

31-36

鄱阳湖区间洪水计算方法

p 333.2

徐高洪 秦智伟

(长江水利委员会水文局, 武汉 430010)

p 343.3

提 要 为满足流域防洪规划工作的需要, 针对鄱阳湖湖区暴雨洪水特点, 分别用面积比拟法、修正总入流法、单水源模型(现预报方案)、新安江三水源模型, 对湖区4个实际大水年份进行分析计算。在新安江三水源模型中分析了鄱阳湖高低水位时水陆面积变化对产汇流的影响, 并给出了相应的计算公式。结果表明, 复杂的概念性降雨径流模型能充分地模拟径流洪水过程; 而在合理的条件下, 运用简单的方法亦能取得较好的效果。通过比较分析, 提出鄱阳湖区间洪水不同方法的适用条件。

关键词 鄱阳湖, 区间洪水, 水文模型, 计算方法, 防洪规划

分类号 P333.2, P343.3

洪水

鄱阳湖(115°50′ - 116°40′E, 28°31′ - 29°50′N)为我国最大的淡水湖泊, 地处长江中下游南岸, 江西省北部。纳江西省赣、抚、信、饶、修五河及博阳河、西河来水, 经调蓄后至湖口汇入长江^[1](图1)。全流域面积162225km², 其中湖口至五河控制站的湖区区间面积为25915km², 占流域面积的16.0%。

鄱阳湖湖泊面积和容积的大小与水位高低密切相关, 洪枯水的水面及容积相差甚大。当水位22m时(吴淞基面, 下同), 水面面积3914km², 容积 $300 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[2]; 水位为12m时, 水面面积仅500km², 容积 $9 \times 10^8 \text{ m}^3$ ^[1], 是一个吞吐型、季节性的过水湖泊。

近年来湖泊被大量围垦, 使湖泊的天然调蓄能力明显减少。从历年变化来看, 1954年至1983年间, 湖泊面积减少1410km², 容积减少 $88.0 \times 10^8 \text{ m}^3$ (水位22m以下)^[2]。湖泊调蓄作用的减少, 同样来水量情况下, 湖泊水位有逐渐升高的趋势, 使防洪形势愈加紧迫。据统计资料表明, 在湖口以上一次洪水过程中, 鄱阳湖区间产水量占5.8% - 24.8%, 平均17.1%, 是构成湖口以上洪水的主要组成部分, 故准确估算区间来水量对于防洪调度具有特别重要的意义。

1 湖区雨洪特性

鄱阳湖地处东南季风区, 气候温和, 降雨丰沛, 属亚热带温暖湿润气候。湖区多年平均降雨量为1700mm, 最多为1954年, 平均达2100mm; 而少雨年份1963年为1140mm。主汛期4-6月降雨占全年的50%以上, 年平均蒸发量800-1200mm, 主要在降雨少、气温高的7-9月。夏季冷暖气团在鄱阳湖地区交绥, 常形成静止锋, 南北摆动, 这时鄱阳湖流域内暴雨频繁, 一次过程降雨可达到300-500mm。

