

# 鄱阳湖洪泛系统水位-面积迟滞关系的形成机制及演变

吴娟<sup>1</sup> 张奇<sup>2,3</sup> 李云良<sup>2</sup> 叶许春<sup>1\*</sup>

(1. 西南大学地理科学学院, 重庆 400715;

2. 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 江苏南京 210008;

3. 河海大学长江保护与绿色发展研究院, 江苏南京 210024)

**【摘要】**: 鄱阳湖是连接长江的吞吐型湖泊, 洪泛特征明显, 湖泊水位和淹没面积的季节变化和空间差异悬殊, 表现出高度的非线性特征。基于 2000~2018 年鄱阳湖区多源遥感数据和实测湖泊水位数据, 采用 ESTARFM (Enhanced Spatial and Temporal Adaptive Reflectance Fusion Model) 融合模型重构高时空分辨率淹水数据的方法, 研究分析了鄱阳湖水位-面积迟滞关系形成机制与演变规律。结果表明: 鄱阳湖水位-面积迟滞关系空间差异显著, 同时存在逆时针和顺时针两种迟滞形式, 其形成机制主要归因于湖泊上、下游表现出的河、湖相洪泛特征以及汇、排水过程的差异; 鄱阳湖洪泛区广泛存在的碟形湖对增大鄱阳湖区上游站点迟滞度, 减小下游迟滞度具有重要影响; 近年来, 受区域气候变化、湖区采砂活动以及三峡工程建成运行等造成的湖泊本身泄流能力和流域来水变化的影响, 鄱阳湖区不同站点的水位-面积迟滞关系发生了显著变化。三峡工程多阶段实验性蓄水前后, 以湖口、星子和都昌站为代表的北部湖区水位-面积关系迟滞度在 2000~2003、2004~2009 和 2010~2018 年分别呈现出先增大后减小的过程, 而棠荫和康山站为代表的南部湖区则呈现出先减小后增大的过程。研究结果对于深化通江湖泊洪泛系统水文复杂性的认识、促进湖泊生态系统的管理实践具有重要的科学意义。

**【关键词】**: 鄱阳湖 水位-面积关系 迟滞度 ESTARFM 模型 碟形湖

**【中图分类号】**: P343.3 **【文献标识码】**: A **【文章编号】**: 1004-8227(2022)010-2155-11

DOI: 10.11870/cjlyzyyhj202210005

大型湖泊的洪泛区与入湖河流及湖泊水体之间存在激烈的相互作用过程并引起水文、沉积物和养分的交换, 为湿地植被的生长和水生动物的栖息提供了独特的自然环境。洪泛区和入湖河流之间的水交换机制通常是非常复杂的, 导致湖泊水位、淹没面积、以及湖泊-洪泛区水流交换之间呈现高度的非线性关系<sup>[1]</sup>。这种水文非线性特征, 也即水文迟滞现象, 是湖泊水文特征的重要表征之一, 对正确认识和理解湖泊水动力过程、评估生态水文状况至关重要<sup>[2]</sup>。

<sup>1</sup>收稿日期: 2021-11-02; 修回日期: 2021-12-14

基金项目: 国家自然科学基金(42071028, U2040205)

作者简介: 吴娟(1997~), 女, 硕士研究生, 主要研究方向为水文水资源。E-mail: wujuan917@email.swu.edu.cn

\*通讯作者 E-mail: yxch2500@163.com

鄱阳湖是我国第一大淡水湖，也是连接长江的吞吐型湖泊，在涵养水源、调蓄长江洪水、调节气候、降解污染物、提供生物栖息地等方面发挥着不可替代的生态服务功能。鄱阳湖年内水位及淹没范围动态变化大，呈现出典型的洪泛特性，其水域面积在丰水期可达到 4000km<sup>2</sup>，在枯水期常萎缩到不足 1000km<sup>2</sup>。“洪水一片，枯水一线”、“高水是湖，低水成河”是对此独特景观的生动写照。显著的水位波动形成了鄱阳湖区约 3000km<sup>2</sup>独特的具有洪泛性质的季节性洲滩湿地生态系统，成为各种动植物繁衍生息的优良场所和众多越冬候鸟的中转站<sup>[3]</sup>。典型的洪泛特征，也导致鄱阳湖水位与淹没动态之间关系的复杂性：即湖泊在涨、退、丰、枯各个时期的水位—面积关系显著不同，基于单个站点的简单的水位—面积统计关系模型很难准确刻画鄱阳湖区的水体淹没动态。

准确描述湖泊水位与淹没面积之间的关系对流域管理至关重要。然而，有关洪泛区水文迟滞现象的研究较少，特别是具有季节性洪泛特性的大型湖泊的水文迟滞研究十分有限<sup>[4]</sup>。此类湖泊往往水文水动力过程复杂，特别是湖泊水位季节波动显著且在短时间内变化大，导致洪泛区淹没范围和水量变化很难实时监测。前人研究中，Zhang 和 Werner<sup>[4]</sup>通过 MIKE21 构建鄱阳湖水动力模型的方式，首次揭示了鄱阳湖洪泛系统水位—面积关系的水文迟滞现象。Zhang 等<sup>[5]</sup>在此基础上，研究发现了鄱阳湖水位年内变化及其与流量关系迟滞效应的三阶段变化特征。这些研究丰富了洪泛型湖泊的水文理论，为解释鄱阳湖水情变化的成因提供了新的理论依据。然而，受湖盆地形数据精度以及模型结构等方面的制约，数值模拟结果往往存在较大的不确定性，特别是洪泛区水体在枯水季节由于较小湖泊边界的界定、水深变化、人为干扰等影响，使得模型对水体的模拟存在较大的误差。近年来，随着遥感技术的快速发展，多时相卫星遥感数据在地表生态、水文监测中发挥了重要作用。基于高时空分辨率的卫星遥感数据，可以精确提取特定时期地表水域面积<sup>[6, 7]</sup>，为研究洪泛型湖泊的淹水动态变化提供了新的办法。

