

文章编号:0559-9350(2018)05-0570-10

长江与鄱阳湖水文关系及其演变的定量分析

胡振鹏¹, 傅 静²

(1. 南昌大学, 江西 南昌 330029; 2. 江西水利职业学院, 江西 南昌 330013)

摘要: 鄱阳湖蓄水受到自身流域来水和长江流量的双重影响, 利用长江汉口和鄱阳湖星子水文监测资料, 统计分析后得到长江与鄱阳湖量化的水文关系: (1) 如果汉口流量小于 $15\,000\text{ m}^3/\text{s}$, 长江对鄱阳湖出流影响不明显, 鄱阳湖基本上自由出流, 湖水位变幅较大。 (2) 如果汉口流量超过 $18\,000\text{ m}^3/\text{s}$, 长江对鄱阳湖出流顶托作用明显, 汉口流量越大, 顶托越显著, 因顶托而滞蓄在湖盆的水量可达 $31.9\% \sim 81.4\%$ 。 (3) 如果星子水位 $10.5 \sim 16.5\text{ m}$ 且汉口流量大于 $20\,000\text{ m}^3/\text{s}$, 出现长江向鄱阳湖倒灌的可能性较大; 星子水位低于 8 m 或鄱阳湖主汛期一般不会发生倒灌。2000年以后鄱阳湖与长江水文关系发生了一些变化, 主要表现在长江对鄱阳湖出流顶托作用弱化, 鄱阳湖枯水期提前并延长, 湖水位日涨落幅度增大。定量研究这些关系, 对于鄱阳湖水资源利用、水环境和水生态保护具有重要作用。

关键词: 水文关系; 演化; 定量化; 统计分析; 长江; 鄱阳湖

中图分类号: P333

文献标识码: A

doi: 10.13243/j.cnki.slxb.20180017

1 研究背景

鄱阳湖是我国最大的淡水湖泊, 承纳赣江、抚河、信江、饶河和修河等五大河来水, 调蓄后由湖口注入长江, 是一个过水性、吞吐型和季节性的湖泊。鄱阳湖水位涨落受五河及长江来水的双重影响, “高水是湖, 低水似河”是鄱阳湖的自然地理特征。丰水季节呈现湖泊状态, 星子水位 20 m 时 (85 黄海基面, 以下相同) 水面面积为 3572 km^2 , 蓄水量为 280.5 亿 m^3 。枯水季节呈现河流状态, 星子水位 10 m 时水面面积为 556.6 km^2 , 蓄水量为 9.2 亿 m^3 。

1980年代进行鄱阳湖第一次科学考察发现, 湖盆存在重力型、顶托型和倒灌型等水流状态, 不同流态与长江和鄱阳湖不同水文情势有关^[1], 长江对鄱阳湖的顶托和倒灌作用开始引起重视^[2]。刘元波等^[3]通过分析水文资料认为, 1960年代和1980年代鄱阳湖流域来水较枯, 长江对鄱阳湖作用较强; 1970年代和1990年代流域产水较丰, 鄱阳湖对长江作用较强; 其中7—9月是长江对鄱阳湖作用较强的季节^[4-5]。杨沛钧等^[6]和万荣荣等^[7]认为, 可以用不同时段鄱阳湖进、出湖平均流量之比来衡量长江对鄱阳湖的顶托作用。胡春宏等^[8]对江湖关系及其演变进行了系统研究。还有一些研究三峡工程运行对鄱阳湖影响^[9-10]、鄱阳湖形成演变过程的文献也涉及到江湖关系问题^[11]。但是到目前为止, 鄱阳湖与长江水文关系、表现形式及其发生条件的量化研究文献比较少见。

鄱阳湖具有供水、灌溉、航运、水产品供给等经济功能, 同时又是生物多样性最丰富的天然湿地, 提供多方面的生态服务功能。定量研究鄱阳湖与长江的水文关系及其表现形式、各种形式出现的条件, 对于湖区水资源利用和水环境、水生态保护, 具有非常现实的意义, 对于其他湖泊类似问题研究, 在理论和方法上也有一定借鉴作用。

收稿日期: 2017-11-28; 网络出版日期: 2018-04-24

网络出版地址: <http://kns.cnki.net/kcms/detail/11.1882.TV.20180424.0807.001.html>

基金项目: 国家自然科学基金项目(41261053); 江西省科技创新团队项目(20133BCB24015)

作者简介: 胡振鹏(1948-), 男, 江西星子人, 教授, 主要从事水资源、水环境和水生态研究。E-mail: 6222136@126.com

2 鄱阳湖与长江的水文关系

湖口水文站位于鄱阳湖与长江交汇处,控制了鄱阳湖流域全部集雨面积。距湖口最近的长江干流水文站有汉口和大通站,水位、流量资料系列长、精度高。按多年平均流量统计,汉口流量占大通流量的79.2%,鄱阳湖湖口出流占大通流量的16.8%;汉口至湖口河段(长295.4 km)、湖口至大通河段(长219.0 km)两岸入流以及太湖流域进入长江流量仅占大通流量的4%^[12]。因此,汉口流量基本可以反映湖口河段长江干流状态。鄱阳湖湖盆共有9个水文站,过去一直以湖口站水位作为鄱阳湖蓄水状态的代表,湖口站直接受长江干流水位、流量影响,代表性较差。2008年对鄱阳湖湖盆水底地形进行测量,研制了1:10000数字高程模型(DEM)。2010年开始鄱阳湖第二次科学考察,把选择最有代表性、较准确反映鄱阳湖水情的水位站作为首要任务。经过3年的研究分析和计算比较,确认星子站水位反映鄱阳湖水面面积和蓄水量的代表性较强,区分涨水期(3—6月)、湖泊状态(7—9月)和枯水期(10—次年2月)分别绘制了星子站水位-鄱阳湖水面面积-蓄水量关系曲线,供工程技术界使用;综合这些成果制作星子水位-面积-蓄水量的综合曲线。这一成果得到了同行的认可和应用^[8]。