4-9月为汛期, 10月至次年3月为枯水期。五河洪水一般从3月下旬开始至7月上旬结束。年最高水位多出现在5-6月, 7-9月受台风影响, 也可能出现较大洪水。

* 收稿日期: 1997-01-16; 收到修改稿日期: 1997-05-28 徐高洪, 男, 1965年生, 硕士, 工程师。

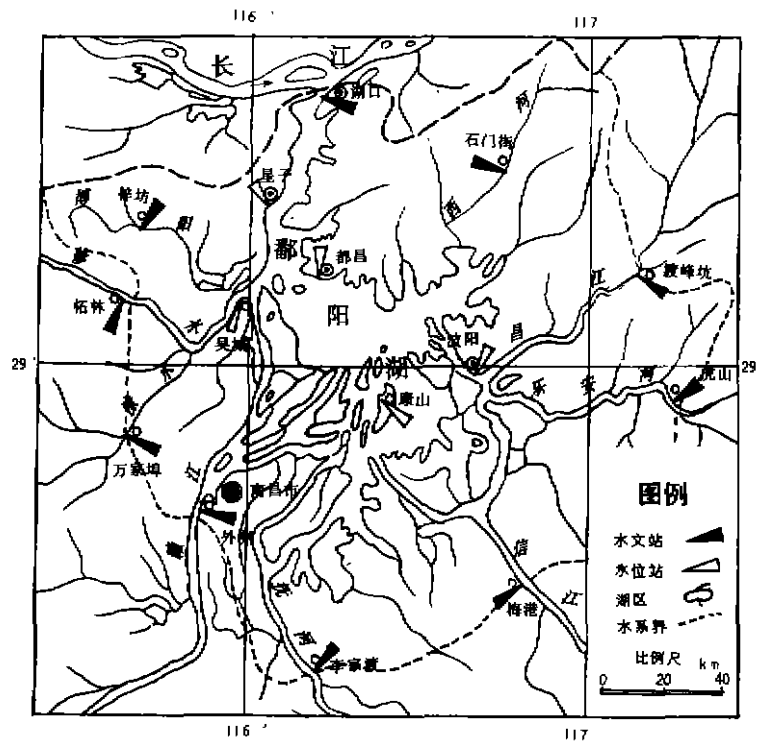


图1 鄱阳湖水系、测站分布

Fig1 Sketch map of Poyang Lake river system and observation stations

湖区洪水位主要受以下几个因素影响。(1)受五河、长江来水双重影响,高水位时间长,4-6月湖水位随五河洪水而上涨,7-9月因长江涨水而继续维持高水位,10月开始稳定退水,长期高水位,是形成湖区洪涝灾害主要原因之一。(2)由于沿河通江湖泊及鄱阳湖本身的大量围垦,使河、湖调蓄能力下降,长江中下游水位正在逐渐提高,鄱阳湖高水位出现频率增大趋势明显^[3]。

2 湖区洪水的计算方法

理论上一般可由水量平衡方程推求区间水量,即由湖泊出流与入流和湖泊调蓄量之间关系推求。但在高水期,这种方法得出的结果是较为粗略的。一是因实际中由于出、入流站的测验误差影响,五河七口与湖口的资料误差都归于区间,由此求得的结果误差很大,有时甚至严重失真;二则因影响湖泊调蓄因素太多,难以准确估算的调蓄量。

鄱阳湖区间地形复杂,湖汊、洲滩较多且分布较为分散,不同类型的洪水难以用一个集总模型对其产汇流进行模拟。针对湖区降雨分布、下垫面较为复杂,及湖泊调蓄影响显著等特点,本次采用4种不同计算方法,对湖区产汇流规律进行探讨。

2.1 面积比拟法

五河七口控制站以上集水面积为 136310km^2 ,湖区区间面积为 25915km^2 ,占五河控制面

积的 19.0%。根据同期五河流量按此面积比例求出湖区区间的面积上的径流量,计算公式为:

$$W_{\text{区}} = 0.190 W_{\text{七口}} \quad (1)$$

式中, $W_{\text{区}}$ 、 $W_{\text{七口}}$ 分别为湖区区间水量和五河七口水量。

2.2 修正总入流法

对于水面宽阔、湖汊众多的大湖泊,一般情况下,用多站平均水位值代表湖泊水位是可行的。但对于入流河流洪水急剧汇入时,动态库容对调蓄的影响不能容视,即湖泊因附加比降产生的楔形容积。在一次洪水的起涨和终止时刻的出湖控制站水位相同的情况下,由于起涨和终止时刻的湖面比降不同而生产的楔形容积不同,峰前由于洪水处于涨水阶段,湖面比降大,其楔形容积就大;峰后洪水处于退水阶段,湖面比降小,楔形容积就小。

动态库容的湖泊水位可以用下式表示:

$$H = (H_0 + \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n H_i) / 2 \quad (2)$$

