

# 藏东南易贡湖历史水面形态重构及演化过程分析

庄春义<sup>1</sup>, 唐琦<sup>2</sup>, 冀前锋<sup>3</sup>, 李克锋<sup>3</sup>

(1. 四川省水利科学研究院, 四川 成都 610072; 2. 四川水发勘测设计研究院有限公司, 四川 成都 610072;  
3. 四川大学水力学与山区河流开发保护国家重点实验室, 四川 成都 610065)

**摘要:**近年来青藏高原湖泊呈持续扩张趋势,泥石流、冰湖溃决等自然灾害发生频率与强度不断增加,给该地区及下游区域的水资源管理、水灾害防治和可持续发展带来一系列重大挑战。对此,建立藏东南易贡湖高原水体指数模型(TNDWI),收集整理1101景遥感影像,重构易贡湖1986~2020年35年水面形态,并分析湖泊历史水面形态演化过程。结果表明,TNDWI对高原水体分类的用户精度均高于96.70%,总体精度均超过98.75%,Kappa系数介于0.972~0.992,分类精度与一致性优于传统水体指数法;2000年堰塞湖溃决对易贡湖水面形态的演化过程影响显著,溃决后水面面积由 $14.44 \pm 2.70 \text{ km}^2$ 显著萎缩至 $10.99 \pm 1.94 \text{ km}^2$ ( $P < 0.001$ );Mann-Kendall突变检验表明,水面形态演化过程的突变节点发生在2000年(枯水期除外);Morlet小波周期分析结果表明,水面面积的周期性振荡规律在2000年以后呈衰弱趋势。研究结果克服了高海拔堰塞湖监测资料缺失问题,为易贡湖生态修复与综合治理提供了数据基础,为该类型区域的生态环境状况定量研究提供了新思路。

**关键词:** 易贡湖; 堰塞湖溃决; 遥感影像; 水面形态; 演化过程

**中图分类号:** TV21 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-7709(2023)07-0027-05

## 1 概况

易贡湖位于易贡藏布下游河谷地带,属林芝市波密县。湖区地处伯舒拉岭、南迦巴瓦峰与冈底斯山脉中间<sup>[1]</sup>,海拔约2200 m。易贡藏布流域及水系分布见图1。该区域地形起伏大,垂直分带明显,山顶冰蚀地貌发育,地质活动较为活

跃<sup>[2]</sup>。易贡湖曾是藏东南第三大湖泊<sup>[3]</sup>,湖泊形成与消亡皆起源于地质灾害。1902年藏历7月,易贡藏布左岸扎木弄沟一次性下泄 $6 \times 10^8 \text{ m}^3$ 松散堆积物堵塞河谷,由此形成易贡湖<sup>[4]</sup>。在形成至消亡的100年内,扎木弄沟先后发生4次规模较大的泥石流灾害。2000年4月9日,扎木弄沟再次发生特大型山体崩塌滑坡<sup>[5]</sup>,滑坡体体积达 $3 \times 10^8 \text{ m}^3$ <sup>[6]</sup>,体积、滑程及规模居国内首位、亚洲第一、世界第三<sup>[7]</sup>。6月10日,易贡湖下游河谷堵塞63天后,易贡堰塞湖发生溃决<sup>[8]</sup>,溃决洪水不仅冲垮了2000年新堆积体,还冲开100年前的旧堆积体。易贡堰塞湖溃决后湖水位急剧下降,湖区已由湖相变为河相,河床裸露,生态系统逐渐退化。对藏东南及下游地区的水资源管理、水灾害防治和可持续发展带来一系列重大挑战<sup>[9]</sup>。然而,青藏高原地区自然条件恶劣、基础设施相对落后、人烟稀少,难以根据现场调查掌握湖泊的动态变化情况<sup>[10]</sup>。为克服高海拔堰塞湖监测资料缺失问题,拟采用卫星遥感数据提取易贡湖水体信

