 型或 Green-Ampt 型下渗公式(11)这种形式是可行的。

值得注意的是, 黄变冰板对不同初始含水率做出不同的下渗曲线, 如图14所示。

这表明, 下渗曲线应当是初始含水率 θ_0 的函数, 这符合前述理论分析得到的下渗公式(4)、(5)所描述的规律。

正如 D. H. Piggy 指出, 这是很重要的规律。他认为在采用下渗曲线计算产流量时, 有时精度不高, 很可能是没有考虑初始含水率不同对下渗曲线的影响, 而用了一根平均的下渗曲线。

我们采用了形如式(11)的下渗公式作为点的下渗公式而未考虑稳态重力项和土壤初始含水率, 理由是: 第一, 公式仅一个参

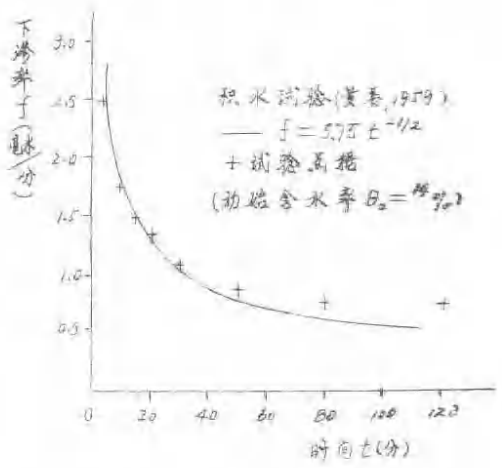


图13 积水试验下渗曲线

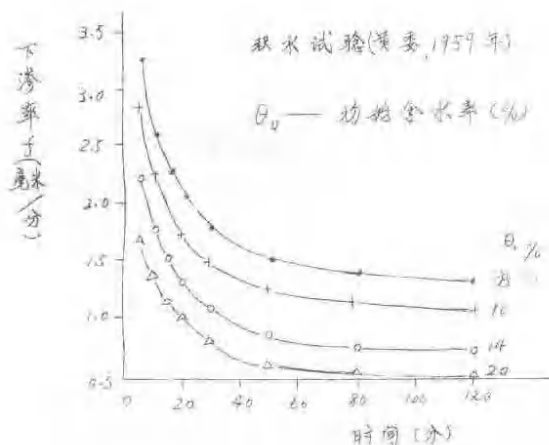


图 12-1. 不同初始含水量相应的下渗曲线

数, 简单。根据 D. H. Philipson [3] 的研究, 若采用下述 Philip 公式

$$f = \frac{A}{2} t^{-1/2} + B \quad (12)$$

式中参数 A, B 为补偿, 给优选带来困难, 若能减少一个参数 B , 决定参数要方便得多; 第二, 计算大 t 简便。因为当公式只有一个参数时, 下渗率 f 与 t 为双曲线关系, 可直接求得任意时刻下渗率所对应的的时间 t , 即

$$t = \left(\frac{F}{A} \right)^2$$

若采用式 (12), 则

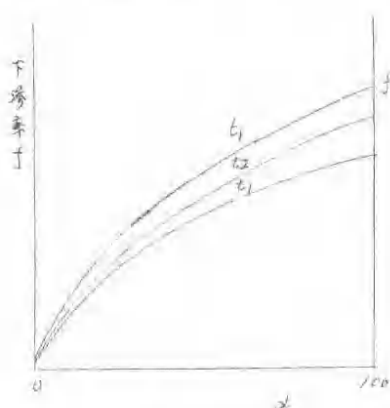
$$F = A t^{1/2} + B t \quad (13)$$

t 与 F 为隐函数关系, 必须试算或如 Mein-Larson [4] 建议的解法方法才能求得任意时刻下渗率所对应的的时间 t 。第三, 积水试验资料在 t 较小时, 基本吻合式 (11) 形式。第四, 考虑初始含水量比较复杂, 有待进一步研究。

三. 流域产流模型结构

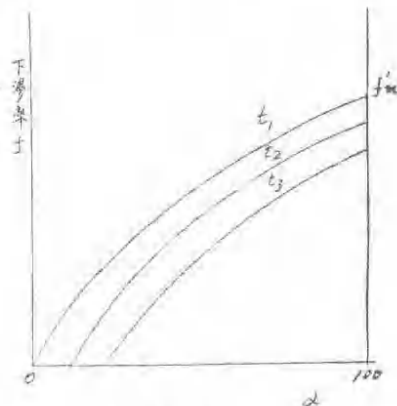
流域产流像众多单点产流的随机集合, 即按在下垫面土壤,

植被等自然条件均一的情况下，也因地干湿状况不同，而造成下渗率的差异。目前尚难以用确定性模型描述。为了粗略地考虑因下垫面干湿程度不同而导致下渗强度不同的特点，我们采用一种随机分布函数以概括流域内下渗强度的空间变化。例如可以采用二次抛物线型下渗强度的流域分配，一般來說具有全流域分配与部分流域分配两种，如图(5)、(6)。