式中, H_0 为出湖控制站水位; H_i 为第 i 条河流入汇点水位; n 为入湖河流总数目; H 为考虑动态库容后的湖泊水位。

由 $H - V$ 曲线可得对应的容积值,则湖泊的楔性容积 ΔV 为:

$$\Delta V = V_2 - V_1 \quad (3)$$

式中, V_1 、 V_2 分别为时段初、末对应的容积值。

本次计算中,以星子水位站代表出湖水位和湖区静态水位,外州、李家渡、梅港、渡峰坑、虎山、万家埠为河流所在入湖点水位,为消除容积曲线误差,计算时段选取与星子站水位涨落一致的时间。

依据水量平衡方程,可以计算出区间产水量:

$$W_{\text{区}} = W_{\text{出}} - W_{\text{七}} \pm W_{\text{蓄}} \quad (4)$$

其中, $W_{\text{蓄}}$ 为湖泊的动态库容,其它符号意义同前。

2.3 单水源模型(现预报方案)^①

鄱阳湖区间洪水预报方案采用单水源蓄满产流模型,以西河石门街为小区代表站,小区的产汇流参数经分析其地区规律以后,扩大到整个区间,产流参数中,取流域中蓄水容量线性指数 $B = 0.5$,流域最大缺水量 $W_m = 120\text{mm}$;汇流采用 Nash 单位线,参数 $n = 1.1$, $k = 10$ 。以湖区 9 站(外州、李家渡、虎山、渡峰坑、波阳、柘林、万家埠、都昌、湖口)雨量的算术平均值作为区间平均面雨量,蒸发站 1 个(康山),蒸散发改正系数 K_e 取 1.1。

经实际检验表明,湖区区间单水源蓄满产流预报方案对单一洪水过程模拟有一定的精度,但模拟长时段洪水时程分配上效果不够理想,主要是作为集总型模型无法对下垫面及水源的汇流特性予以充分考虑。

2.4 新安江三水源模型^[4]

新安江三水源模型是在我国湿润、半湿润地区应用较为广范,且行之有效的模型之一,它以分单元面积计算来反映流域内水文气象、地质地貌特性的差异,单元面积与流域出口以河网连接,形成单元面积的河网汇流系统,对每一单元面积分别进行产汇流计算,模拟各单元面积

^① 水利部长江水利委员会水文局,长江流域洪水预报方案汇编,第二册,1994,12

的流量过程。

模型参数依据湖泊区间内具有实测资料的小流域。本次采用湖区博阳河为代表性流域,流域内梓坊水文站以上控制面积为 626km^2 , 河长 62.0km , 平均坡降 1.61% 。以径流量、洪峰流量及对应时间指标为目标, 优选出模型参数。将优选好的参数及模型移用于湖区西河流域, 模拟成果与流域内石门街水文站(控制面积 841km^2 , 河长 70km) 实测资料进行了对比(图 2), 拟合精度较高。这表明在分析地区规律的基础上, 可将其移用于湖泊区间其它单元面积。

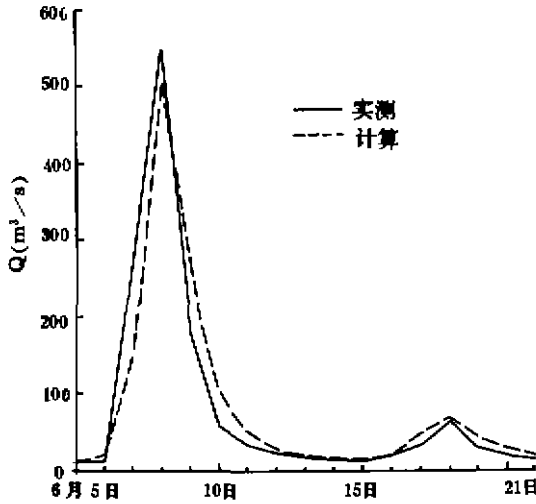


图 2 鄱阳湖区西河石门街站流量过程线(1976年6月)

Fig. 2 Discharge hydrographs at Shimenjie Station on Xihe River in Poyang Lake area

因鄱阳湖的湖泊区受湖泊水位涨落影响, 它的水面面积年变化较大(达 3000km^2 以上)。当民圩溃决时, 亦存在水陆面的转换问题。这对湖泊调蓄量、雨期产水量、退水阶段的蒸发量产生较大的影响, 因此计算中需要考虑下垫面变化。