近年来，长江中游地区洪旱灾害频繁，鄱阳湖区水文特征发生了一定的变化，长江与鄱阳湖之间的关系也随之不断演变<sup>[8]</sup>。另一方面，2000 年来鄱阳湖区采砂活动兴起，2003 年 6 月三峡工程蓄水运行，这意味着江湖关系又进入了新一轮的变化与调整过程<sup>[9]</sup>。受此影响，鄱阳湖水位—面积迟滞关系也发生了相应变化。基于此，本文在前人研究基础上，采用遥感数据融合重构高时空分辨率鄱阳湖淹水数据的方法，进一步研究鄱阳湖水位—面积关系的非线性特征，总结水位—面积迟滞关系的形成机制与空间差异，揭示近年来水位—面积迟滞关系的演变规律及其驱动因素，为深化通江湖泊洪泛系统水文复杂性的认识、促进湖泊生态系统的管理实践提供科学依据。

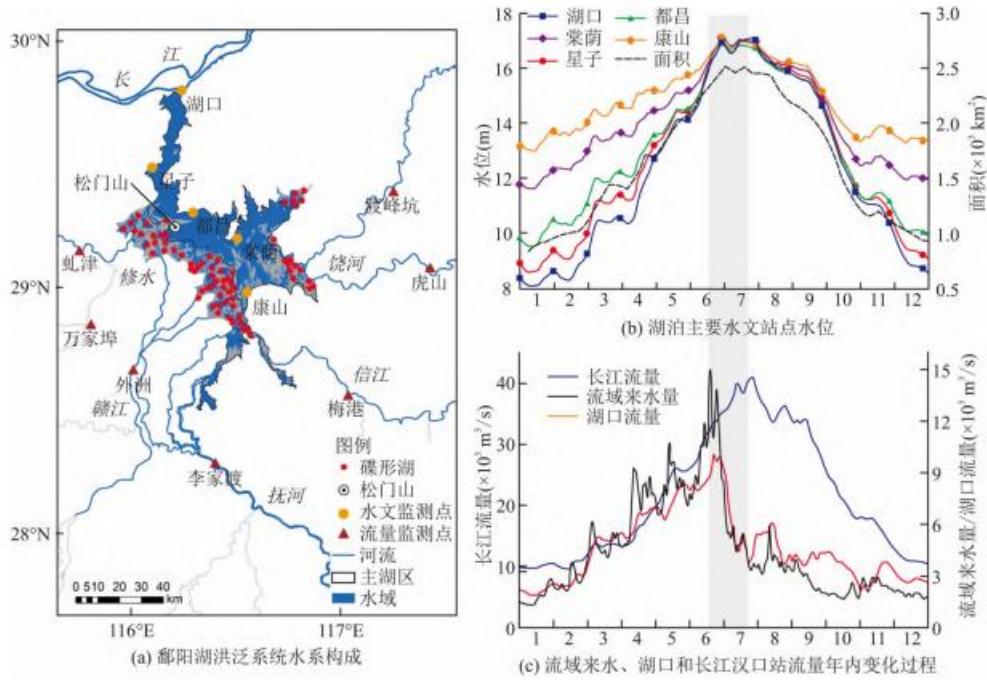


图1 鄱阳湖洪泛系统水文特征

## 1 研究区概况

鄱阳湖位于长江中下游南岸(28° 24' N~29° 46' N, 115° 49' E~116° 46' E), 是中国现存最大的淡水湖泊。该湖泊承纳赣、抚、信、饶、修等流域“五河”来水补给, 经调蓄后通过其北端的一条狭窄水道与长江自然相连(图 1a)。受入湖径流和长江洪水的双重影响, 鄱阳湖水位季节性波动显著, 年内水位落差最大可达 10m 以上(图 1b)。通常情况下, 每年 4~6 月鄱阳湖水位随五河洪水汇入而上涨; 自 7 月份开始, 流域来水迅速消退, 而长江干流正值主汛期(图 1c), 受长江中上游来水的顶托作用, 湖泊水位通常在 7 月份达到峰值, 并在随后的 8、9 月继续维持高位; 从 10 月开始, 鄱阳湖才进入稳定退水期, 11 月进入枯水期, 至翌年 3 月。水位年内变化的空间分布, 总体上为: 春季涨水过程表现为自北向南依次升高; 春末及夏季水位超过 15.0m 时, 全湖上涨; 夏末秋初, 全湖退水; 秋、冬季水位降至 15.0m 以下时, 自南向北依次退水, 湖面再次倾斜。

以松门山为界, 鄱阳湖分为南北两个部分, 其中北部湖区地势低洼狭窄, 以入江水道为主, 南部湖区平坦宽广, 存在广泛的洪泛滩地。特别是, 南部湖区河湖交错区的冲积三角洲前缘地带在湖泊低水位期间广布 77 个大小不一的季节性积水洼地—碟形湖(图 1a), 其面积从 1 到 71km<sup>2</sup> 不等, 总地表水面积为 767km<sup>2</sup>, 平均面积为 10km<sup>2</sup>[10]。碟形湖与鄱阳湖通江水体之间表现为高水位相连, 中水位相关, 低水位分离的特点[11]。以碟形湖分布的外围为界, 大致可将整个鄱阳湖区分为碟形湖区和主湖区两部分(如图 1a 所示)。