本文以汉口站作为长江干流代表站、星子站作为鄱阳湖代表站来分析长江与鄱阳湖水文关系。长江流域水文过程以年为周期,根据1956—2012年长江汉口站流量、鄱阳湖入湖流量资料,通过回归分析,得到星子站水位年平均 H (黄海高程, m)与汉口站年均流量 Q_1 、鄱阳湖流域入湖年平均流量 Q_2 的关系为:

$$H = 0.0002524 Q_1 + 0.0003106 Q_2 + 4.3526 \quad (1)$$

复相关系数 $R^2=0.9446$;在0.001置信水平通过了F检验。复测定系数为0.8922,表明用自变量 Q_1 、 Q_2 可解释因变量 H 变差的89.22%。式(1)说明,鄱阳湖星子站水位与长江干流和本流域入湖流量密切相关,其关系表现为3种情况:(1)长江水流对鄱阳湖出流基本无影响;(2)长江对鄱阳湖出流产生顶托;(3)江水倒灌入湖。

2.1 长江低水位对鄱阳湖出流影响甚微 1980年代,鄱阳湖区结束了大规模围湖造田活动,湖泊水域大致稳定。2001年以后,鄱阳湖入湖泥沙少于出湖泥沙量,湖盆总体上处于冲刷状态,但冲淤分布不均衡,松门山以南主湖区呈现淤积状态,松门山以北的入江水道处于冲刷状态。另外,长江干流全面禁止采沙以后,鄱阳湖采沙问题特别突出。监测成果显示,2010年与1998年相比较,在冲刷与采沙的双重影响下,入江水道断面平均下切1.15 m,最大下切深度7.91 m(老爷庙断面)^[13]。入江水道过水断面扩大、水面坡降平缓,前者致使入江水道过流能力增大,后者使其减少;但湖口断面没有受到冲刷。为了分析入江水道过水能力变化趋势,选择1987—2000年作为1998年断面测量的代表,2001—2012年作为2010年断面测量的代表,分别计算两个时期枯水期(9—次年3月)的日流量平均值,2001—2012年比1987—2000年减少11.3%,其中9、10、1月减少23.5%、17.9%和20.3%,11、12月平均流量增大。分别提取12年枯水期每天的最大日流量作为上包络线,除2001—2012年11月比1987—2000年大12.0%以外,其他各月都比1987—2000年小,枯水期平均小27.8%。分别提取12年中最小日流量作为下包络线,2001—2012年9、11、1、2月分别比1987—2000年小79%、1.4%、9.6%和26.5%,其余3个月均比1987—2000年大,枯水期平均小13.2%。由此可见,因冲刷与采沙扩大了入江水道过流能力的观点事实支持不够,入江水道过流能力没有明显的趋势性改变。2001年以后平均流量、上、下包络线减小的原因主要是长江和鄱阳湖水文情势所致^[13]。

长江流域气候与水文具有10~20年为一周期的特点,20世纪80、90年代属于一个水量丰沛的完整周期^[3,12],21世纪进入水量偏枯的新周期^[12]。分别利用2000—2014年共15年以及1980—1999年共20年汉口站日流量和鄱阳湖星子站当天日均水位建立相关关系(图1),回归方程为:

(1)2000—2014年:

$$H_{\text{星}} = 6.0221 \ln Q_{\text{汉}} - 48.502 \quad (2)$$

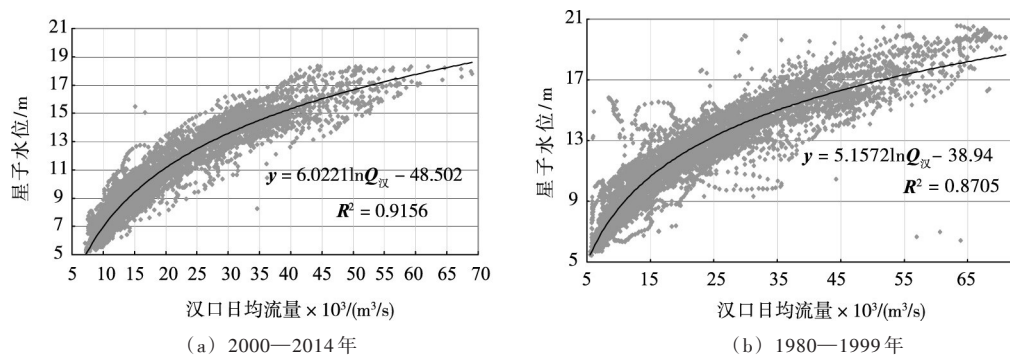


图1 汉口流量和星子水位关系

(2)1980—1999年:

$$H_{\text{星}} = 5.1572 \ln Q_{\text{汉}} - 38.94 \quad (3)$$

式(2)、式(3)在0.05置信水平通过了F检验,满足可靠性要求;且结构一样,仅参数有所不同。

对式(2)、式(3)分别求导,得:

$$\frac{dH_{\text{星}}}{dQ_{\text{汉}}} = 6.0221/Q_{\text{汉}} \quad \frac{dH_{\text{星}}}{dQ_{\text{汉}}} = 5.1572/Q_{\text{汉}} \quad (4)$$

式(4)表示星子站水位对汉口流量变化的响应,即汉口流量改变一单位,星子水位变化的数量。为了直观反映汉口流量增加星子站水位边际递减效果,现将汉口不同流量时每增加100 m³/s星子站水位增加值(cm)列在表1中。如表1第3列所示,2000年以后,每减少100 m³/s流量,当汉口流量为10 000 m³/s时,星子水位降低6.02 cm;汉口流量为50 000 m³/s时,星子水位仅减少1.20 cm。由表1可见汉口流量小于15 000 m³/s时,对鄱阳湖出流影响较小,对星子水位影响显著,鄱阳湖基本保持自由出流状态;汉口流量大于20 000 m³/s,对星子水位变化影响较小,顶托作用明显。

表1 2000年前后汉口不同流量改变100m³/s对星子水位影响 (单位: cm)

