

# 可能最大降水估算方法研究 现状及其发展

邹 进 上

(南京大学气象系)

可能最大降水估算技术是三十年代美国气象局为了满足水利建设事业的需要,特别是水工建筑物的设计洪水而提出来的,并取得了积极的成果。近年来,随着水文学与气象学的发展,电子计算机和卫星资料的应用,在对暴雨成因分析的基础上,可能最大降水研究已经有了显著的进展<sup>[1]</sup>。我国地处副热带和温带大陆东岸季风气候区,西有青藏高原,地形复杂,东南濒太平洋,海陆影响显著。夏季盛行西南风和东南风,水汽丰沛,暴雨频发,是世界上多暴雨的国家,尤其是多持续性大暴雨。自古以来,不少地区或流域,暴雨洪水为患,史不绝书,常铭之碑文,见之于方志。我国纬度约与美国相当,但暴雨却较美国为大,除了著名的35.7五峰暴雨、63.8海河暴雨、75.8林庄暴雨外,24小时雨量超过1000毫米的大暴雨还有多处。有的暴雨已接近世界记录。近年来,由于火山爆发频繁和人类活动的影响加剧,使得太阳辐射减弱,低纬地区减弱更甚,因而导致哈得来环流减弱。为了维持全球的热量平衡和能量平衡,中纬度槽脊的振幅必然要增大,这就助长了极端天气现象(例如,旱涝和大暴雨洪水)发生的必然性。1981年7月四川大暴雨,1982年7月淮河流域暴雨,1983年7月长江中下游暴雨和汉江暴雨洪水,均造成了不同程度的洪涝灾害。在这样大的暴雨洪水地区修建水库,必须考虑安全和经济两方面的问题。

(1) 安全问题 我国人口众多,如果水库下游有人口密集的城镇,水库一旦失事就可能造成毁灭性灾害。修建这样的水库必须对人民生命提供最大的保护,防患于未然。因而雨洪地区的国家,多进行可能最大降水及相应的可能最大洪水的研究。这种研究可以帮助设计者和决策者对工程所承担的风险有所了解。

(2) 经济问题 除了上述垮坝危及下游人民生命安全的水库而外,其余的可以通过经济分析来确定最优的设计洪水标准。据研究<sup>[2]</sup>:

1) 垮坝后下游有重大财产损失的水库,也以可能最大洪水为最优,但垮坝后下游财产损失不大的水库则以采用某种频率的洪水为最优。

2) 水文计算上用机率算出的万年、千年一遇洪水与可能最大洪水之间并无固定关系。美国在这方面的研究很多,近年从美国河流随机抽样的结果,说明可能最大洪水可以大于、等于或小于万年洪水,有的河流甚至小于千年洪水,这就是说,有的河流是不会发生万年洪水的<sup>[3]</sup>。

这几点结论对水库洪水标准的采择是重要而有意义的。

近十年来,我国在分析和研究大暴雨形成机制的基础上,提出了适合我国情况的方法,为若干重要水利工程的规划设计和加固提供了依据,并取得了一定的经验和发展了估算技术。本文将简要地介绍估算可能最大降水的一般原理、估算方法及其发展。

## 一、可能最大降水涵义与降水的物理上限

所谓可能最大降水(Probable Maximum Precipitation, 简称为PMP),是指现代自然地理气候条件下,特定流域内在气象上可能发生的一定历时的最大降水量<sup>[4]</sup>。我国《水工建筑物设计洪水计算规范》附件四(1975)<sup>[5]</sup>中指出:“在现代气候条件下,特定流域一定历时的降水从物理成因来说,应有一上限,这个上限降水转化为洪水,称为可能最大洪水”(Probable Maximum Flood, 简称为PMF)。PMF是一种非常大的洪水,它既是可能发生的,也是不易被未来的特大洪水所超过。这种洪水一旦发生,灾害极大,不是一般防洪设施所能对付得了的。所以在重要水利工程和核电站规划设计中,采用PMF作为标准就是为了消除严重洪水情况下突然垮坝失事,造成众多生命死亡和放射性污染水源的可能性。

已有资料和论据证明,降水存在一个物理上限,

只是目前的气象科学水平还不能精确地决定，洪水也不可能无限大，其理由如下，<sup>[3]</sup>

1. 地球大气是一个不断运动的整体。大气环流对水汽、热量、能量等物理量具有自动调整的功能。例如，太阳辐射使地面不均匀加热，产生对流，成云致雨，当水汽凝结时释放凝结潜热，反馈大气，加强上升运动；但云层形成后又会减弱太阳辐射，降雨也会使上下层热量发生交换并使下垫面温度降低和均匀化，从而抑制对流发展。特大暴雨是大气环流严重异常的产物，而大气环流特别是长期过程，除受辐射因子影响外，还要受高原、海洋、极冰以及大气成分诸因子的作用和制约，不致使长期天气过程永远向某一独特的方向发展。