下渗率等于或小于某给定值的面积百分数

图(5) 全流域分配



下渗率等于或小于某给定值的面积百分数

图(6) 部分流域分配

抛物线流域分配曲线公式如下：

$$\alpha = 1 - \left(1 - \frac{f}{f_m}\right)^n$$

式中， f_m ——流域最大下渗能力， n ——指数。

由于不能从理论上确定哪种分配更为合理，为简化计算我们采用全流域分配，时段产流量（毫米） R 为

$$R = P - (F_{t+\Delta t} - F_t) \left[1 - \left(1 - \frac{P}{(1+n)(F_{t+\Delta t} - F_t)}\right)^{1+n} \right] \quad (5)$$

式中：

R ——时段径流量（mm）

P ——时段降雨量（mm）。

$F_{t+\Delta t}$ —— $(t+\Delta t)$ 时刻相应的下渗量 (m.m.)

F_t —— t 时刻相应的下渗量 (m.m.)

计标起始时刻的下渗量即土壤前期含水量 P_a , 计标起始时刻 t_0 为,

$$t_0 = \left(\frac{P_a}{A} \right)^2 \quad (15)$$

[实例] $P_a = 33.55$ mm, $A = 5$, 计标时段 $\Delta t = 60$ 分, $P = 21.0$ mm.
 $n = 0.3$.

第1步: 计标 P_a 相应的计标 t_0 , 即计标起始时刻.

$$t_0 = \left(\frac{33.55}{5} \right)^2 = 45.02 \text{ 分}.$$

第2步: 计标 $F_{t+\Delta t}$

$$F_{t+\Delta t} = A [t_0 + \Delta t]^{1/2} - A [t_0]^{1/2} = 5 [45.02 + 60]^{1/2} - 5 [45.02]^{1/2} = 51.24 \text{ mm}.$$

第3步: 求时延还原流量 R , 按式 (14)

$$R = 21.0 - (51.24 - 33.55) \left[1 - \frac{21.0}{1.3(51.24 - 33.55)} \right]^{1.3} = 4.02 \text{ mm}$$

若式 (14) 中 $P = (1+n)(F_{t+\Delta t} - F_t)$, 则令

$$\frac{P}{(1+n)(F_{t+\Delta t} - F_t)} = 1$$

第4步: 求时段末的下渗量, 即下个时段初的初始土壤含水量。

$$\begin{aligned} F'_{t+\Delta t} &= F_t + P - R \\ &= 33.55 + 21.0 - 4.02 = 50.53 \text{ mm} \end{aligned}$$

第5步: 重复第1步:

手标可按表 (3) 格式进行, 电脑可按南京水文研究所与天津设计院研究所编制的 JQ-15 机 ALGOL-60 语言程序进行。

土壤前期含水量计标采用常用的 P_a 法, 即

$$P_a = \sum_{i=1}^N (P - R) K^i \quad (16)$$

式中, P — 日雨量 (m.m.), R — 相应还原流量 (m.m.).

t —计标日数, N —计标总天数, 一般 20 天左右, K —土壤含水量消退系数, 建议与产流模型参数 A 同时优选确定。

我们是在较详细地研究了团山沟土壤含水量消退规律以及如何模拟计标面上土壤含水量的基础上考虑采用这种方法的。资料分析表明: 第一, 现有点上的土壤剖面含水量观测值精度不高, 可用作消退规律分析资料, 很难以确定真实的土壤含水量; 第二, 即使具有一定精度的土壤含水量观测值, 由于非饱和和带土含水量变化规律复杂, 其消退快慢既与所取的土壤深度有关, 亦同土壤含水量初值有关 (指同种类型土壤); 鉴于下渗降雨因素不同而异, 若要确定含水量初值, 必须查看每次雨前雨后土壤含水量的垂线分布观测资料, 计标也比较麻烦; 第三, 弄清楚一个点上的含水量变化, 如何面点及面, 迄今国内外尚无有效的方法; 第四, 计标土壤前期含水量的参数与下渗曲线中参数可以互为补偿。因此, 从实用出发, 在尚无更好的方法之前, 暂时采用可行的方法是可以的。利用团山沟和密巴沟资料的分析结果可以证实这一点。详见报告 [5] 及下节。

表 (3)