汉口流量/(100m ³ /s)	80	100	120	150	180	200	250	300	400	500
1980—1999年/cm	6.44	5.16	4.30	3.44	2.87	2.58	2.06	1.72	1.29	1.03
2000—2014年/cm	7.53	6.02	5.02	4.01	3.35	3.01	2.52	2.40	1.51	1.20

2.2 长江流量较大时对鄱阳湖出流的顶托作用 所谓顶托是指长江干流流量较大,鄱阳湖水不能自由流出而滞蓄在湖盆中的现象。假设长江干流不发生顶托,鄱阳湖水量平衡方程为:

$$s_{t+1} + \Delta s_t = s_t + (I_t - Q_t) \Delta t \quad (5)$$

如果存在顶托现象,湖泊水量平衡方程为:

$$s_{t+1} = s_t + (I_t - q_t) \Delta t \quad (6)$$

式中: s_t 、 s_{t+1} 为时段 t (在此取1d)初、末湖泊蓄水量; I_t 为时段平均入湖流量; q_t 、 Q_t 分别为有、无顶托时的湖口出湖流量; Δs_t 为 t 时段因顶托湖盆增加的蓄水量; Δt 为时段秒数,在此为86 400 s。

将式(6)代入式(5)得:

$$\Delta s_t / \Delta t = Q_t - q_t \quad (7)$$

定义 $\alpha = (Q_t - q_t) / Q_t$ 为时段 t 的顶托比,表示因顶托滞留在湖盆中水量与没有顶托自由出流的水量比值,可由式(7)求顶托比 α 。

q_t 为湖口实际出流量,有水文监测记录,关键是求得 Q_t 。在长江顶托情况下湖口与鄱阳湖星子站的水位-流量关系十分紊乱,图2显示2005—2011年星子站水位与当天湖口流量关系,左边负数是长江倒灌流量。

在现状情况下,汉口流量小于15 000 m³/s时,长江顶托作用不明显,鄱阳湖基本上属于自由出流。为此从1980—2014年的汉口流量资料中选择日流量小于15 000 m³/s样本与当日星子站日平均水位进行回归分析,如图3所示。回归方程为:

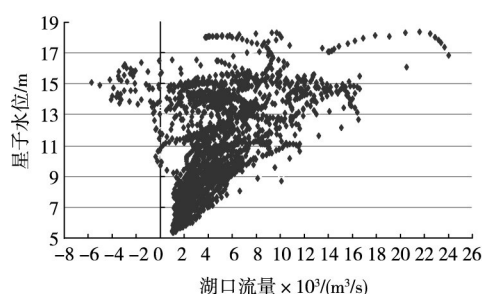


图2 星子站水位与当天湖口流量关系(2005—2011年)

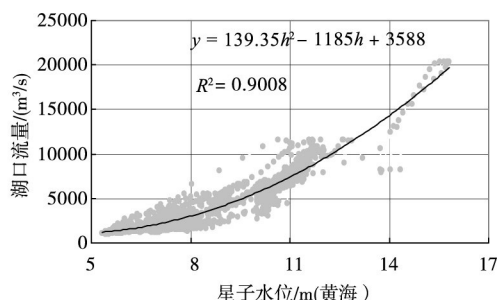


图3 长江不顶托时鄱阳湖星子站与湖口出流量关系(1980—2014年)

$$Q = 139.35h^2 - 1185h + 3588 \quad (8)$$

式中: Q 为长江不顶托情况下湖口出流量; h 为星子站水位(黄海, m)。

样本数据 $n=1760$, 相关系数 $R^2=0.9008$, 在 0.05 置信水平通过了 F 检验。湖口断面出流 $Q=Av$, 其中 v 为流速, A 为过流断面面积, 可用过水深的二次函数描述。所以, 式(8)具有一定的水力学基础, 由于湖口出流不是恒定流过程, 回归方程点据不甚集中。

利用 2003—2015 年湖口平均出湖流量和星子日平均水位资料(不考虑倒灌情况), 按照式(8)计算长江不顶托情况下湖口出流量 Q_i , 按照式(7)计算每天的顶托比, 然后根据汉口流量大小进行聚类分析。得到下述结论: (1) 汉口流量 16 100 ~ 18 000 m^3/s , 共 202 d, 顶托比平均值 $\bar{\alpha}=0.25$, $C_v=\bar{\alpha}/\sigma=0.876$, α 点据分布离散度较大, 顶托作用的一致性较差, 在这一范围内从长江影响较小向顶托过渡, 表 2 未列出。(2) 汉口流量 18 100 ~ 22 000 m^3/s , 共计 316 d, 顶托比平均值 $\bar{\alpha}=0.319$, $C_v=0.675$, α 点据分布较为分散。这一流量范围内, 星子水位均在 8 m 以上(其中 8 ~ 9 m 共 12 d, 9 ~ 10 m 共 45 d), 处于鄱阳湖河相向湖相的过渡状态。由此可知, 星子水位低于 8 m, 鄱阳湖河相状态不会发生顶托。(3) 汉口流量超过 22 000 m^3/s , 顶托明显, 点据集中。顶托比大小, 与汉口站流量紧密相关, 汉口流量越大, 顶托比平均值 $\bar{\alpha}$ 越大、 C_v 越小, α 点据分布越集中。汉口流量不同等级时的顶托比平均值 $\bar{\alpha}$ 、离差系数 C_v 具体见表 2。

表2 长江干流流量对鄱阳湖顶托作用

汉口流量/(万 m^3/s)	1.81 ~ 2.20	2.21 ~ 2.80	2.81 ~ 3.50	3.51 ~ 4.50	>4.50
出现天数/d	316	450	682	419	88
顶托比均值 $\bar{\alpha}$	0.319	0.416	0.533	0.671	0.814
离差系数 C_v	0.675	0.554	0.362	0.257	0.119