2. 作为暴雨形成的物理因子之一——大气中的水汽含量(可降水)来说，也是有上限的。大气中的水份主要来源于海洋表面的蒸发。在估算PMP和计算可降水时，持续12小时最大代表性露点是用海温控制的，而海温又受控于大气运动和洋流，例如，哈得来环流加强，西太平洋黑潮随之发展，从而改变和调整海温分布。多年观测表明，海温变化很小，更不可能无限制增加。

3. 从降水的长期气候变化来看，降水具有周期性振动，并不是无限制增加的。根据竺可桢关于中国近5000年来的气候变化研究结果，16、17世纪比较干燥；18、19世纪比较湿润。张家诚根据我国近500年历史资料研究指出<sup>[4]</sup>，1479~1691年为少雨

期，共213年；1692~1890年为多雨期，计199年；1891年以后为少雨期，至今已有92年，即存在着约400年左右的周期。另外，无论是在少雨期或多雨期还存在着相当数量的长度约为20~40年的准周期性振动(长江中下游，周期长度约为35年)，同时也在各个多雨阶段和少雨阶段中还存在2~5年的短周期。图1是上海年降水量及其10年滑动平均值的平滑曲线。从图上可以看出，上海降水量存在明显的35年左右准周期，同时也存在着2~5年的准周期。美国加利福尼亚州南部山区1385年至1944年树木年轮的研究，也有类似情况。

4. 国内外实测最大暴雨记录表明，不同历时的最大暴雨点据基本上位于雨量~历时关系线 $P = 421.6 t^{0.476}$ 的下方。这意味着，世界范围内的特大暴雨是在一个有限范围内变动的(见图2)。

诚然，目前还很难精确地求得这个物理量上限，但随着人们对暴雨的物理机制的认识的提高，将愈

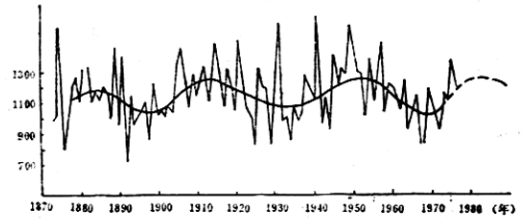


图1 上海年降水量及其10年滑动平均值的平滑曲线<sup>[5]</sup>

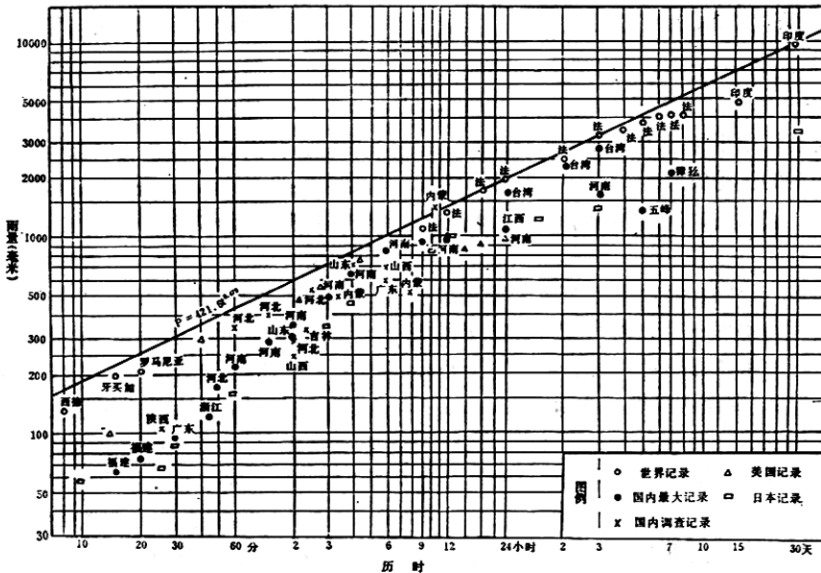


图2 国内外最大点暴雨与历时关系(引自云南气象局，电力部昆明勘测设计院及成都勘测设计院资料，并由作者补充)