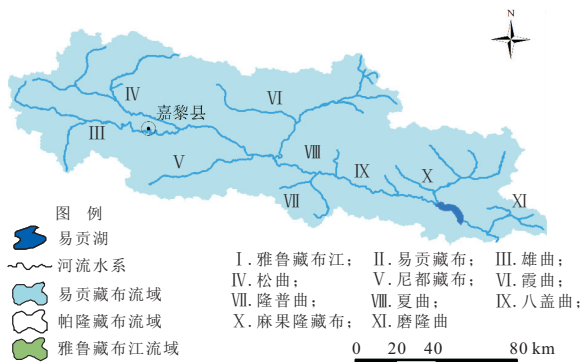


图1 易贡藏布流域概况及水系分布图

Fig. 1 Watershed overview and river system distribution of the Yigong River

收稿日期: 2023-01-16, 修回日期: 2023-02-27

基金项目: 国家自然科学基金项目(U2240212)

作者简介: 庄春义(1980-),男,硕士、高级工程师,研究方向为水资源利用与保护,E-mail: zhuangchunyi@126.com

通讯作者: 李克锋(1965-),男,博士、研究员,研究方向为环境水力学、生态水力学,E-mail: kefengli@scu.edu.cn

息,以期定量研究易贡堰塞湖水面形态重构及演化过程。

## 2 数据与方法

### 2.1 数据来源及处理

选取 1986~2020 年共 35 年的 Landsat 系列卫星影像数据,遥感影像数据下载自美国地质勘探局 USGS (<https://earthexplorer.usgs.gov/>) Collection1-L1 系统级地形纠正数据集,条带号为 135/39。共收集 Landsat-5、Landsat-7、Landsat-8 卫星影像 1 101 景,剔除云量较大、难以分辨识别的图片后,保留 146 景。采用 ENVI 软件提取遥感影像数据的水体信息,并对影像进行辐射定标、大气校正、几何校正及图像裁剪等预处理工作。以人工目视解译结果为基准,将水体的分类结果与标准分类结果建立混淆矩阵,并计算用户精度、总体精度、Kappa 系数。利用 ArcGIS 软件分类整理水面形态矢量数据,并分析演化过程,空间数据的投影坐标均采用 WGS\_1984\_UTM\_Zone\_46N。

### 2.2 研究方法

#### 2.2.1 水体指数法

通常使用水体指数法快速提取单一水体信息,其中以归一化差分水体指数 ( $N_{NDWI}$ ) 与改进的归一化差分水体指数 ( $M_{MNDWI}$ ) 的应用频次最高<sup>[11,12]</sup>。计算公式分别为:

$$N_{NDWI} = (G_{Green} - N_{NIR}) / (G_{Green} + N_{NIR}) \quad (1)$$

$$M_{MNDWI} = (G_{Green} - S_{SWIR}) / (G_{Green} + S_{SWIR}) \quad (2)$$

式中,  $G_{Green}$  为绿光波段的反射率;  $N_{NIR}$  为近红外波段的反射率;  $S_{SWIR}$  为短波红外波段的反射率。

在 Landsat TM/ETM<sup>+</sup> 平台中,  $G_{Green}$ 、 $N_{NIR}$ 、 $S_{SWIR}$  分别为 2、4、5 波段,在 Landsat OLI 和 TIRS 平台中,  $G_{Green}$ 、 $N_{NIR}$ 、 $S_{SWIR}$  分别为 3、5、6 波段。

#### 2.2.2 高原水体指数模型(TNDWI)

高原水体指数模型(TNDWI)基于 MNDWI,结合决策树机制与分类法,实现对高原地区水体的快速、高精度识别。TNDWI 提取过程见图 2。首先对预处理后的影像数据采用 MNDWI 进行波段运算;其次,通过决策树对运算结果进行二值化处理,提取辫状河道的主河槽;然后,使用 ISODATA 法对灰度图进行全分类,根据类别匹配完成支沟、浅滩水域的精细化提取;最后,基于 ArcGIS 将主河道、支沟及浅滩水域合并,并批量剔除冰川与山体阴影,完成图像的修正。