洪水编号: 66627 站名: 西庄 $A=5$ $\Delta t=60$ 分

F	$t=(\frac{F}{5})^2$	$(ttat)^{1/2}$	$\sqrt{F_{lat}} = \sqrt{5(t+at)}$	$\Delta F = \frac{F_{lat} - F}{F_{lat}}$	$1.3K\Delta F$	P	$\frac{F}{1.3K\Delta F}$	1-(8)	(9) ^{1/3}	1-(10)	(11)(12)	R
(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
33.55	45.02	10.24	51.24	17.69	23.0	21.0	0.91	0.09	0.04	0.96	16.98	4.02
50.53	102.13	12.73	63.67	13.14	17.08	23.0	1.0	0	0	1.0	13.14	9.86
63.67	162.15	14.70	78.52	16.85	12.10	1.2	1.0	0	0	1.0	12.85	0
74.52	222.18	16.16	80.80	6.28	8.16	0.8	1.03	0.17	0.10	0.7	5.65	1.05

Σ 15.03

(注: P_a 中 $K=0.85$, $P_a=33.55^{21.98}$, 总径流量为 $15.03^{21.98}$).

四、产流模型在翁巴沟流域的应用

作为对产流模型的初次检验，选用翁巴沟流域出口处实验支沟——团山沟的暴雨洪水资料进行分析。翁巴沟选用17次洪水，团山沟选用10次洪水，主要是浑水资料。

1. 团山沟桥验洪况分析 ISI

团山沟流域 0.18 km^2 ，其有记录记录的雨量站和流量观测资料只有老干沟自记雨量站，考虑到流域面积小，仅用一个自记雨量站的资料代表全流域。选用浑水资料作为实验值，将计算所得的洪峰流量 K 值与下游分站中参数 A 同时推求，用计算值与实验值的方差作为目标函数，将 $K \sim A$ 反求，确定最优值， $K=0.92$ ， $A=7.8$ ，误差评定标准：绝对误差 $\Delta R \leq 2 \text{ mm}$ ，相对误差 $\Delta R \leq 20\%$ 。

团山沟流域产流计算误差评定表 表(4)

洪水编号	浑水				净水				说明
	$R_{实}$ (mm)	$R_{计}$ (mm)	ΔR (mm)	S %	$K_{实}$ (mm)	$K_{计}$ (mm)	ΔK (mm)	S %	
63826	3.3	3.6	0.3	9.1	2.3	2.3	0	0	浑水合格率在80%以上，净水合格率几乎达100%。
63828	4.4	3.8	-0.6	-13.6	3.4	2.3	-1.1	-32.3	
64705	8.5	10.9	2.4	28.2	6.5	7.8	1.3	18.1	
66626	8.5	8.0	-0.5	-6.4	5.8	5.0	-0.8	-3.4	
66627	26.8	27.9	1.1	4.1	19.6	22.0	2.4	12.2	
66717	26.7	26.6	-0.1	0	20.4	18.9	-2.5	-12.3	
68725	9.2	10.0	0.8	8.7	7.1	6.8	-0.3	-4.2	
64802	12.8	12.5	-0.3	-18.0	9.5	8.2	-1.1	-11.6	
67826	10.7	9.9	-0.8	-7.3	7.7	7.4	-0.3	-3.9	
69511	22.4	16.0	-6.4	-28.6	15.1	12.1	-3.0	-19.9	

10次洪水计算的合格率对于浑水可达80%以上（如64705洪水绝对误差为 2.4 mm ，与合格标准仅差 0.4 mm ）。为进一步

现流产流模型的适应能力，研究了透水产流计算，稳渗的作用以及产流过程吻合程度等问题。

1-1, 透水产流计算。

黄土地区水土流失严重，一次暴雨洪水中携带有大量泥沙，造成暴雨洪水计算的特殊问题，因此，研究携带较多泥沙的洪水计算方法也是生产上需要解决的课题。不过，鉴于这一问题的复杂性，目前还不可能提出较满意的计算方法，为此，有必要探讨本产流模型对于清、浑水产流计算的适应能力。

利用同样10%洪水，求得清水径流深，调整产流模型参数 A ， P_a 计算不变，发现 $A=2$ 可使10次洪水产流计算几乎全部合格（69511洪水的相对误差已达-19.7%，勉强合格）。

总的来看，计算清水的合格率较高；不过，只要调整下渗参数 A ，计算浑水亦能满足精度要求，但是，遇有泥沙很多的洪水，本模型尚难适应，需作特殊处理。例如66815洪水，次雨量37.1 mm ，浑水径流深51.7 mm ，径流系数高达0.85，清水径流深22.9 mm ，浑水径流比1.35。一次洪水含沙过多显然现行水文计算方法所能适应，而应专门研究。