来愈得到较精确的结果。所以,当前我们所估算的PMP,只能是一个近似的物理量上限值,或者说工程师们所能接受的一个最大降水量水平。

## 二、可能最大降水估算的基本概念和步骤

目前PMP估算是基于以下几个基本概念:

(1) 在深厚的积雨云中,饱和湿空气上升所经历的过程非常接近饱和和假绝热过程。在一定的上升运动条件下,水汽含量愈大,降水量也愈大。水汽含量一定时,强烈的上升运动愈持久,则降雨历时愈长,降水总量也愈大。

(2) 形成大暴雨的主要物理因子是:丰沛的水汽含量及其通量辐合,持久的强上升运动以及不稳定能量等。这些物理量的典型值和最大值可以从水文气候资料中估算出来。

(3) 特大暴雨是上述诸物理因子与有利地形的组合。有时,高效率暴雨并非高水汽含量,这时可进行水汽放大;有时水汽值高而非高效率,这时可考虑放大与效率有关的因子。

(4) 特大暴雨具有鲜明的季节性、地域性和可重现性,因此,选择同一季节、同一气候区、地形相似条件下的高效暴雨作为移置对象是可行的。

(5) 暴雨具有物理上限。不同的流域或气候区,不同的季节均存在着各自的PMP,在我国情况下,秋季的PMP小于夏季,黄河流域的PMP小于长江流域。

估算PMP是一个相当复杂的问题,在实际工作中,一般可采用或参照下述经验步骤<sup>[7]</sup>。

(1) 根据工程设计要求、流域地形和所属气候区、暴雨洪水特性,确定可能最大暴雨的设计特性。尤应弄清暴雨洪水特性与工程设计之间的联系。对工程的可能威胁是最大洪峰流量?还是一定历时的洪量?或者两种威胁兼而有之?

(2) 调查分析实测水文气象资料,包括流域内的汛期、暴雨强度、暴雨洪水历时、前期降水情况、暴雨洪水与融雪洪水对总洪量的贡献等。尤应注意持续性大暴雨的时、面、深关系,活动规律及其成因分析,因为它是估算PMP的基础,而时、面、深关系在水文学中则是暴雨的定量指标。

(3) 分析暴雨的气候规律,包括年雨量、月、旬雨量及其极值,水汽入流情况,环流型等。调查历史暴雨洪水,考证其真实性并分析其成因,作为与现代暴雨样本的对照比较<sup>[8]</sup>。

(4) 选定估算方案和方法,通常应根据流域特

性、暴雨成因及资料情况选用暴雨移置法,典型暴雨放大法,或暴雨组合法<sup>[9]</sup>。

(5) 计算PMP及其时空分布,据此以推求PMF。如果流域狭长,纵跨不同的气候区(例如我国怒江、澜沧江、金沙江和雅砻江),则可采用分区计算PMP的办法,并加上相应的融雪洪水。

至于不同季节分期洪水的计算,主要应考虑不同时期内造成大暴雨的天气系统和气团属性以及暴雨类型。

(6) 最后,计算成果必须经过合理性分析,一般采用暴雨极值对比法、地形与气象因子比较法(如两地的地形相似,气象因子也相同,最大降水量也应相差不大)<sup>[10]</sup>、历史雨洪对照法、洪水模数对比等。通过综合论证后,选用合理可信的成果。

## 三、典型暴雨放大法

分析流域内典型暴雨,抓住影响暴雨的关键性物理因子,如水汽、上升运动等加以极大化,这种方法称之为典型暴雨放大法。下面介绍几种比较实用的方法。

### 1. 水汽和效率放大法

降水量公式可以写成

$$P = \eta W t \quad (1)$$

式中, $P$ 为 $t$ 时段内的降水量; $\eta$ 为降水效率; $W$ 为可降水(毫米),其计算式为

$$W = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_z} q dp \quad (2)$$

这里 $g$ 为重力加速度; $q$ 为比湿(克·千克<sup>-1</sup>); $p$ 为气压(毫巴), $p_0$ 与 $p_z$ 分别为地面与 $z$ 高度上的气压。

气象学中的降水强度公式为

$$I = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_z} F^* \omega dp = -\Phi \bar{\omega} \quad (3)$$

式中, $F^* = \frac{dq_s}{dp}$ 为凝结函数; $q_s$ 为饱和比湿; $\omega$ 为气压坐标中的平均上升速度; $\Phi = \frac{1}{g} \int_{p_0}^{p_z} F^* dp$ 为湿空气上升时空气柱每上升一个单位气压高度时所释放的凝结量。再将(3)式代入(1)式,得

$$\eta = -\frac{\Phi \bar{\omega}}{W} \quad (4)$$

上式表示,降水效率 $\eta$ 与上升速度和相对凝结量的乘积成正比,而相对凝结量的变化比较小,所以 $\eta$ 的大小主要决定于暴雨系统内上升运动的强弱<sup>[11]</sup>。显然,它是随流域面积的减小而增大,随着暴雨历时的