2.3 倒灌作用 如果长江干流流量增大, 干流水位高于鄱阳湖水位, 江水流进鄱阳湖, 称为江水倒灌, 湖口实测流量为负值。根据 1956—2014 年湖口实测资料, 统计了历年倒灌出现首日的星子站水位、一次倒灌持续天数(一次倒灌过程中偶然 1、2 d 未发生倒灌仍做一次处理)、倒灌水量以及倒灌首日汉口日均流量。各个阶段具体情况列在表 3 中。从表 3 可见, 1956—2014 年 59 年共有 48 年发生倒灌, 共 99 次; 1972、1977、1992、1993、1995、1997、1998、1999、2001、2006、2010 和 2011 年没有发生倒灌。48 年发生倒灌 682 d, 倒灌水量 1280 亿 m^3 , 按发生年数平均每年 26.67 亿 m^3 , 平均每次 2.88 亿 m^3 。按月统计, 倒灌发生主要发生在 7、8、9、10 四个月, 6 月、11 月偶有发生。按月份统计的倒灌特征如表 4 所示。

倒灌首日汉口流量大小和星子站水位高低是倒灌发生与否的重要水文条件。如图 4 所示, 倒灌首日星子站水位与汉口日均流量正相关, 星子站水位越高, 产生倒灌长江所需流量越大。用 P-III 型理论频率曲线适线法将各次鄱阳湖倒灌首日星子站水位进行频率分析, 均值 $\bar{X}=14.09m$, $C_v=0.15$ 、 $C_s=2.5C_v$, 如图 5 所示。从图 4、图 5 看出, 星子水位低于 10.50 m 仅 5 个样本, 水位分别为 9.30、9.79、10.30、10.33 m, 汉口相应日流量为 18 000、17 900、20 000、27 700 和 29 100 m^3/s 。星子水位高于防汛警戒水位(17.14 m)仅 5 个样本, 分别为 17.43、17.54、17.59、17.62、17.64 m 时, 汉口相应日均流

表3 1956—2014年长江倒灌情况

	1956—1969	1970—1979	1980—1989	1990—1999	2000—2014	合计
年数	14	10	10	10	15	59
倒灌次数	23	16	30	8	22	99
天数/d	226	92	190	52	122	682
水量 $\times 10^8/\text{m}^3$	473.23	108.06	305.12	156.82	237.07	1280.33

表4 不同月份长江倒灌特征统计

	6月	7月	8月	9月	10月	11月
倒灌次数	3	29	24	32	8	3
倒灌天数/d	14	197	196	234	31	11
水量 $\times 10^8/\text{m}^3$	85.88	1095.21	789.09	1009.58	237.00	53.83

量为45 800、53 900、49 000、48 300、55 900 m^3/s 。
长江对鄱阳湖倒灌特征可以概括为：

(1)星子水位 10.5 ~ 16.5 m、汉口流量大于 20 000 m^3/s 时，发生倒灌的可能性最大，这种情况覆盖 P-Ⅲ型曲线理论频率曲线约 89 % 区间。在此范围内，如果星子水位低、汉口流量大，倒灌时间长、水量大。如 1991 年 7 月 3 日，星子水位 13.69 m、汉口流量 50 300 m^3/s ，连续倒灌 17 d，倒灌水量最大，达 107.41 亿 m^3 ；1988 年 8 月 22 日星子水位 12.44 m、汉口流量 35 200 m^3/s ，连续倒灌时间最长，达 27 d，倒灌水量 52.16 亿 m^3 。

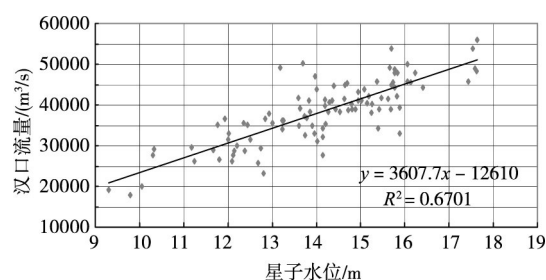


图4 鄱阳湖倒灌初日星子水位与汉口流量关系

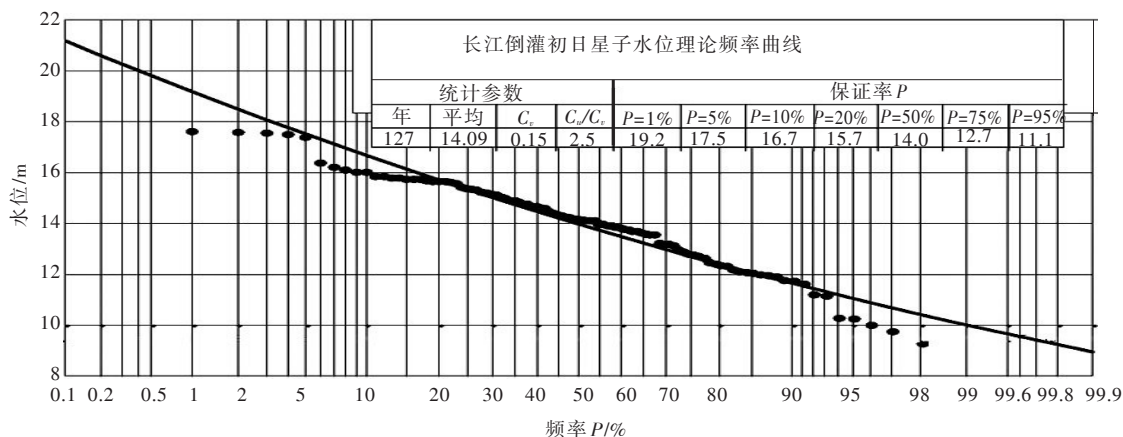


图5 鄱阳湖倒灌初日星子站水位频率曲线

(2)当长江干流汉口流量大于 18 000 m^3/s 、鄱阳湖水处于 9 ~ 10 m 时，长江可能倒灌鄱阳湖，一般倒灌时间不长、入湖水量不多(表 5 第 1 种情景)，星子水位高于防汛警戒水位 17.14 m，长江汉口站流量大于 45 000 m^3/s ，也可能发生倒灌，倒灌日数不多、入湖水量也不大(表 5 第 2 种情景)。