## 2 数据及方法

### 2.1 研究数据

水文数据为 2000~2018 年鄱阳湖区 5 个水文站(从北到南分别为湖口、星子、都昌、棠荫和康山)的实测逐日水位数据以及同期鄱阳湖“五河”水系 7 个主要水文控制站(虬津、万家埠、外洲、李家渡、梅港、虎山及渡峰坑)的逐日流量数据。此外, 汉口站代表长江中上游来水量, 其日流量数据时间段为 2000~2012

年,年流量数据时间段为2000~2018年。以上数据分别来自江西水文局和长江水利委员会水文局,并由其进行数据质量控制。图1a中显示了主要水文站点的位置。本文中鄱阳湖流域总来水量为“五河”七站实测流量之和通过简单的面积放大法计算而来。

遥感影像数据包括2000~2018间的Landsat(包括TM、ETM+、OLI)系列卫星多光谱遥感影像(<http://glovis.usgs.gov>),以及NASA Terra平台上MODIS地表反射率数据集(MOD09A1)(<http://reverb.echo.nasa.gov>(表1)。其中,Landsat数据空间分辨率为30m,时间分辨率为16d,每年共23景影像。由于云覆盖的影响,大大降低了Landsat数据的可用性,在研究时段内,直接获得可用Landsat影像数据275幅。MOD09A1数据集则是MODIS数据的500m地表反射率每8天的合成产品,一年共46景影像,研究时段内,共获得MODIS影像数据847幅。所有获取的Landsat和MODIS数据质量较好,所有影像数据在使用前,均在ENVI平台上进行标准化的预处理,包括投影变换、辐射定标、大气校正、以及Landsat7ETMSLC-OFF数据产品的条带处理等。

表1 研究所有遥感影像数据

数据类型	传感器类型	时空分辨率	行号/列号	获取影像数
Landsat	TM	16d, 30m	121/40	88
Landsat	ETM+	16d, 30m	121/40	141
Landsat	OLI	16d#30m	121P40	46
MOD09A1	TERRA	8d, 500m	121P40	847

## 2.2 研究方法

### 2.2.1 水体提取方法

研究中将采用单一的水体指数法提取湖泊水域面积。水体指数法是将水体反射强的波段和反射弱的波段通过比值运算构建的指数,并结合一定的阈值来提取水体信息。NDWI(Normalized Difference Water Index)是最常用的水体指数,计算公式如下:

$$NDWI = \frac{Green - NIR}{Green + NIR} \quad (1)$$

式中:NIR和Green分别表示遥感影像中近红外波和绿波段的反射率值。

### 2.2.2 ESTARFM 融合模型

凯楠<sup>[12]</sup>通过BI(先融合再计算指数)和IB(先计算指数再融合)两种融合方案用MODIS数据来预测该日的Landsat数据,并利用预测日真实的Landsat数据作为参考数据,用于评价融合数据的精度。结果表明,IB融合的结果相比于BI削弱了由于云干扰导致的图斑现象,并能够较好地反映出真实地物的细小纹理特征。基于此,本文采用IB方案进行图像的融合计算,即参与融合的输入数据是已经通过波段计算的NDWI数据。

采用ESTARFM(Enhanced Spatial and Temporal Adaptive Reflectance Fusion Model)时空数据融合模型,获取高时间、高空间分辨率的融合数据。ESTARFM模型是通过模拟日期前后至少2期的Landsat(La,

Lb) 和 MODIS (Ma, Mb) 影像以及模拟日期当日的一景 MODIS (Mp) 影像来融合重构当日的 Landsat (Lp) 影像, 模型原理见 Zhu<sup>[13]</sup> 融合流程如图 2 所示。基于 ESTARFM, 利用已有的 Landsat 系列 NDWI 与 MODIS 系列 NDWI 进行融合, 得出高空间分辨率 (30m) NDWI 数据。最终, 利用融合后的 NDWI 对 Landsat 系列 NDWI 进行插补, 构建自 2000 年以来完整、连续的高时空分辨率 (8d, 30m) NDWI 数据集。

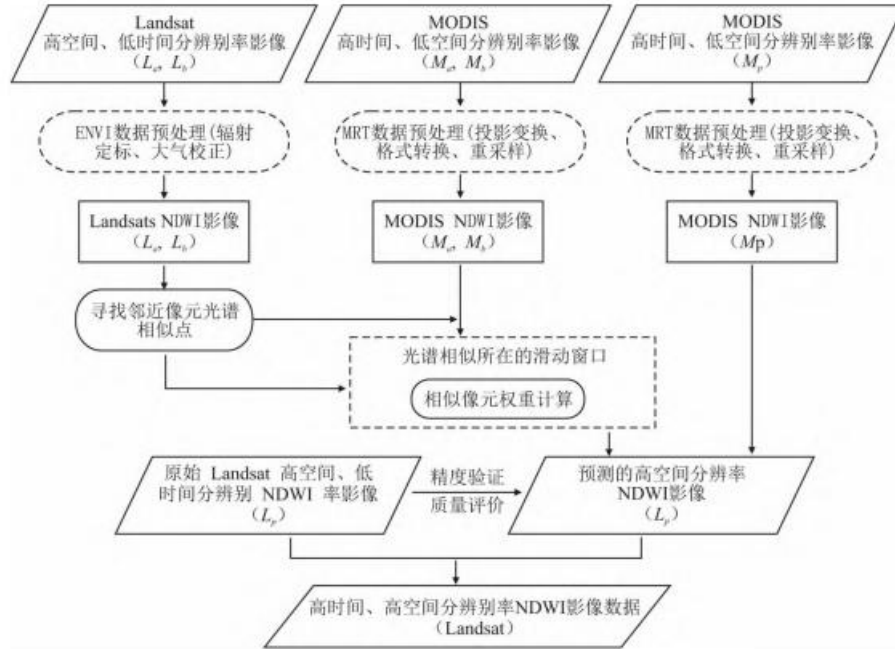


图 2 ESTARFM 时空数据融合流程

本文利用 ESTARFM 模型重构了 2000~2018 年间缺失的遥感影像数据 599 景, 并对融合后的影像数据与真实的 Landsat 影像数据进行了精度验证: 利用影像相减法将真实的 Landsat 和 ESTARFM 融合的影像的水体指数 NDWI 进行相减, 得出融合前后数据之间的误差。结果表明, 融合后的影像数据与真实的 Landsat 数据在计算水体 NDWI 上的准确度为 92.7%, 精度较高。