延长而减小。

设有一典型暴雨,其降水量为  $P_{典}$ , 可降水为  $W$ , 效率为  $\eta$ , 则水汽效率放大公式为<sup>[43]</sup>

$$PMP = \left(\frac{\eta_m}{\eta}\right) \cdot \left(\frac{W_m}{W}\right) \cdot P_{典} \quad (5)$$

式中,下标  $m$  为极大化数值,  $\eta_m$  称为最大降水效率。如果设计流域内缺乏高效暴雨,  $\eta_m$  的选择尤应谨慎。

如果典型暴雨已是高效暴雨时,即  $\eta = \eta_m$ , 由(5)式即得水汽放大公式

$$PMP = \frac{W_m}{W} P_{典} \quad (6)$$

式中,  $W_m$  为最大水汽含量,通常有两种办法计算:

(1) 由地面持续 12 小时最大露点按饱和假绝热过程推求,我国不少省分已绘制了持续 12 小时历史最大露点等值线图; (2) 用各主要等压面上多年实测露点极值换算成比湿,然后垂直积分,即可求得 2 00 毫巴以下气柱内的水汽总含量,作为可降水的近似物理上限值。图 3 为我国可降水量的近似物理上限值分布<sup>[11]</sup>。从这张图可以看出:我国东南部  $W_m$  大,最大值达 92 毫米;愈深入内陆,  $W_m$  愈小,最小值在青藏高原,数值在 20 毫米以下,这和我国多年 7 月份平均可降水的分布趋势大体上相符<sup>[12]</sup>。

在(6)式中,  $W_m/W = K_1$  称为水汽放大比,一般变动在 1.1~1.3 之间。

## 2. 入流指标放大法

研究表明,我国大暴雨发生前夕,总是有低空暖湿急流(东南急流或西南急流)发展,它向暴雨区

输送大量水汽和不安定能量<sup>[13-14]</sup>。可见,暖湿空气入流与辐合是大暴雨形成的必要条件。

根据质量连续性原理可以得到水汽入流方程<sup>[47][1]</sup>

$$P = kV_{12}W_{12} \left(1 - \frac{\Delta p_{12}}{\Delta p_{34}} \cdot \frac{W_{34}}{W_{12}}\right) \cdot \Delta t \quad (7)$$

式中,  $V_{12}, V_{34}$  分别为入流端和出流端的平均风速(米/秒);  $\Delta p_{12}, \Delta p_{34}$  分别为入流层和出流层的厚度(气压差,毫巴);  $W_{12}, W_{34}$  分别为入流端和出流端的可降水;  $k$  为与流域形状有关的常数。

$$\text{令} \quad \beta = k \left(1 - \frac{\Delta p_{12}}{\Delta p_{34}} \cdot \frac{W_{34}}{W_{12}}\right)$$

则(7)式可以写成

$$P = \beta V_{12} W_{12} \cdot \Delta t \quad (8)$$

此处  $\beta$  为永远小于 1 的辐合因子,而且只有当  $W_{12} > W_{34}$  时,降水才可能发生或持续。  $V_{12} W_{12}$  称为水汽入流指标,  $V_{12} W_{12}$  愈大,降水量也愈大。

王兴祥根据淮河流域暴雨资料,以 850 毫巴(或 700 毫巴)的散度  $(D = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y})$  代替  $\beta$ , 绘出了水汽入流指标与流域面雨量之间的关系曲线<sup>[10]</sup>。

由图 4 可见,当水汽入流指标相同的条件下,辐合愈强,降水量愈大;或者说,当辐合强度基本相同的情况下,流域面雨量与水汽入流指标成正比。因此,在估算可能最大暴雨时,必须选择通过坐标原点和散度最大值(负值)的特征线上的点据作为典型暴雨。在这种情况下,可以令  $\beta = \beta_m$ , 于是雨量放