(3)鄱阳湖主汛期一般不生长江倒灌。鄱阳湖主汛期为 4—6 月，倒灌主要发生在 7—10 月，6 月偶尔也会发生倒灌。有监测资料以来，6 月份发生 3 次倒灌，一般均发生在月末，倒灌时间不长、入湖水量不多(表 5 第 3 种情景)，发生在主汛期结束较早的年份。另外，11 月份倒灌发生 2 次，星子站水位较低，倒灌时间短、入湖水量也不多(表 5 第 4 种情景)。

表5 不同情境下长江倒灌概况

情景	倒灌初日时间/(年/月/日)	星子水位/m, 黄海	汉口流量/(m ³ /s)	倒灌日数/d	入湖水量/亿 m ³
鄱阳湖水位低	1967/11/30	9.30	19100	3	0.64
	1978/9/10	9.79	17900	10	8.07
鄱阳湖水位高	1983/7/4	17.64	55900	3	8.12
	1969/7/16	17.62	48300	2	5.56
	2002/8/23	17.59	49000	4	2.66
6月倒灌	1978/6/27	12.58	25700	3	2.08
	1980/6/26	14.65	45000	7	11.02
	1981/6/29	12.14	28700	4	4.83
11月倒灌	1967/11/30	9.30	19100	3	0.64
	1996/11/10	10.05	20000	6	10.90

3 2000年以后长江与鄱阳湖水文关系变化

3.1 长江水文情势发生变化 1949年以来, 鄱阳湖流域面雨量、进出湖径流量没有趋势性变化, 2000年以后(2000—2012年)比2000年以前(1953—1999年), 流域面雨量减少2.61%, 赣江等五河平均入湖流量减少3.45%, 湖口进入长江平均流量仅减少1.76%。降水、入湖和出湖径流年内分布有所变化, 丰水期降水量、入湖流量略微减少, 枯水期有所增加, 详细分析参见文献[13]。

但是, 长江水文情势发生变化。统计了汉口站1949—2002年、2003—2014年的月平均流量过程, 如图6所示。1949—2002年平均流量为22 809 m³/s, 2003—2014年平均流量为21 231 m³/s, 平均减少的1578 m³/s, 主要由气候变化所致。9、10、11月流量减少, 分别为3637、7687和2343 m³/s, 10月份减少幅度最大; 1、2、3月份有所增加, 分别增加2018、1975和2222 m³/s。同样统计了鄱阳湖星子站1956—2002年、2003—2015年的旬平均水位过程如图7所示。星子站2003—2015年比1956—2002年平均水位低0.98 m。其中丰水期降低0.95m; 枯水期降低1 m, 10月上、中、下旬分别下降2.58、2.38和3.06 m, 11月上旬下降2.74 m。根据星子水位-水面面积关系可知, 2003年以后鄱阳湖丰水期水面面积比2003年以前减少470 km², 枯水期则减少120 km²。

3.2 长江对鄱阳湖出流影响弱化 对比图1和表1, 2000年以后长江对鄱阳湖出流的影响比2000年以前减弱, 星子水位变化幅度大些, 当汉口流量为10 000 m³/s时, 每减少100 m³/s, 2000年以前星子水位降低5.16 cm, 2000年以后降低6.02 cm; 当汉口流量为15 000 m³/s时, 每减少100 m³/s, 2000年前后星子水位分别降低3.44和4.01cm。表明2000年以后鄱阳湖自由出流更顺畅, 长江对鄱阳湖出流的顶托作用减弱。其原因主要是长江干流河床因冲刷受到侵蚀刷深等。监测显示, 九江—湖口河段31 km长江干流2001—2012年泥沙冲刷量达2.11亿 m³, 干流河槽下切。长江顶托鄱阳湖出流的直接因素是长江干流, 河道受到冲刷, 长江同样流量的来水, 其水位降低了, 对鄱阳湖影响随之减小。

3.3 鄱阳湖水位持续低枯 长江顶托作用弱化, 出湖水量更快更多, 导致鄱阳湖水位低枯, 秋冬季尤甚。具体表现低枯水位出现时间提前、枯水期延长、极端枯水位屡创新低。

(1)低枯水位出现时间提前, 枯水期延长。分别统计星子站每个水文年各级别枯水位出现时间和

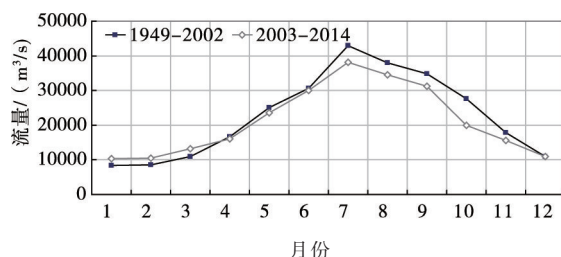


图6 1949—2002、2003—2014年汉口月均流量过程

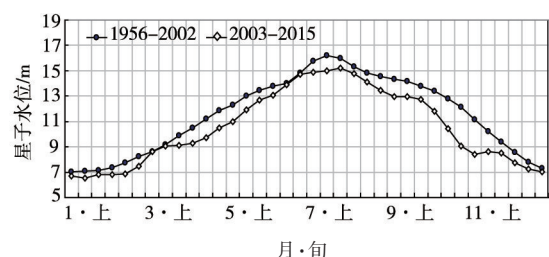


图7 1956—2002、2003—2015年鄱阳湖星子站旬平均过程

持续天数。按照 20 世纪 60 年代、70 年代、……、21 世纪(2003—2012 年)和全系列(1956—2012 年)口径计算,星子站枯水(水位 10 m 以下)和严重枯水(水位 8 m 以下)、特别枯水(6 m 以下)出现时间、持续时间等特征值,然后计算每个年代的平均值,结果表明,鄱阳湖枯水期提前,枯水期时间延长。具体结果见表 6。