### 2.2.3 迟滞度计算

湖泊水位—面积迟滞现象的程度, 即迟滞度, 通过计算水体的水位—面积绳套关系曲线的面积并以无量纲形式进行量化<sup>[14]</sup>。首先, 对水位—面积绳套关系曲线的两个变量进行归一化处理<sup>[15]</sup>, 然后, 计算归一化后绳套关系曲线的面积。具体公式如下:

$$h = \frac{H - H_{\min}}{H_{\max} - H_{\min}} \quad (2)$$

$$a = \frac{A - a_{\min}}{a_{\max} - a_{\min}} \quad (3)$$

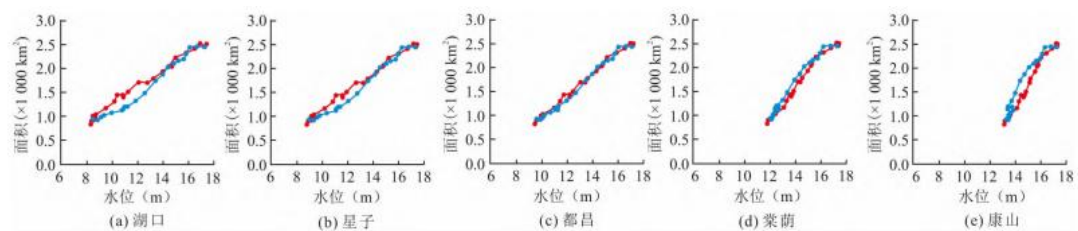
$$\eta = \left| \left( \int_0^1 a_{(h)} \cdot dh - \int_1^0 a_{(a)} \cdot dh \right) \right| \quad (4)$$

(2) (3) (4) 三式中:  $H$  为湖泊水位 (m);  $A$  表示湖泊淹没面积 ( $\text{km}^2$ ); 下标  $\min$  和  $\max$  分别代表  $H$  和  $A$  时间序列的最小值和最大值;  $h$  为湖泊水位的归一化变量;  $a$  是湖泊淹没面积的归一化变量;  $\eta$  是迟滞度; 下标  $u$  和  $d$  分别表示绳套曲线的上升段和下降段。迟滞度  $\eta$  越大, 表明绳套曲线的环路越大, 湖泊淹没面积的动态变化越大; 相反,  $\eta$  越小, 绳套曲线的环路越小, 湖泊淹没面积的动态变化越小;  $\eta$  等于 0, 表示湖泊水位—面积呈现出一种高度稳定的线性关系。

### 3 结果分析

#### 3.1 基本特征及空间差异

研究表明, 鄱阳湖所有 5 个站点的水位—面积关系均存在明显的迟滞现象。如图 3 所示, 位于北部湖区的湖口和星子站以及中部的都昌站, 其水位—面积关系呈现明显的顺时针迟滞现象(即, 在给定水位条件下, 湖泊淹没面积在水位上升阶段大于水位下降阶段); 位于南部湖区的棠荫和康山站, 呈现出逆时针迟滞现象(即, 在给定水位条件下, 湖泊淹没面积在水位上升阶段小于水位下降阶段)。此外, 图 3 进一步显示, 鄱阳湖水位—面积迟滞关系曲线并不平滑, 存在局部的交叉现象, 但是该关系在 14m 以下的湖口和星子站水位, 以及 13~16m 之间的棠荫和康山站表现最为突出。基于迟滞度的计算可知(表 2), 鄱阳湖水位—面积迟滞现象在湖泊中部的都昌站表现最弱, 往南和往北均不断增强。其中, 位于湖泊最南边的康山站水位—面积关系的迟滞度最大, 其次是湖口站、星子站和棠荫站。



注: 红色和蓝色散点分别代表水位上升和下降的特征点

图 3 鄱阳湖不同水文站水位—面积迟滞关系

表 2 不同水文站水位—面积迟滞现象的迟滞度及迟滞方向

站点	迟滞度	方向
湖口	0.0748	顺时针
星子	0.0506	顺时针
都昌	0.0116	顺时针
棠荫	0.0424	逆时针
康山	0.1042	逆时针

#### 3.2 形成机制及影响因素

##### 3.2.1 逆时针迟滞形成机制

鄱阳湖湖盆地形自南向北倾斜, 南部湖区地势较高, 地形开阔, 洪泛湿地广泛发育。通常情况下, 鄱阳湖在枯水季节表现出典型的河相特征, 特别是在水位最低的冬季, 流域“五河”来水在南部湖区内分别沿着特定的河床向下游推进。在春季湖泊水位上升阶段, 由于流域来水的不断增加, 大量入湖径流沿湖内