#### 2.2.3 提取精度评价指标

采用混淆矩阵进行精度验证。以人工目视解译结果为基准,分别对提取结果计算用户精度、总

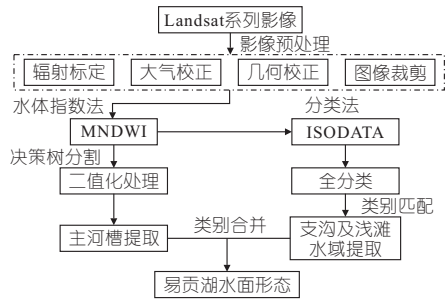


图 2 TNDWI 水体提取技术路线

Fig. 2 TNDWI technical route

体精度、Kappa 系数。用户精度指单一类别分类后,被正确分类的像元数与该类别总像元数之比。总体精度指包括所有被正确分类的像元数与真实值的总像元数之比,总体精度越高,总体提取效果越好。Kappa 系数  $K$  用于评价分类结果的一致性与可信度,其实质是实际一致性与非机遇一致性之比,其值域在  $[-1, 1]$  之间,值越高表示结果的一致性越强,计算公式为:

$$K = \frac{N \sum_k x_{kk} - \sum_k (x_{k\Sigma} x_{\Sigma k})}{N^2 - \sum_k (x_{k\Sigma} x_{\Sigma k})} \quad (3)$$

式中,  $N$  为样本的像元总数;  $x_{kk}$  为混淆矩阵对角线元素,即各类地物被正确分类的像元个数;  $x_{k\Sigma}$ 、 $x_{\Sigma k}$  为混淆矩阵各行、各列之和。

本研究遥感影像分辨率为 30 m,因此在精度验证时,单个像元大小确定为 30 m×30 m。

## 3 结果与分析

### 3.1 提取方法精度验证

为验证 TNDWI 对研究区域水面形态的识别精确度,从 Landsat-5、Landsat-7、Landsat-8 卫星影像数据集各取 1 景,分别使用 NDWI、MNDWI 与 TNDWI 识别水面形态,并对提取结果进行精度验证。为突出各方法对高海拔地区水面形态的识别精度,选取易贡湖平水期(5、10 月),即滩地较多、辫状河道最明显的月份。考虑 NDWI 与 MNDWI 易将冰雪错误识别为水体,平水期湖区周边存在山体阴影与部分冰川,易造成精度计算结果严重偏低。因此在精度计算前,依据易贡湖矢量边界,剔除湖区以外的山体及冰雪区域,实现对 NDWI、MNDWI 提取结果的初步修正。

结果表明,人为剔除阴影、冰雪影响后的 NDWI、MNDWI 提取精度较低,对水体分类的用户精度介于 80.43%~99.90%,仅能够识别主河槽,多数浅滩水域无法识别,提取的水体面积较真实值偏小;总体精度介于 90.76%~96.71%,NDWI 分类结果提取的水体信息比较细碎,提取

的像元数量最少, MNDWI 分类结果的总体精度整体高于 NDWI, 但 MNDWI 更易将非水体地物识别为水体; 两者 Kappa 系数介于 0.769 ~ 0.918, 同一水质指数法呈现出卫星传感器越新, 分类精度越高, 一致性越好。

对于不同平台的遥感影像, TNDWI 分类精度与一致性均优于传统的 NDWI、MNDWI 水体指数法。对水体分类的正确率介于 96.70% ~ 99.57%, 总体精度均超过 98.75%, Kappa 系数介于 0.972 ~ 0.992, 解译结果与验证样本真实值具有高度一致性。相较于 2 个传统水体指数法, TNDWI 提取水体真实像元的数量最多, 对非水体地物识别的准确性优于 MNDWI, 且不同影像拍摄平台对分类精度的影响较小。因此, 采用 TNDWI 提取水体信息, 实现易贡湖历史水面形态重构。