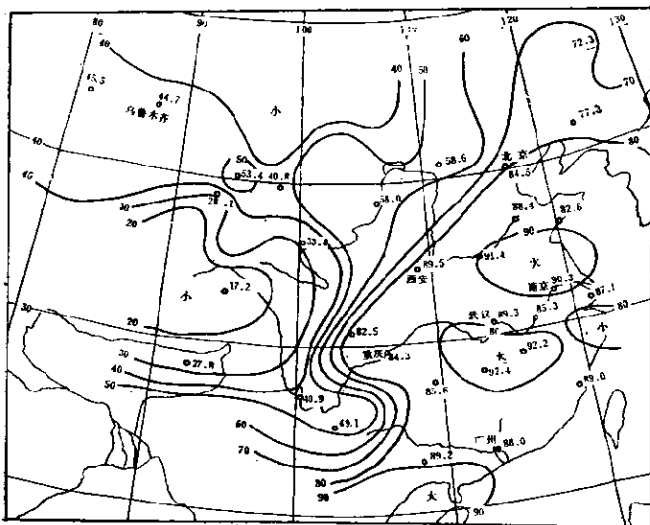


图 3 我国水汽含量近似物理上限值(毫米)分布图

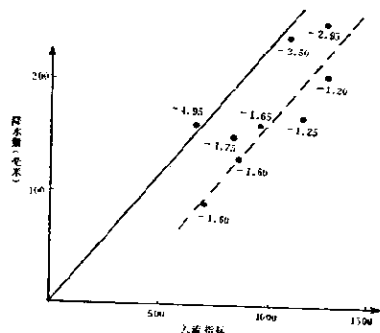


图 4 水汽入流指标与流域面雨量之间的关系(图中数字为散度值,单位:  $10^{-6} \text{秒}^{-1}$ )

大公式可以写成

$$PMP = \frac{V_m \cdot W_m}{V_{12} \cdot W_{12}} \cdot P_{\text{集}} = K_2 P_{\text{集}} \quad (9)$$

式中,下标  $m$  为极大化数值。必须指出,(9)式的适用条件必须是气流的人流方向是稳定的。这在我国南方夏季暴雨期间低空暖湿急流盛行的情况下是满足的。

选择广州站的水汽入流指标,放大赣南暴雨,所得到的 PMP 是令人满意的<sup>[10]</sup>。

### 3. 水汽净输送放大法

水汽收支方程可以写成

$$P = E - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \frac{\partial q}{\partial t} dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla \cdot q V dp \quad (10)$$

式中,  $E$  为蒸发量,在降雨期间蒸发很小,可降水的局地变化也不大,故(10)式右部第一、第二项均可略去不计,于是(10)式可以写成

$$P \approx -\frac{1}{g} \int_0^{p_0} \nabla \cdot q V dp \quad (11)$$

据 Gauss 定理,(11)式可以改写成

$$R = \frac{1}{Ag} \int_L^{L+\Delta L} \oint_L \int_0^{p_0} q V_n dp dl dt \quad (12)$$

式中  $R$  为流域面积为  $A$ 、 $\Delta t$  时间内的面雨量;  $V_n$  为与边界  $L$  垂直向外的风速分量(米/秒);  $p$  为气压。利用(12)式计算降水量非常方便,无须计算  $\nabla \cdot q V$  的详细分布。帕尔曼等人(E. Palmen and C. Newton, 1962)<sup>[17]</sup>根据上述公式计算了北美气旋发展情形下的大面积降水量,计算结果与实测值非常一致。邹进上等曾利用上式计算了我国汉江上游秋季两次低涡切变过程的水汽输送和降水量,其相对误差在 0.2~17% 之间,个别情况下误差达 33%<sup>[18]</sup>。

从历史天气图中选用比湿分布最有利于形成暴雨的湿度场与被放大的流场组合,由(12)式即可求得水汽净输送放大系数  $K_2$ ,

$$K_2 = \frac{(F_w)_m}{F_w} = \frac{\oint_L \int_0^{p_0} q_m V_n dp dl}{\oint_L \int_0^{p_0} q V_n dp dl} \quad (13)$$

式中  $F_w = \frac{1}{g} \oint_L \int_0^{p_0} q V_n dp dl$  称为净输送通量(克/秒)。根据汉江上游实例计算<sup>[18]</sup>,  $K_2$  值一般变动在 1.16~1.34 之间,可见水汽净输送放大实质上与水汽放大相当,但它考虑了风依赖于湿度分布规律的加权平均,比水汽放大更为合理。

这一方法适用于大面积的 PMP 估算。

### 4. 水汽辐合上升指标放大法

产生暴雨的条件主要有两个:(1) 丰沛的水汽,

而且源源不断地供给和集中;(2) 持续而强烈的上升运动。水汽辐合上升指标放大法就是从暴雨形成因子出发,通过降水量公式、连续方程建立起来的一种估算 PMP 的天气学方法<sup>[10]</sup>。