“五河”河床形成一条主流带，因水位快速上涨导致向两侧滩地漫流，形成典型的洪泛现象；与此相反，在湖泊退水阶段，洪泛滩地水位要高于“五河”出流水道水位并向湖泊下游排水(图 4a)。因此，相对于水位上升期，给定水位条件下，退水期的湖水淹没范围更大，从而形成了南部湖区以荣荫和康山站为代表的典型的逆时针水位—面积迟滞关系。这一过程与河漫滩系统的洪水淹没过程类似<sup>[16]</sup>，其迟滞度大小主要受上游来水量多少及其变化影响。

### 3.2.2 顺时针迟滞形成机制

然而，在鄱阳湖湖泊—洪泛湿地系统中，存在显著的回水效应，即在某些情况下(主要是水位上涨阶段)，湖泊洪泛区在主湖区之前接受流域来水，然后再排放到下游主湖区<sup>[4]</sup>。在这种情况下，湖泊涨水期间，根据水流方向，位于下游的主湖区水位要低于周边洪泛区的水位(图 4b)。与此同时，由于接受了洪泛区的排水，下游主湖区出现了更高的水位上升率(图 1b 可以看出)。在退水期间，由于流域来水的大幅减少，洪泛区大量排水，滩地显露(图 4b)。随后，由于洪泛区排水量的减少，湖泊北部和中部地区的水位逐渐下降，淹水面积也逐渐萎缩。因此，在给定水位条件下，由于洪泛湿地排水和湖泊水位下降之间的时间差，导致了位于湖泊下游主湖区的水文站(湖口、星子、都昌)在同水位条件下退水期间湖泊淹没面积小于涨水期间的淹没面积，呈现出顺时针水位—面积迟滞现象。这种顺时针迟滞现象，可归结为典型的湖泊—洪泛区系统水文特征<sup>[4]</sup>。

### 3.2.3 影响因素

流域来水和长江径流峰值之间的时间滞后导致的流域来水和长江径流对鄱阳湖水体相对作用的差异在鄱阳湖水位—面积迟滞关系的发展中起着关键作用。通常情况下，长江中上游来水峰值一般比流域来水峰值滞后 1~2 个月(如图 1c 中灰色阴影区域)。在此过程中，流域来水迅速减少，而长江来水稳步上升。一旦长江洪峰过境，流域来水的减少速度更加缓慢。在流域来水达到峰值后，长江作用逐渐增强，其对鄱阳湖出流的顶托作用对湖泊下游水位和面积产生了明显的控制作用<sup>[17, 18]</sup>。受此影响，鄱阳湖淹水面积表现出在涨水期从北向南(即从下游到上游)扩张，而在退水期从南向北萎缩的过程<sup>[7]</sup>。图 1b 中显示 10 月份期间，鄱阳湖上游荣荫和康山站点的水位大幅回落期间，下游的都昌、星子和湖口站的水位仍然保持基本一致，湖泊维持相对水平的水面。因此，相对于水位上升期，流域来水和长江流量之间的时滞导致湖泊下游站点水位在下降期间的淹没面积相对湖水上升间期要小的多。

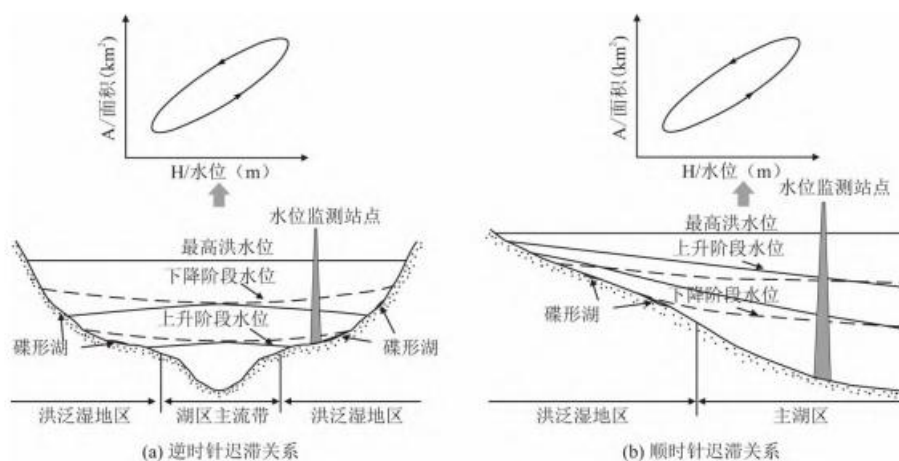
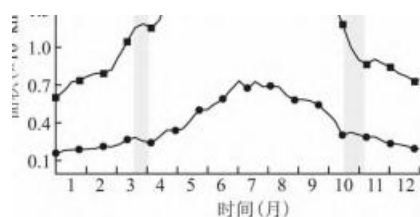


图 4 鄱阳湖水位—面积迟滞关系形成机制概念图

鄱阳湖湖盆形状对水位—面积关系间的迟滞现象起到重要的促进作用。鄱阳湖上游区域比下游区域更宽，东西跨度更大，上游区域主要决定湖面面积的变化趋势。由于大部分洪泛区域在湖泊下游部分之前接收流域来水，造成了上游洪泛区遭受流域来水填充和湖泊中下游水位上升之间的时间滞后。因此，棠荫、康山等湖泊上游站点的水位—面积关系将根据洪泛湿地区的淹没面积和流域来水的增加做出响应，而湖泊中下游站点的水位—面积关系主要受回水效应以及流域来水通过系统和鄱阳湖填充相关的延迟影响表现出明显的迟滞<sup>[4]</sup>。在此过程中，湖区下垫面特别是洪泛区内的植被对水流阻力的影响也起到一定作用<sup>[4]</sup>。这就造成了下游湖泊站(如湖口站)比上游湖泊站(如康山站)具有更大的水位—面积迟滞度。