### 3.2 水面形态提取结果

通过 USGS 网站收集遥感影像共 1 101 景, 按照丰、平、枯水期对影像进行筛选, 并剔除云量较大、难以分辨识别的卫星图片后, 共保留 146 景。使用 ArcGIS 对提取结果进行面积计算, 水面形态矢量结果以个人地理数据库的形式进行整理, 得到历史水面面积变化曲线(图 3)。

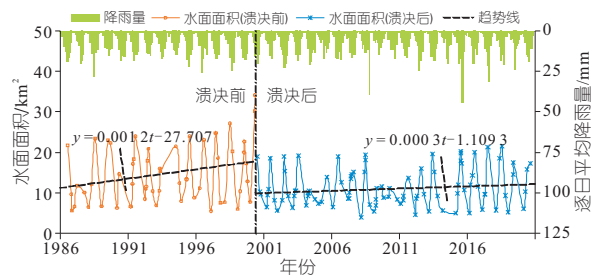


图 3 易贡湖历史水面面积变化曲线

Fig. 3 Water surface area change curve of Yigong Lake

湖区水面面积在溃决前后差异明显。2000 年堰塞湖溃决前, 易贡湖水面面积以  $0.44 \text{ km}^2/\text{a}$  的速率呈逐年增长趋势; 溃决后, 面积变化曲线峰值骤降, 增长速率趋势放缓 ( $0.11 \text{ km}^2/\text{a}$ )。对水面面积采用单因素 ANOVA 方差分析, 结果表明易贡湖溃决前湖区水面面积为  $14.44 \pm 2.70 \text{ km}^2$ , 溃决后面积缩减至  $10.99 \pm 1.94 \text{ km}^2$ , 堰塞湖溃决后, 水面面积呈显著减少趋势 ( $P < 0.001$ )。

### 3.3 易贡湖演化过程分析

#### 3.3.1 Mann-Kendall 突变检验

为进一步讨论易贡湖水面形态变化趋势对堰塞湖溃决的响应机制, 利用 Mann-Kendall 法对历史水面形态进行突变检验。将水体面积提取结果以年均值和丰、平、枯水期进行分类整理, 基于

程序语言分别对其进行突变检验, 计算  $U_{UF}$ 、 $U_{UB}$  并绘制 Mann-Kendall 突变检验曲线(图 4)。

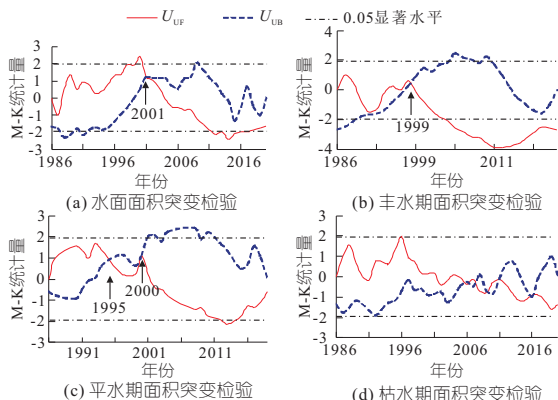


图 4 易贡湖水面面积 Mann-Kendall 突变检验曲线  
Fig. 4 Mann-Kendall test results for water surface of Yigong Lake

Mann-Kendall 突变检验结果表明, 1986 ~ 2020 年期间, 水面面积年均值、丰水期及平水期变化趋势均在 2000 年堰塞湖溃决前后发生了突变。水面面积年均值突变年为 2001 年, 丰水期水面面积突变年为 1999 年。平水期, Mann-Kendall 突变检验曲线出现 2 个交点, 结合滑动 T 检验方法, 1995 年前后突变不显著 ( $P = 0.33$ ), 平水期水面面积突变年为 2000 年 ( $P = 0.04$ )。枯水期的  $U_{UF}$ 、 $U_{UB}$  两条曲线出现较多的交点 (2006、2007、2010 年等), 枯水期水面面积序列未出现显著突变 ( $P > 0.05$ ), 无突变年。