假定:(1) 暴雨情况下,空气整层饱和,而且气温按湿绝热过程线分布;(2) 当饱和空气以平均速度  $\bar{w}$  自地面(相当于 1000 毫巴)上升至 200 毫巴时,所需时间为  $\Delta t$ ,在上升过程中水汽不断凝结并全部降落,其可凝结总量为  $\Delta Q$

$$\Delta Q = 8 q_0 - 8 q_2 \quad (14)$$

此处,  $q_0$  为地面比湿,  $q_2$  为 200 毫巴上的比湿。于是  $\Delta t$  时段内的平均降水强度为

$$I = \frac{\Delta Q}{\Delta t} = \frac{\Delta Q}{\Delta H} \bar{w} \quad (15)$$

式中,  $\Delta H$  为上升高度;  $\bar{w}$  为  $z$  坐标的平均上升速度,这可由连续方程简化求得

$$\bar{w} = -\left(\frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y}\right)_z \cdot \Delta z \quad (16)$$

式中,  $\Delta z$  为辐合层厚度;  $-\left(\frac{\Delta u}{\Delta x} + \frac{\Delta v}{\Delta y}\right)_z$  为辐合层内的平均散度。于是降水量公式可以写成(取  $\Delta x = \Delta y$ )

$$P = -\Delta Q \overline{(\Delta u + \Delta v)} \cdot \frac{\Delta Z}{\Delta H \cdot \Delta x} \cdot \Delta t \quad (17)$$

由此可得雨量放大公式

$$PMP = \frac{\Delta Q_m \cdot (\Delta u + \Delta v)_m}{\Delta Q \cdot (\Delta u + \Delta v)} \cdot P_{\text{集}} \quad (18)$$

式中,  $\Delta Q \cdot (\Delta u + \Delta v)$  称为水汽辐合上升指标。(18)式一般适用于 24 小时。在我国东部地区,可根据 700 毫巴上的风求平均散度,并取暴雨前持续 12 小时代表性露点求  $\Delta Q$ ,取设计区内历史最大持续 12 小时露点求  $\Delta Q_m$ ,普查历史天气图,计算  $-(\Delta u + \Delta v)_m$ ,最好从已发生过大雨或暴雨过程中,分别选取  $\Delta Q_m$  和  $-(\Delta u + \Delta v)_m$ ,再进行组合。表 1 是我国某几个流域的水汽辐合上升指标极大值  $\Delta Q_m \cdot (\Delta u + \Delta v)_m$

表 1 某些流域内的  $\Delta Q_m \cdot (\Delta u + \Delta v)_m$  值

项目	海拔高度	$\Delta Q_m$	$(\Delta u + \Delta v)_m$	$\Delta Q_m \cdot (\Delta u + \Delta v)_m$
地区	(米)			
淮河平原	~50	179.0	-26.2	-4650
赣南盆地	~700	159.2	-14.6	-2324
汉江上游	1520	164.0	-26.9	-4410
黄泥河流域	2090	109.2	-17.0	-1856
托托河流域	5008	42.8	-16.2*	-693

\* 托托河流域取自 5500 米(海拔)高度上的风。

$\Delta v)_{\infty}$ 。十分明显,地形与海拔高度对这一指标值影响很大。

此法物理意义明确,计算简便,适用流域面积为30000平方公里左右。对于地形特别复杂,或者测风记录稀少地区,因计算散度不易精确,故效果甚差。

#### 四、暴雨移置法

将邻近流域发生过的特大暴雨搬移至设计区并加以适当的改正,然后放大以求PMP。这种方法称为暴雨移置法。

暴雨移置需要解决以下三个主要问题:

(1) 暴雨移置的可能性分析。先分析拟移置的暴雨发生地区是否与设计流域属于同一气候区,地形是否相似,然后分析拟移置的暴雨特性、成因、水汽来源,并应用天气气候学原理,判断此暴雨在设计流域内能否重现的可能性。

(2) 移置暴雨中心安置问题。通常将暴雨中心置于设计流域内的常见暴雨中心,或可能出现大暴雨的中心,或置于对工程威胁较严重的地区。这可根据流域的历史大暴雨情况而定。

(3) 移置后的地形改正。

暴雨区与设计区的地形和海拔高程总是不同的。暴雨移置后一般需要经过障碍高程和位移调整,或者地形综合改正。其中,等百分数法是一种较为实用而简便的气候学改正法<sup>[20]</sup>。