据湖区下垫面特点, 将全区间划分为陆面和湖区(以 22m 高程为界)两大部分, 其中以河流水系为单元将沿湖泊四周分布的陆面分为 11 块; 湖区分布为湖泊区和民圩区, 本次考虑湖泊区受水位变化影响, 依据其变化分变动水面和变动陆面计算。一般情况下圩区按陆面计算, 若大水期间有大圩溃决(如 1954 年)则可据圩区 $H-A$

曲线, 与湖泊区一样划分为变动水面、陆面。对于陆面, 可用优选好参数的新安江三水源模型, 以降雨、蒸发为其输入, 直接进行计算。对于湖泊区水陆面随水位的变化, 在三水源蓄满产流模型中, 将不透水面积 I_n 考虑成随水位而变化的一个变量, 即 $I_n = f(H)$ 。故产汇流计算公式如下:

流域最大点蓄水容量 M_M 为:

$$M_M = W_M(1 + B)/(1 - f(H)) \quad (5)$$

分三种水源即地面径流 R_S 、地下径流 R_G 和壤中流 R_I 计算产流。汇流面积为湖泊水位的函数, 在相应计算公式中将 F_R 换成 $F_R(I)$, 其它过程不变。

产汇流变动面积 F_R 为:

$$F_R(I) = (R - f(H)(P - K \cdot E_M))/(P - K \cdot E_M) \quad (6)$$

式中, $F_R(I)$ 为产汇流面积; I 为时段数(以天计); P 为雨量; R 为产流量; E_M 为表层自由水蓄水容量曲线的方次; K 为蒸散发折算系数。

在汇流计算中, 地下径流 Q_G 及深层自由水 Q_I 均用线性水库模拟, 出流进入河网。面积的变化在汇流中以单位转换系数 $U(I)$ 形式表示。

$$U(I) = f(I)/[3.6\Delta t] \quad (7)$$

$$Q_G(I) = Q_G(I-1)C_G + R_G(I)(1 - C_G)U(I) \quad (8)$$

$$Q_t(I) = Q_t(I-1)C_t + R_t(I)(1 - C_t)U(I) \quad (9)$$

其中, Δt 为计算时段, C_c 、 C_t 分别为地下径流和深层自由水的消退系数。

用此模型计算 1983 年 6-7 月的鄱阳湖区间洪水,形成的总入流(区间±湖泊调蓄+七口入流)过程与湖口同期实测出流过程进行比较(图 3),因未考虑五河七口-湖口之间流量的坦化作用,模拟线沿实测线波动,最大洪峰流量值相差很小,推求的湖区区间流量过程较为合理。

2.5 计算实例

为了便于比较,选用了鄱阳湖流域 1954、1973、1983、1995 年四个大水年汛期典型洪水过程,采用上述四种方法进行了计算。同时,为准确确定实际区间水量,以水量平衡方法,推求了区间水量。据实际情况,考虑明显的调蓄影响(分洪、溃圩,如 1954 年溃圩较多)和测验误差(如 1973 年赣江外洲站测流偏大 7%)等重要误差因素后,对区间水量进行了改正^①,结果见表 1。可以看出,与实际水量比,面积比法有大有小,但偏差较大;单水源模型和三水源新安江模型法两者的成果较为接近,和实际区间水量吻合较好。

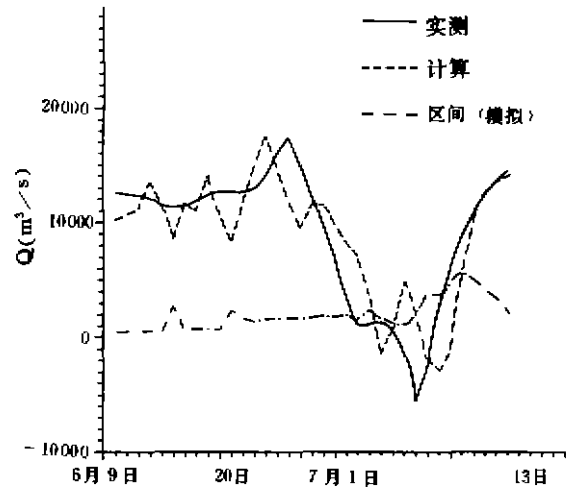


图 3 湖口站和鄱阳湖区间流量过程线(1983 年)
Fig. 3 Discharge hydrographs at Hukou station and in the Lake area, 1983