堰塞湖溃决后湖口河床逐年下切, 湖水位逐年下降。在易贡滑坡前, 各时段 M-K 统计量大于 0, 水面面积整体呈上升趋势; 溃决后, 年均值、丰水期、平水期水面面积均呈显著下降趋势 ( $P < 0.05$ ), 在 2013 年下降趋势均放缓; 而枯水期呈持续下降趋势, 且下降趋势逐年加快。从统计意义上讲, 堰塞湖溃决显著影响了易贡湖水面形态演化过程。

#### 3.3.2 Morlet 小波分析

为探讨易贡湖水面形态变化趋势对堰塞湖溃决的响应机制, 利用 Morlet 小波分析水面的周期性变化特征。本研究基于程序语言对水面面积具有显著突变的年均值、丰水期与平水期进行 Morlet 小波周期性分析。

图 5 为水面面积年均值小波系数实部等值线图。水面形态整体呈 9 年的周期振荡, 在 9 年的尺度上, 波动出现 4 个高低振荡中心, 在 2000 年附近, 小波系数的实部值达到极大值(图 5(a))。以 2000 年易贡堰塞湖溃决为时间节点, 将研究时段分为溃决前、后 2 段。溃决前, 第一主周期出现在 3 年的尺度(图 5(b)); 溃决后, 水面形态的周

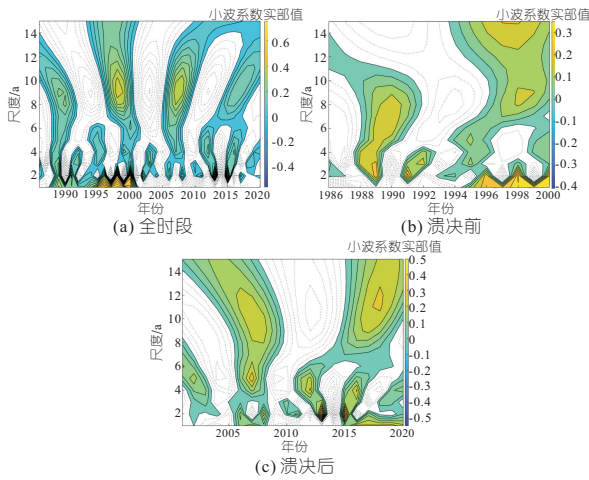


图5 水面面积小波系数实部等值线图  
Fig.5 Real-part contour plot of area annual mean wavelet coefficients

期振荡缩短,呈2年的周期振荡(图5(c))。

图6(a)~(c)为丰水期水面面积小波系数实部等值线图。丰水期水面形态变化的整体情况与年均值相似,水面形态同样呈9年的周期振荡,波动出现4个高低振荡中心;由于堰塞湖溃决发生在当年丰水期来临前,对水面形态的周期性变化影响较大,造成小波系数实部值的极小值出现在2000年。溃决前,水面形态呈8年的周期振荡;溃决后,水面形态呈5年的周期振荡。图6(d)~(f)为平水期水面面积小波系数实部等值线图。平水期水面形态第一主周期出现在5年的时间尺度,第二主周期出现在9年的时间尺度;与年均