雨量公式可以写成

$$P_B = \left( \frac{P_A}{\bar{P}_A} \right) \bar{P}_B \quad (19)$$

式中, $P_A$ 为暴雨区的点雨量; $\bar{P}_A$ 为暴雨区各点多年汛期平均雨量(所取时段须视设计区或暴雨区内的主汛期时间长度而定); $\bar{P}_B$ 为设计区各点多年汛期平均雨量; $P_B$ 即为移置后的地点雨量。

暴雨移置的典型实例可以参考文献[21—24]。

#### 五、暴雨组合法

天气分析表明,一场特大暴雨洪水都是由几次暴雨过程接连出现或几种不同尺度的暴雨系统形成的。例如,1954年6—7月长江全流域特大洪水<sup>[26]</sup>,就是由于西风带与副热带高压环流均很强,并稳定对峙在长江一带,地面梅雨锋长期徘徊在江淮之间,多次气旋波沿锋系东移发展,出现了持续性大暴雨的结果。1931年7月,由于长江流域停留一个稳定

的低压带,而且在低压带内不断有气旋波出现,造成一次又一次暴雨。因此,可以将两场以上的暴雨按天气过程承替规律合理地组合在一起,作为可能发生的理想暴雨序列,这就是组合暴雨。

具体组合时,常采用两种途径:

(1) 连续性分析法 将设计流域内的暴雨天气过程按其特性分型,选定其中某一较为严重的暴雨过程序列为 $A \rightarrow B \rightarrow C$ 。现有一更为严重的暴雨过程为 $D$ ,从环流形势演变与天气系统发展来看, $C$ 与 $D$ 虽有较大差异,但根据环流型的历史承替规律和天气学分析经验来推断,从 $B$ 演变到 $D$ 也是可能的,因而 $A \rightarrow B \rightarrow D$ 成立。

(2) 大水典型年相似过程代换法 设大水典型年暴雨天气过程为 $D \rightarrow E$ ,现有一更恶劣的暴雨天气过程 $F$ , $F$ 的环流形势和天气系统以及雨型与 $E$ 基本相似,可用 $F$ 代替 $E$ ,则 $D \rightarrow F$ 成立。

暴雨组合的关键在于论证两场大暴雨组合的可能性。另外,在进行相似过程代换时,还必须遵守下列原则:

1) 大尺度环流形势基本相似 所谓大尺度环流形势基本相似,就是要求长波槽脊位置和符号一致,副高脊线或阻塞系统位置大致相同。

2) 暴雨系统相同

梅雨锋暴雨与台风暴雨,无论在成因上或降水性质及分布类型上截然不同,因此,所代换的过程必须属于同一天气尺度系统。

3) 雨型及演变过程(包括暴雨移动方向)大致相似。

4) 替换的暴雨与被替换的暴雨在发生季节上也应基本一致。

南京大学气象系、淮委、长办在估算青藏高原托托河<sup>[20]</sup>、淮河洪泽湖以上流域<sup>[27]</sup>、万安<sup>[10]</sup>、丹江口<sup>[21]</sup>的PMP时曾采用了上述方法。

此外,为了推求大面积、长历时可能最大洪水,水利部门曾采用长短历时雨量相关法。这种方法避免了长时段的暴雨天气组合,容易为水文人员所接受和使用。黄河三门峡45天可能最大洪量(PMF)的推求可以作为这方面的例子<sup>[28]</sup>。造成三门峡峰高量大的暴雨带多呈东北—西南向。三门峡多年平均水量约为500亿立方米,汛期洪水占70%。洪水的大小,除了与降水总量和降水强度有关外,还受暴雨落区、移动路径、组成等因子影响。洪水历时则受暴雨大小及其分布、地表植被条件、产流、汇流等因素的控制。陈先德等针对三门峡以上流域雨洪成因特

点,首先分析了最主要洪水来源,从水文气象法入手估算其洪峰和五天(或十二天)最大洪量,然后根据地区洪水组成、长短历时洪量比值的统计规律,即求出长历时(45天)可能最大洪量。

## 六、结 语

PMP 研究是水文与气象科学的密切结合,其分析计算须详细研究流域和流域所在地区的暴雨和洪水的气象水文成因及地形特点。这个工作需要工程水文人员与气象人员密切协作,才能获致可靠和合理的成果,而参加这个工作的气象人员最好能理解工程设计的意义与应用。