1-2, 关于稳渗的问题

从入土下渗资料来看，黄土地区存在稳渗。正如前述，为了简化，我们还没有考虑稳渗。计算要不要稳渗以及在什么情况下必须考虑稳渗，而在什么条件下却可简化则有待进一步研究，西北农学院林工利用团山沟资料做了分析，他们采用改进后的Mein-Larson下渗公式，即

$$f = 0.34 \left[1 + \frac{0.25 I_m}{P_a + F} \right] \quad (\text{毫米/分}) \quad (17)$$

式中 P_a ——土壤前期含水量， $R=0.9$ ， I_m ——流域最大损失量，单位为 mm ，为此可将上式改为

$$f = \frac{11.9}{F} + 0.34 \quad (18)$$

这是有稳渗的下渗公式（事实上， P_a 已并入下渗量 F 中）。而我们用的下渗公式为

$$f = \frac{40.5}{F} \quad (19)$$

是没有稳渗的。此外，我们考虑了下渗率空间分布的不均匀性。

Pa中的 $K=0.92$ ，与西农用的相差。据8次相同的洪水计算成果比较，还不能判断孰好孰坏。

1-3. 产流过程模拟分析

为了说明计算的产流过程是否与实际吻合，我们给出团山沟的一个实测，如图(7)。尽管未绘汇流计算，但从径流深对比来看，这次选用的产流模型是可以较好地模拟产流过程的。

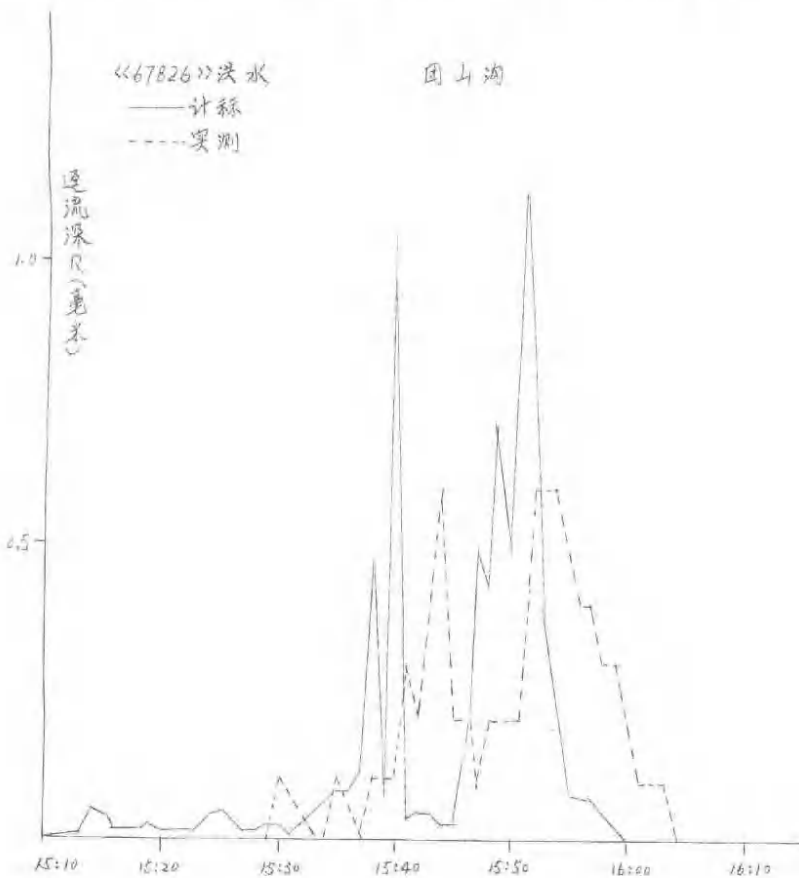


图 (7)

2. 岔巴沟流域试价验证情况分析

岔巴沟流域 187km^2 ，降雨空间分布很不均匀，因此按台记雨站划分子流域计算单元，然后求流域平均适流深。

单元产流计算换上适流域产流模型进行，就适模型的参数，针对每个单元而言，参数一经选定就完全相同。

计算时取取为3分钟，练与实则自然记录时段比较，两者计算成果相仿。

在计算中的K值采取0.80、0.85、0.90三种，首先手算，作为输入值。

7次抛掷骰子中的指数 λ 定为0.3，没有优选。因此，利用计算机优选的参数实际只是下参参数A值。

和团山沟一样，选用计算值与实测值的方差作为目标函数。由于实测值是出口站管井的适流深，因此先按单元分别计算适流深，然后用各单元适流深的算术平均作为计算适流深，优选出参数为： $K=0.85$ ， $A=5$ 。（实测适流深一律按 10^* 值）。尽管其相在17次洪水的方差最小，但合格率很低，仅35.2%。见表15）。为此，改用泰森多边形面积加权，合格率提高到58.8%，仍然不高。经对每次洪水逐一分析，发现最主要的原因是现有台记雨站数及不能控制流域内的降雨分布。