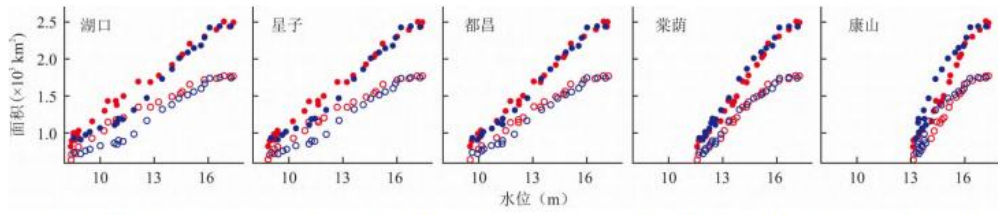


主湖区与碟形湖区水体淹没面积的年内变化  
i Intra-annual variation of inundation area in main lake and seasonal lakes

### 3.3 碟形湖区淹水面积及其影响

本文计算表明，主湖区与碟形湖区水体淹没面积多年平均值分别为 1232 和 392km<sup>2</sup>，碟形湖区的淹没面积占整个鄱阳湖区总淹没面积的 24%。两者在年内具有相似的波动变化规律(图 5)，其中主湖区水域面积随鄱阳湖水位上升和下降呈现出较大波动，而碟形湖区水域面积波动相对较小。此外，图 5 中存在两处细节(图中灰色区域):3 月底的时候，当主湖区水域面积呈增加趋势的时候，碟形湖区的水域面积有一个减小的过程;10 月份鄱阳湖退水过程中，碟形湖区水域面积快速降低并在随后的时间里保持稳定缓慢下降，而主湖区自 10 月份开始的水域面积快速下降过程要一直延续到 11 月份。碟形湖水域面积的这种变化特征与其自然动态和人为干扰有很大关系。通常情况下，在鄱阳湖退水期，随着洪泛区的排水，湿地洲滩逐渐出露，大量零星分布的碟形湖泊开始形成。这些碟形湖泊大部分自然滞留水体，另有相当一部分被当地的渔民筑堤拦水养殖并能较长时间的维持水面。在此过程中，位于碟形湖区下游的主湖区因水位下降导致水域面积持续减小。在鄱阳湖涨水期，大量碟形湖在涨水前(4 月份)就被渔民放水捕鱼，导致这段时间内碟形湖区水域面积异常减小<sup>[19]</sup>。

碟形湖的广泛存在对鄱阳湖水位—面积迟滞关系具有重要影响。图 6 结果显示，相对于整个湖区的水位—面积迟滞关系绳套曲线，不考虑碟形湖淹没面积的情况下，主湖区的水位—面积迟滞关系绳套曲线均向右下方偏移。对于下游站(湖口、星子、都昌)来说，绳套曲线闭环面积变大，迟滞程度增大，而基于上游站(棠荫、康山)的绳套曲线闭环面积变小，迟滞程度减小。表 3 的统计结果定量表明了碟形湖对鄱阳湖水位—面积迟滞现象的影响结果。根据前面鄱阳湖水位—面积迟滞现象的形成机制可知，对上游站点而言，广泛分布于洪泛湿地内的众多碟形湖，在退水期间滞留部分水体，增大了给定水位条件下湖水淹没范围，从而增大了水位—面积关系迟滞度。对于下游站点的水位—面积迟滞关系，碟形湖本身蓄水量向下游湖体排放的回水效应具有重要影响。Zhang 等<sup>[4]</sup>的研究表明，鄱阳湖洪泛区蓄水量从 2 月开始不断增加，至 6 月初的时候甚至超过了湖泊永久淹没区的蓄水量，在 6~8 月，该湖的大部分蓄水量位于洪泛区域，最高可达总蓄水量的 57%。尽管本研究中的碟形湖区的面积和蓄水量相对于整个湖泊洪泛区要小，但是碟形湖的存在增大了退水期间洪泛区的排水量，导致给定水位条件下相对较大的湖泊淹没面积，从而减小水位—面积关系迟滞度。

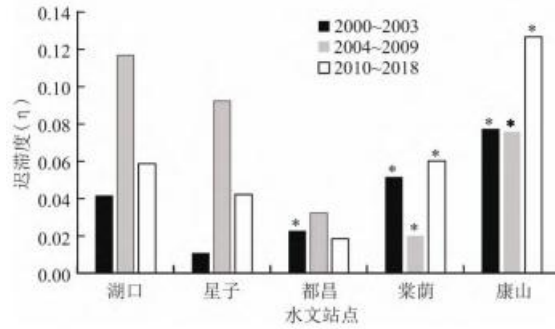


注：红色和蓝色散点分别代表水位上升和下降的特征点；实心散点和空心散点分别代表整个湖区的水位-面积迟滞曲线和主湖区的水位-面积迟滞曲线。

图6 碟形湖对水位-面积迟滞度的影响

表3 主湖区和整个湖区水位-面积关系迟滞度对比

	湖口	星子	都昌	棠荫	康山
主湖区	0.1247	0.0989	0.0563	0.0017	0.0653
整个湖区	0.0748	0.0506	0.0116	0.0424	0.1042
变化	减小	减小	减小	增大	增大