表 6 星子站不同等级枯水位平均每年出现天数及时间

时期	枯水 10m		严重枯水 8m		特别枯水 6m	
	天数	初日	天数	初日	天数	初日
1960—1969 年	132	11 月 7 日	81	11 月 22 日	22	12 月 26 日
1970—1979 年	139	9 月 1 日	80	10 月 24 日	13	12 月 9 日
1980—1989 年	109	10 月 16 日	65	11 月 25 日	3	1 月 15 日
1990—2002 年	117	9 月 19 日	54	11 月 13 日	1	2 月 27 日
1956—2002 年	124	9 月 1 日	68	10 月 24 日	9	12 月 9 日
2003—2012 年	175	8 月 22 日	106	9 月 28 日	20	12 月 11 日
1956—2012 年	136	8 月 22 日	79	9 月 28 日	12	12 月 9 日
最多(天)	277(发生在 2006 年)		166(发生在 2010 年)		70(发生在 1963 年)	
次多(天)	216(发生在 2010 年)		156(发生在 2006 年)		64(发生在 2004 年)	

枯水位出现时间提前,2003 年以前星子站枯水位 10 m 初现时间在 9 月 1 日—11 月 17 日之间,2003 年以后提前到 8 月 22 日,提前了 9 d。2003 年以前严重枯水位 8 m 初现时间在 10 月 24 日—11 月 25 日之间,2003 年以后提前到 9 月 28 日,提前了 26 d。

星子站 1956—2002 年系列 10 m 以下枯水位平均每年 124 d,严重枯水位 8 m 以下时间共 68 d,特别枯水 6 m 时间平均仅为 9 d;而 2003—2012 年这三个特征枯水位以下平均天数分别增加到 175 d、106 d 和 20 d。特别是 2006 年 10 m 和 8 m 以下持续时间分别达到 277 d 和 156 d,2010 年 10 m 和 8 m 以下持续时间分别达到 216 d 和 166 d,在 57 年整个系列中枯水时间最长的前两位。

(2)极端枯水位屡创新低。表 7 归纳了鄱阳湖各水位站最枯水位。除湖口站外,湖区各个主要监测站实测最低水位均发生在 2003 年以后。从表 7 可以看出,星子、康山站均在 2004 年出现历史最低水位;都昌站 2007 年出现历史最低水位 6.53 m 以后,2008、2009 年屡创新低,2012 年最新历史最低水位记录为 6.27 m。棠荫站在 2007 年出现历史最低水位。湖口站水位受长江、鄱阳湖双重影响,历史最低水位出现在 1963 年(4.02 m),2004 年出现历史第二低枯水位 4.74 m。2003 年以后,除湖口站外,湖区所有水位站均出现有实测资料以来的最低水位。

表 7 鄱阳湖各水位监测站最枯水位(黄海高程, m)

年份	湖口	星子	都昌	棠荫	康山
2003 年前最低	4.02	5.26	6.97	9.25	10.38
2003	5.72	6.04	7.20	8.27	10.34
2004	4.74	5.22	7.07	8.24	10.26
2005	5.94	6.31	7.82	9.92	12.17
2006	5.46	5.91	7.45	9.60	10.88
2007	5.27	5.38	6.53	7.92	10.48
2008	5.28	5.48	6.40	8.13	10.59
2009	5.41	5.60	6.34	9.25	10.64
2010	5.65	5.85	6.50	9.50	10.82
2011	6.08	6.16	6.46	9.48	10.87
2012	5.79	5.90	6.26	9.59	10.77

2007 年以来都昌水位持续下降,与入江水道老爷庙断面下切密切相关。鄱阳湖湖盆冲淤分布不均衡,都昌水域处于淤积与冲刷的过渡带,旁边的松门山水域采沙活动最集中,上游的棠荫水域持

续 2001 年以前状态, 继续淤积, 淤积发生在高程 16 m 以下的主河槽, 致使枯水期水道水流受阻, 船只航行困难。下游老爷庙断面原来是一道大沙埂, 受冲刷与采沙影响, 断面逐年下切, 2010 年与 1998 年相比, 过水断面扩大 3.24 万 m², 致使都昌水域水位逐年下降^[13], 枯水期与棠荫水位悬殊越来越大, 随着老爷庙断面不断下切, 都昌水位屡创新低。

(3) 湖区主要水位站枯水期水位全面降低。图 8 显示, 星子站 2003—2015 年比 1956—2002 年平均水位低 0.98 m, 其中 10 月下旬下降幅度达 3.06 m。分析了湖区湖口、星子、都昌、棠荫和康山等主要水位站监测站 9 月—次年 3 月各月水位变化, 将 2003—2012 年系列月平均值减去 1956—2002 年系列月平均值, 结果见表 8。从表 8 可以看出, 鄱阳湖主要水位站水位降低从 9 月开始水位降低, 最大降幅出现在 10 月, 然后降幅逐步减小, 一直持续到次年 3 月。就空间分布而言, 都昌站降幅最大, 星子次之, 都昌站上游的棠荫、康山减少较小。湖口站直接受长江和鄱阳湖水位影响, 在三峡工程补水期 1—3 月水位逐步提升。

表 8 鄱阳湖各站 9 月—次年 3 月平均水位变化差值 (单位: m)

测站	9 月	10 月	11 月	12 月	1 月	2 月	3 月
湖口	-0.8	-2.2	-2.6	-0.54	0.25	0.38	0.67
星子	-0.8	-2.18	-2.64	-0.77	-0.4	-0.55	-0.22
都昌	-0.81	-2.14	-2.67	-2.12	-2.03	-2.06	-0.6
棠荫	-0.77	-2.81	-2.05	-0.64	-0.63	-0.38	-0.05
康山	-0.52	-2.27	-0.58	-0.29	-0.32	-0.29	-0.08

3.4 湖水位涨落幅度增大 利用 1980—1999 年、2000—2015 年星子站日水位变化过程资料, 计算了日平均水位上涨和下落幅度变化情况。结果发现, 鄱阳湖水位日涨落幅度增大。