表 1 四种计算法的区间水量成果比较表

单位: $\times 10^8 \text{ m}^3$

Tab. 1 Comparison of water volumes estimated by the four methods

年 份	1954	1973	1973	1983	1995
时 段(月.日)	4.01-7.31	5.16-6.19	6.20-8.10	6.19-9.10	5.26-6.11 6.16-7.03 7.07-7.08
面积比法	274.9	70.1	72.4	77.6	108.9
单水源模型(预报方法)	367.1	61.2	91.8	53.7	148.1
新安江三水源模型	335.8	66.57	96.5	68.4	133.1
水量平衡(改正后)	359.6	66.7	104.8	74.0	146.9

3 结语

以四种方法在鄱阳湖区间应用的实际情况来看,各方法的特点及适用条件如下:

面积比方法是假定湖泊区间降雨与各流域的降雨均匀分布且过程同步为条件,但实际降雨过程较难满足这一条件,因此常导致较大偏差。但在主汛期,能够作为一种简捷的方法,得

^① 长江水利委员会水文局 1954 年 4-11 月鄱阳湖区间洪水复核简要报告, 1996, 4

到区间供参考使用的初步成果。

修正总入流的水量平衡法能考虑湖泊动态库容的调蓄影响,也是一种较为简捷的方法,但它的应用依赖于入流的准确性和受计算时段选取的限制。

在湖泊区间,从降雨途径模拟径流洪水过程的流域水文模型,常能得到较为理想的模拟结果。如湖区降雨径流预报方案(单水源模型,经验单位线)推求区间水量,在大水期间精度较高。但模拟一般降雨径流关系时,因它作为集总模型,未能考虑下垫面等不均一性条件而受到限制。

针对湖区较为复杂的下垫面条件,新安江三水源模型中能对区间进行分块分单元计算,较为合理地由区间降雨模拟出区间逐日流量过程。同时模型中考虑湖泊区水位变幅引起水、陆面比例变化对区间产水量的影响,也能满足突发事件情况下,如圩区汛期溃决时区间洪水逐日流量过程模拟的要求,不失为一种较理想的计算方法。

参 考 文 献

- 1 访捷,张俊才. 鄱阳湖区的水文特性. 水文, 1982, (6): 52 - 57
- 2 吴道喜, 谭启富. 洞庭、鄱阳两湖实时调蓄量计算的探讨. 人民长江, 1995 年长江洪水及防汛专辑, 1996, (4): 29 - 32
- 3 倪培恩, 李道松. 鄱阳湖江湖河湖洪水关系水文分析. 江西水利科技, 1987, (4): 18 - 31
- 4 赵人俊. 水文预报文集. 北京: 水利电力出版社, 1994. 125 - 134

Flood Estimation Methods for Poyang Lake Area

Xu Gaohong Qin Zhiwei

(Bureau of Hydrology, Changguang Water Resources Commission, Wuhan 430010)

Abstract

In the light of storm flood properties, analysis and computation are carried out about four heavy flood events ever occurred in the Poyang Lake area using four methods, i. e., area ratio method, adjusted total inflow method, single-source model (the current flood forecasting scheme) and the Xin'anjiang Model (three-source), for the sake of river basin flood control planning. The effect of the changing ratios of water surface to land surface corresponding to different water stages on runoff generation and flow concentration is analyzed, and the estimation formulae in the Xin'anjiang Model are modified. Results show that conceptual rainfall-runoff models can properly simulate the flood processes, and that under reasonable conditions, simplified methods can also produce satisfied results. The applicability conditions of different methods are given through comparative analysis.

Key Words Poyang Lake, district flood, hydrologic model, computation method, flood control planning