注 “\*”表示逆时针迟滞

图7 不同时期内鄱阳湖主要水文站水位-面积关系迟滞度变化

### 3.4 演变规律及驱动因素

近几十年来，由于区域气候变化、人类活动作用以及长江上游大型水利工程等因素的影响，江湖关系出现了重大调整，引起鄱阳湖区不同站点的水位-面积迟滞关系也发生了相应变化。图7显示了长江三峡工程多阶段实验性蓄水前后3个不同时期内鄱阳湖主要水文站水位-面积关系迟滞度变化。由图可知，2000~2003年，星子站水位-面积关系迟滞度最小，沿湖区往南都昌、棠荫和康山站迟滞度依次增大且为逆时针迟滞关系，而其北部的湖口站的迟滞度要大于星子和都昌站。2004~2009年，湖口、星子和都昌站水位-面积关系迟滞度明显增大，且都昌站迟滞关系已转变为顺时针方向。与此相反，棠荫、康山站迟滞度略有减小，此段时间内棠荫站的迟滞度是所有站点中最小的。进入2010~2018年，各站点水位-面积关系迟滞度又呈现出新的变化特征，湖口、星子和都昌站迟滞度相对于前个时段明显减小，而棠荫和康山站的迟滞度则明显增大，5个站点中都昌站水位-面积关系迟滞度最小。

鄱阳湖区不同站点的水位-面积迟滞关系演变过程主要受湖泊本身泄流能力和流域来水变化的影响。2003年以前，三峡工程尚未建成运行，长江干流与湖泊之间整体处于一种自然的水力联系状态。另一方面，此时湖内的采砂活动刚刚兴起，鄱阳湖水位和淹水面积变化受人类活动影响相对较小。由于2000~2003年鄱阳湖湖盆存在明显的地形梯度，长江对鄱阳湖的顶托作用沿湖盆从北向南不断减小，流域来水的作用则

不断增大。星子站此时迟滞度最小,表明长江和流域来水的相对作用在此处达到一种相对平衡状态,湖水淹没面积与水位之间的关系较为稳定。都昌站此时与其南部的棠荫和康山站类似,其水位一面积关系更多受流域来水作用的影响表现出洪泛湿地的特性(漫滩效应)。

2004~2009年,长江中上游汉口站的来水量由2000~2003年23000减小到20600m<sup>3</sup>/s左右(图8),导致长江对鄱阳湖顶托作用的相对减小。其次,随着2003~2009年三峡工程的建成以及多阶段蓄水运行,长江中下游河道侵蚀下切严重,从整体上减小了长江对鄱阳湖的顶托作用<sup>[20]</sup>。与以上两种原因相比,2004~2009年大规模采砂活动对鄱阳湖湖盆变化的影响,是加剧鄱阳湖泄流能力的关键因素。自2000年长江主河道全面禁止采砂后,大量采砂船涌入位于长江中下游的鄱阳湖和赣江<sup>[21]</sup>。在持续采砂和水流冲刷等因素的影响下,鄱阳湖入江水道下切侵蚀严重,北部湖区的湖口—星子—都昌之间的湖盆地形梯度差异不断减小,南部湖区的都昌—棠荫—康山一线则相对增大<sup>[22~24]</sup>。受此影响,鄱阳湖的泄流能力显著增强,特别是枯季湖水流速增加,主湖区水体外泄加速<sup>[25]</sup>。

鄱阳湖泄流能力(特别是退水期间)的显著增强,将引起流域来水通过鄱阳湖洪泛区和填充湖泊时间的缩短,湖泊下游站点(北部主湖区)水位受洪泛区回水效应的影响减弱,从而导致湖泊在水位下降期间的淹没面积相对湖水上升期间明显减小,迟滞度增大。由于湖口—星子—都昌之间的湖盆地形梯度差异减小乃至基本消失,都昌站受长江来水的顶托作用相对增强,其水位一面积迟滞关系开始转变为顺时针方向,与湖口和星子站的迟滞关系方向一致。这即是2004~2009年,湖口、星子和都昌站水位一面积关系迟滞度明显增大、以及都昌站迟滞关系方向转变的主要原因。对于湖泊上游的棠荫和康山等站点,因其迟滞现象主要受漫滩效应的影响,其迟滞度大小更多受流域来水的多少及其变化影响。图8所示,2004~2009年流域来水量相对2000~2003年有所减少,是引起该区域水位一面积关系迟滞度下降的主要原因。2010~2018年,长江汉口站来水量平均值为21970m<sup>3</sup>/s,相对2004~2009年增加不少,导致长江对鄱阳湖的顶托作用增强,引起湖口、星子和都昌站水位一面积关系迟滞度的下降。同样,流域来水量在2010~2018年明显增大,必将引起棠荫和康山站水位一面积关系迟滞度的大幅增加。

## 4 结论

本文利用ESTRAFM模型从多时相的遥感数据构建了高时空分辨率(8d, 30m)的鄱阳湖区淹水面积数据,并结合实测水位数据,研究分析了鄱阳湖水位一面积迟滞关系的非线性特征、空间差异、形成机制以及演变规律,得到以下结论:

(1) 鄱阳湖区5个水文站的水位一面积关系均存在明显的迟滞现象。其中位于湖泊北部和中部的湖口、星子和都昌站表现为顺时针迟滞现象,湖泊南部的棠荫和康山站表现为逆时针迟滞现象。都昌站水位一面积关系迟滞度最小,以此往南和往北各站点迟滞度均呈增大趋势。

(2) 鄱阳湖水位一面积迟滞关系中同时存在逆时针和顺时针两种迟滞形式,其形成机制主要归因于湖泊上下游表现的河、湖相洪泛特征以及汇、排水过程的差异。流域来水和长江径流峰值之间的时间滞后导致的流域来水和长江径流对鄱阳湖水体相对作用的差异在鄱阳湖水位一面积迟滞关系的发展中起着关键作用,而鄱阳湖湖盆形状对此起到重要的促进作用。