(1) 2000 年以后平均日上涨和下降幅度比以前增大。分别计算 1980—1999 年、2000—2015 年星子站日水位每天上涨或下降幅度, 统计两个时期每个月的平均值, 结果如图 8 所示。

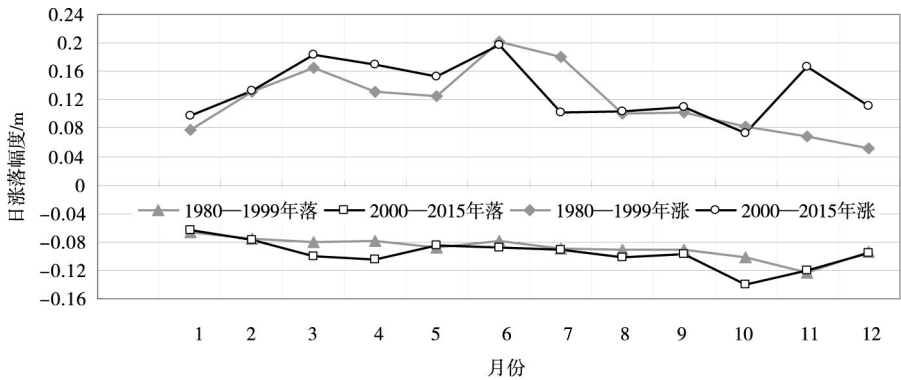


图 8 鄱阳湖星子站 1980—1999 年、2000—2015 年日涨落幅度变化

从图 8 可知, 2000—2015 年平均每年共 151 d 上涨, 每天平均上涨 13.3 cm; 1980—1999 年平均每年共 152.5 d 上涨, 每天平均上涨 12.8 cm; 其中 2000—2015 年 11 月平均上涨幅度 16.7 cm, 1980—1999 年仅 6.9 cm。2000—2015 年平均每年共 184 d 下降, 每天平均下降 9.8 cm; 1980—1999 年平均每年共 185.6 d 水位下降, 每天平均下降 8.6 cm。2000 年以后涨幅、降幅有所增加。

(2) 急涨、急落时间与频次增多。以每日上涨幅度超过 30 cm、下降幅度超过 20 cm 作为急涨、急落标准, 分别统计 1980—1999 年、2000—2015 年平均每月急涨、急落天数, 如图 9 所示。2000—2015 年上涨超过 30 cm 天数增加最多的是 3、5 月, 分别由 2000 年以前的 2.24、2.33 d 增加到 2000 年以后的 2.94 和 2.63 d。2000—2015 年日下降幅度超 20 cm 天数增加最多的是 8、9、10 月, 分别由 2000 年以前的 2.30、2.10、2.00 d 增加到 2000 年以后的 2.41、3.06、6.53 d, 下降幅度最大值由 2000 年以前的 39 cm 增加到现在的 43 cm。

两方面的因素促使湖水位涨落幅度增大。(1) 鄱阳湖流域降水变化趋势性不明显, 但 2002 年以来

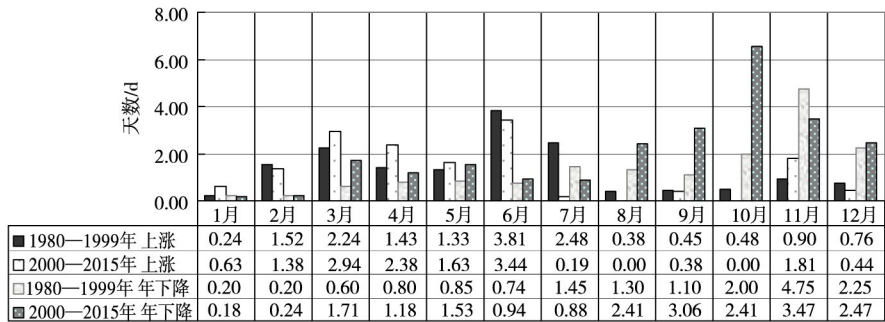


图9 鄱阳湖星子站1980—1999年、2000—2015年月平均急涨急落天数

每年降水日数明显减少，流域降水集中度增加^[14]。(2)湖盆长期低水位，同样的入湖、出湖流量，比高水位时的涨落幅度增大。水位涨落幅度增大，对于水生动植物正常生长特别不利，4—5月水位急剧上涨30 cm以上，对于正在萌芽、成长的沉水植物影响显著，植物生长速度赶不上水位上涨速度将会死亡。一天水位下降超过20 cm，对底栖动物特别不利，栖息在岩石、浅滩的底栖动物爬行转移速度赶不上水位下降速度，也会脱水死亡。

4 讨论与结语

本文根据长江汉口站和鄱阳湖1980年代湖泊水面基本稳定后的水文监测资料(倒灌使用了1980年以前资料)，利用数理统计方法，研究分析了长江与鄱阳湖水文关系以及近些年来发生的变化。

长江与鄱阳湖水文关系可以简要地归纳为：星子站水位变化受流域来水和长江干流流量双重影响。2000年以后，当汉口流量从8000 m³/s增加到15 000 m³/s时，边际递减率从7.53 cm/(100 m³/s)减少到4.01 cm/(100 m³/s)，长江干流低水位对鄱阳湖出流影响很小，鄱阳湖出流基本上可以自由流淌，水位变化幅度较大。15 000 ~ 18 000 m³/s是影响较小向产生顶托的过渡区。汉口水位超过18 000 m³/s时，长江水流对鄱阳湖有较明显的顶托作用，汉口流量越大，顶托越显著。汉口流量从超过18 000 m³/s增加到45 000 m³/s时，因顶托不能顺利出流而滞蓄在湖盆中的水量比达到31.9 % ~ 81.4 %。在发生顶托前提下，长江水流是否倒灌进鄱阳湖，则取决于星子站水位，星子水位低于8 m或鄱阳湖主汛期一般不会发生倒灌，星子水位10.5 ~ 16.5 m且汉口流量大于20 000 m³/s最容易发生倒灌，持续时间较长、入湖水量较多；星子站水位9 ~ 10.5 m且汉口相应日流量大于18 000 m³/s、星子水位高于防汛警戒水位(17.14 m)且长江汉口站流量大于45 000 m³/s，也有发生倒灌的可能，但倒灌入湖的水量不多、时间较短。坐标系以星子站水位为纵轴、汉口流量为横轴，这些关系如图10所示。