PMP 研究由于有气象和水文上的物理成因作为根据,其结果较水文上的统计频率法可靠。PMP 研究已经并将更多地为我国重要工程设计提供依据。

当前我国正面临着能源开发时期,尤其是西南地区水电资源蕴藏量丰富,亟待开发与利用,这需要有可靠的 PMP 研究成果作为工程规划设计的依据。由于这些地区地理环境与地形特殊,资料稀少,暴雨洪水成因复杂,现在还不能用纯物理数学方法来计算 PMP,目前的估算方法仍然是半理论半经验性的,其发展有待于水文和气象工作者的共同努力。

致谢:本文承华东水利学院詹道江教授审阅初稿,指正多处,特此致谢。

## 参 考 文 献

- [1] 詹道江、邹进上,可能最大暴雨与洪水,水利电力出版社,1983。
- [2] 詹道江,对于我国大坝设计洪水标准的商榷,水利水电技术,1982年第5期。
- [3] 詹道江、邹进上,可能最大洪水大于万年洪水吗?——兼论暴雨洪水的物理上限,水力发电,1980年2月。
- [4] J. L. H. Paulhus, et al., Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation. WMO, 1973 (詹道江译,1975)。
- [5] 水利水电工程设计洪水计算规范,SDJ 22—29 水利部电力工业部颁布,水利电力出版社,1980。
- [6] 张家诚、张先恭,近百年来我国气候的几种摆动及其相互关系,气象学报,第37卷第2期,1979。
- [7] 邹进上,可能最大暴雨研究的进展,自然杂志,3(11), 815—816, 1980。
- [8] 蒲源森、邹进上,赣江万安以上流域历史暴雨洪水分析,气象,1980年7月。
- [9] 詹道江、邹进上,近年来我国可能最大暴雨的估算,华东水利学院学报,1980年第一期。
- [10] 罗金铃,略论“广东省可能最大暴雨等值线图”的合理性,1978年气象综合学术讨论会论文选编,广东气象学会,1979.5。
- [11] 刘国纬,我国上空湿度极值的空间分布,华东水利学院学报,1983年第二期。
- [12] 邹进上、刘国纬,我国降水量的分布特征及其与暴雨的关系,“可能最大降水研究”,南京大学气象系、水利部治淮委员会规划处,1980.5。
- [13] 陶诗言等,中国之暴雨,科学出版社,1980。
- [14] 李建辉,高、低、超低空急流的相互关系及其对暴雨的贡献,华南前汛期暴雨实验文集(2),广东省热带海洋研究所,1979年。
- [15] 王兴祥,对水汽输送率放大方法的改进,同文献[12], 1980。
- [16] 南京大学气象系、地理系、江西省水电勘测设计院,赣江万安水利枢纽可能最大降水估算,同文献[12], 1980。
- [17] E. Palmén and C. W. Newton, Atmospheric Circulation Systems——Their Structure and Physical Interpretation, 1969。
- [18] 邹进上、刘惠兰、涂蓉玲,应用水汽净输送法估算汉江上游秋季可能最大降水,华东水利学院学报,1983年第二期。
- [19] 邹进上等,可能最大降水量的一种估算方法,南京大学学报自然科学版,1977年第一期。
- [20] 詹道江、吴和庚等,可能最大降水的估算,水文计算经验汇编,第三集,1965年8月。
- [21] 南京大学气象系、长江流域规划办公室协作组,汉江丹江口以上流域可能最大降水量估算总结,同文献[12], 1980。
- [22] 詹道江、王玉太、骆传懿、郑濯清,编制淮河 PMP 等值线图的简捷方法,华东水利学院学报,1981年第二期。
- [23] 华东水利学院水文系、电力部中南勘测设计院等,用暴雨移置估算五强溪水电站可能最大降水,同文献[12], 1980。
- [24] 黄委会设计院规划处、华东水利学院、河南省气象局,黄河三花区间 PMP 专题研究报告——暴雨移置法, 1982年8月。
- [25] 陈汉耀,1954年长江淮河流域洪水时期的环流特征,气象学报,第28卷第1期,1957。
- [26] 南京大学气象系756科研组,托托河流域可能最大降水量的估算,气象科技资料,1977年天气分析、预报附刊,1977年5月。
- [27] 南京大学气象系、水利部治淮委员会等,淮河洪泽湖以上流域31天可能最大降水估算,同文献[12], 1980。
- [28] 陈先德,暴雨组合法估算三门峡断面的可能最大洪水,《可能最大暴雨及产汇流经验交流会议文件选编》,全国水利水电水文计算专业情报网西南片,1981年8月。