(3) 鄱阳湖洪泛湿地区广泛存在的碟形湖对鄱阳湖水位一面积迟滞关系具有重要影响。对上游站点而言,碟形湖在退水期间滞留部分水体,增大了给定水位条件下湖水淹没范围,从而增大了水位一面积关系迟滞度。对于下游站点而言,碟形湖的存在增大了退水期间洪泛区的排水量,导致给定水位条件下相对较大的湖泊淹没面积,从而减小水位一面积关系迟滞度。

(4) 鄱阳湖区不同站点的水位—面积迟滞关系具有随时间变化的特点。2000~2003、2004~2009 和 2010~2018 年,以湖口、星子和都昌站为代表的北部湖区的水位—面积关系迟滞度呈现出先增大后减小的过程,而荣荫和康山站为代表的南部湖区则呈现出先减小后增大的过程。不同站点的水位—面积迟滞关系的演变过程主要受区域气候变化、湖区采砂活动以及三峡工程建成运行等造成的湖泊本身泄流能力和流域来水变化的影响。

#### 参考文献:

[1] RUDORFF C M, MELACK J M, BATES P D. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 2. Seasonal and interannual hydrological variability[J]. *Water Resources Research*, 2014, 50( 1) : 635—649.

[2] ZURBR GG R, WAMULUME J, KAMANGA R, et al. River floodplain exchange and its effects on the fluvial oxygen regime in a large tropical river system (Kafue Flats, Zambia) [J]. *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, 2012, 117( G3) .

[3] 谭志强, 许秀丽, 李云良, 等. 长江中游大型通江湖泊湿地景观格局演变特征 [J]. *长江流域资源与环境*, 2017, 26(10):1619—1629.

[4] ZHANG Q, WERNER A D. Hysteretic relationships in inundation dynamics for a large lake-floodplain system [J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 527: 160—171.

[5] ZHANG X L, ZHANG Q, WERNER A D, et al. Characteristics and causal factors of hysteresis in the hydrodynamics of a large floodplain system: Poyang Lake (China) [J]. *Journal of Hydrology*, 2017, 553: 574—583.

[6] WU G P, LIU Y B. Capturing variations in inundation with satellite remote sensing in a morphologically complex, large lake [J]. *Journal of Hydrology*, 2015, 523: 14—23.

[7] 柯文莉, 陈成忠, 吉红霞, 等. 洞庭湖水面面积与城陵矶水位之间的绳套关系 [J]. *湖泊科学*, 2017, 29(3):753—764.

[8] 万荣荣, 杨桂山, 王晓龙, 等. 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.

[9] YE X C, LIU F H, ZHANG Z X, et al. Quantifying the impact of compounding influencing factors to the water level decline of China's largest freshwater lake [J]. *Journal of Water Resources Planning and Management*, 2020, 146( 6) : 05020006.

[10] TAN Z Q, LI Y L, XU X L, et al. Mapping inundation dynamics in a heterogeneous floodplain: Insights from integrating observations and modeling approach [J]. *Journal of Hydrology*, 2019, 572: 148—159.

[11] 吴英豪, 纪伟涛. 江西省鄱阳湖国家级自然保护区研究

[M]. 北京:中国林业出版社, 2002.

[12] 凯楠. 基于时空分辨率融合的延河流域植被季节变化分析 [D]. 西北大学, 2018.

[13] ZHU X L, CHEN J, GAO F, et al. An enhanced spatial and temporal adaptive reflectance fusion model for complex heterogeneous regions[J]. Remote Sensing of Environment, 2010, 114( 11) : 2610—2623.

[14] NORBIATO D, BORGAM. Analysis of hysteretic behaviour of a hillslope-storage kinematic wave model for subsurface flow [J]. Advances in Water Resources, 2008, 31( 1) : 118—131.

[15] MISHRA S K, SETH S M. Use of hysteresis for defining the nature of flood wave propagation in natural channels [J]. Hydrological Sciences Journal, 1996, 41( 2) : 153—170.

[16] RUDORFF C M, MELACK J M, BATES P D. Flooding dynamics on the lower Amazon floodplain: 1. Hydraulic controls on water elevation, inundation extent, and river-floodplain discharge [J]. Water Resources Research, 2014, 50( 1) : 619 —634.

[17] HU Q, FENG S, GUO H, et al. Interactions of the Yangtze river flow and hydrologic processes of the Poyang Lake, China [J]. Journal of Hydrology, 2007, 347( 1—2) : 90—100.

[18] ZHANG Q, LI L, WANG Y G, et al. Has the Three-Gorges Dam made the Poyang Lake wetlands wetter and drier? [J]. Geophysical Research Letters, 2012, 39( 20) .

[19] 汪丹, 王点, 齐述华. 鄱阳湖水位—淹水面积关系不确定性的分析 [J]. 长江流域资源与环境, 2016, 25(S1):95—102.

[20] GUO H, HU Q, ZHANG Q, et al. Effects of the Three Gorges Dam on Yangtze River flow and river interaction with Poyang Lake, China: 2003 — 2008 [J]. Journal of Hydrology, 2012, 416: 19—27.

[21] 江丰, 齐述华, 廖富强, 等. 2001—2010年鄱阳湖采砂规模及其水文泥沙效应 [J]. 地理学报, 2015, 70(5):837—845.

[22] 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):1265—1273.

[23] YE X C, XU C Y, ZHANG Q, et al. Quantifying the human induced water level decline of China's largest freshwater lake from the changing underlying surface in the lake region [J]. Water Resources Management, 2018, 32( 4) : 1467—1482.

[25] LAI X J, SHANKMAN D, HUBER C, et al. Sand mining and increasing Poyang Lake's discharge ability: A reassessment of causes for lake decline in China [J]. Journal of Hydrology, 2014, 519: 1698—1706.