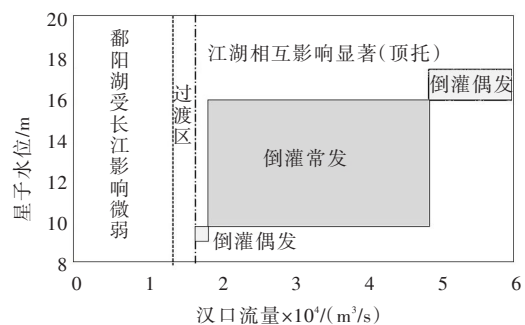


图10 长江与鄱阳湖水文关系

鄱阳湖与长江水文关系的量化分析，对于鄱阳湖水资源利用、水环境和水生态保护具有重要价值。

鄱阳湖同样的入湖水量，长江顶托不顶托，不仅湖水位有所不同，湖区流场也不相同；同样的入湖污染负荷，长江顶托不顶托，湖泊水体污染物浓度分布完全不同，湖泊中污染物总量也不相同。

2000年以后鄱阳湖与长江水文关系发生了一些变化，主要表现在长江对鄱阳湖顶托作用弱化，鄱阳湖出流更为自由，湖区出现枯水期提前并延长，枯水期湖水位普遍降低，日涨落幅度增大等情况。这些变化对于湖区水资源利用、水环境保护和水生态健康的维持产生了一些不利影响。加强生态文明建设及鄱阳湖的综合管理显得非常必要和紧迫。

参 考 文 献:

- [1] 鄱阳湖研究编委会, 鄱阳湖研究[M]. 上海: 上海科学技术出版社, 1987.
- [2] HU Qi, FENG Song, GUO Hua, et al. Interactions of the Yangtze River flow and hydrologic processes of the Poyang Lake, China[J]. Journal of Hydrology, 2007, 347: 90–100.
- [3] 刘元波, 张奇, 等. 鄱阳湖流域气候水文过程及水环境效应[M]. 北京: 科学出版社, 2012.
- [4] 刘健, 张奇, 等. 近 50 年鄱阳湖流域径流变化特征研究[J]. 热带地理, 2009, 29(30): 213–218.
- [5] 叶许春, 李相虎, 张奇. 长江倒灌鄱阳湖的时序变化及其影响因素[J]. 西南大学学报(自然科学版), 2012, 34(11): 1–7.
- [6] 杨沛钧, 廖智凌. 鄱阳湖流域江湖关系研究综述[J]. 中国农村水利水电技术, 2017(3): 65–67.
- [7] 万荣荣, 杨桂山. 长江中游通江湖泊江湖关系研究进展[J]. 湖泊科学, 2014, 26(1): 1–8.
- [8] 胡春宏, 阮本清, 张双虎, 等. 长江与洞庭湖、鄱阳湖关系演变及其调控[M]. 北京: 科学出版社, 2017.
- [9] 姜家虎, 黄群. 三峡工程对鄱阳湖水位影响研究[J]. 自然资源学报, 1997, 12(3): 219–224.
- [10] 许继军, 陈进. 三峡水库运行对鄱阳湖影响及对策研究[J]. 水利学报, 2013, 44(7): 757–762.
- [11] 刘志刚, 倪兆奎. 鄱阳湖发展演变及江湖关系变化影响[J]. 环境科学学报, 2015, 35(5): 1267–1274.
- [12] 陈进. 长江演变与水资源利用[M]. 武汉: 长江出版社, 2012.
- [13] 唐国华, 许闻婷, 胡振鹏. 森林植被改善对鄱阳湖流域径流和输沙过程的影响[J]. 水利水电技术, 2017, 48(2): 12–21.
- [14] 殷剑敏, 苏布达, 杨晓玲, 等. 鄱阳湖流域气候变化影响评估报告[M]. 北京: 气象出版社, 2011.

Quantitative study on hydrology relationship between the Yangtze River and Poyang Lake and its changes

HU Zhenpeng¹, FU Jing²

(1. Nanchang University, Nanchang 330029, China;

2. Jiangxi Water Resources Institute, Nanchang 330013, China)

Abstract: The storage in the Poyang Lake is affected by runoff from the watershed itself and the Yangtze River flow. The hydrological relationship between the Yangtze River and Poyang Lake is obtained by statistical analysis of hydrological monitoring data from Hankou and Xingzi stations, representing Yangtze and Poyang respectively. (1) When the flow of Hankou is less than 15,000 m³/s, the impact of the Yangtze River on the outflow of the Poyang Lake is not obvious, and the outflow from the lake is mainly free to go out with larger range of stage in the lake. (2) When the flow of Hankou exceeds 18,000 m³/s, the retarding role of the Yangtze is becoming significant to the outflow from Poyang, storing 31.9% ~ 81.4% of inflow in the lake. (3) When the water level at Xingzi is between 10.5 – 16.5 m and the flow of Hankou is more than 20,000 m³/s, the floodwater may flow from the Yangtze into the Poyang Lake. However, such phenomena may not occur when the water level at Xingzi is lower than 8m. Some changes have taken place in the relations between Poyang and Yangtze since 2000, which are mainly shown in weakening the retarding effect of the Yangtze River on the outflow of Poyang Lake, bringing forward and prolonging the dry season of the lake and magnifying the daily fluctuation amplitude of water level in the lake. Quantitative study of these relationships is of great importance to utilize water resources and to protect water environment and aquatic ecology in the Poyang Lake.

Keywords: hydrology relationship; variety; quantitative; statistical analysis; Yangtze River; Poyang Lake

(责任编辑: 王成丽)