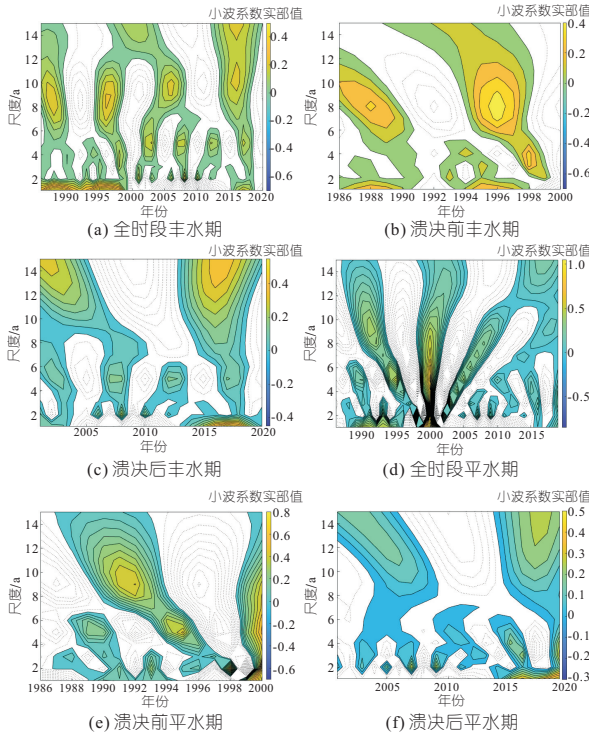


图6 丰水期、平水期小波系数实部等值线图  
Fig.6 Real-part contour plot of area high-water period and water-stable period wavelet coefficients

值、丰水期水面形态变化相同,在9年的尺度上,同样出现4个高低振荡中心;2000年滑坡体堵塞易贡湖,平水期水面面积达到历史最大值,造成小波系数的极大值出现在2000年。溃决前,枯水期水面形态呈9年的周期振荡;溃决后,水面形态呈3年的周期振荡。

根据 Morlet 小波周期性分析结果,在易贡堰塞湖溃决前后,年均值、丰水期及平水期水面形态的周期性振荡缩短。从统计意义上讲,2000年堰塞湖溃决改变了易贡湖水面形态的周期性变化规律。

### 4 结论

- a. 针对高海拔地区的遥感影像数据,提出高原水体指数模型(TNDWI),对辫状河道具有较高的识别精度,能够实现高原水体信息的高精度提取。
- b. 堰塞湖溃决对易贡湖水面面积发生显著改变。2000年堰塞湖发生溃决后,湖区水面面积由  $14.44 \pm 2.70 \text{ km}^2$  显著萎缩至  $10.99 \pm 1.94 \text{ km}^2$  ( $P < 0.001$ )。
- c. 堰塞湖溃决影响了易贡湖水面形态演化过程。Mann-Kendall 突变检验结果反映,溃决灾害造成水面形态变化趋势在2000年发生突变(枯水期除外);Morlet 小波周期性分析结果表明,水面面积的周期性振荡规律在2000年以后呈现出衰弱趋势。

### 参考文献:

- [1] 王哲,赵超英,刘晓杰,等. 西藏易贡滑坡演化光学遥感分析与 InSAR 形变监测[J]. 武汉大学学报(信息科学版), 2021, 46(10): 1569-1578.
- [2] 吕杰堂,王治华,周成虎. 西藏易贡大滑坡成因探讨[J]. 地球科学, 2003(1):107-110.
- [3] 王苏民,窦鸿身. 中国湖泊志[M]. 北京:科学出版社, 1998.
- [4] DELANEY K B, EVANS S G. The 2000 Yigong landslide (Tibetan Plateau), rockslide-dammed lake and outburst flood: Review, remote sensing analysis, and process modelling [J]. Geomorphology, 2015, 246: 377-393.
- [5] 殷跃平. 西藏波密易贡高速巨型滑坡特征及减灾研究[J]. 水文地质工程地质, 2000(4): 8-11.
- [6] 袁浩,郭长宝,吴瑞安,等. 西藏易贡高位远程滑坡研究进展与展望[J]. 地质通报, 2022: 1-19.
- [7] 周刚炎,李云中,李平. 西藏易贡巨型滑坡水文抢险监测[J]. 人民长江, 2000,31(9): 30-32,48.
- [8] 鲁修元,杨明刚,赵丹,等. 西藏易贡藏布扎木弄沟特大型滑坡成因及溃决分析[C]. 第六届全国工程地质大会, 2000: 263-264.
- [9] 汤秋鸿,刘星才,周园园,等. “亚洲水塔”变化对下游水资源的连锁效应[J]. 中国科学院院刊, 2019, 34(11): 1306-1312.
- [10] 杜明达. 缺资料地区基于多源遥感数据的水文模型研究[D]. 北京:清华大学, 2018.

