

青藏高原湖泊变化遥感监测及其对气候变化的响应研究进展

张国庆

(中国科学院青藏高原研究所, 北京 100101)

摘要:青藏高原位于中国西南部、亚洲中部,平均海拔高程大于4000 m,面积约300万 km²,是“世界屋脊”,与周边地区一起常被称为地球的“第三极”。青藏高原分布着约1200个面积大于1 km²的湖泊,占中国湖泊数量与面积的一半;同时也是黄河、长江、恒河、印度河等大河的源头,被称为“亚洲水塔”。近几十年来,在全球变暖的背景下,青藏高原升温更加突出,其能量与水循环发生了显著变化,气候趋于暖湿化,冰川加速消融,湖面水位上升。湖泊是气候变化的重要指标,青藏高原湖泊分布密集、人为活动影响较小,多源遥感数据的广泛应用,为监测高原湖泊变化提供了难得的契机。本文依托国家自然科学基金青年项目“基于多源遥感的青藏高原内流区湖泊水量变化及水体相态转换研究(2000–2009年)”,主要研究进展为:初步查明了西藏高原的湖泊数量、面积及水位变化与时空格局,以及湖泊水量变化与水量平衡;探讨了湖泊变化对气候变化的响应。目前对青藏高原湖泊的变化及驱动因素虽有一些认识,但其定量的水量平衡及驱动机制还有待于进一步研究。这对了解世界第三极、一带一路国家和地区水资源状况与变化、生态文明和生态安全屏障建设具有重要的意义,同时也可为第三极国家公园的建立提供重要的科学基础。

关键词:青藏高原;湖泊变化;气候变化;遥感;进展

1 引言

青藏高原及周边地区(包括帕米尔高原,兴都库什,喀喇昆仑和喜马拉雅山脉)覆盖有冰川46000多条,总面积约100000 km²,是除南极、北极和格陵兰以外冰川分布最广泛的地区,因此常常将其称为第三极(Qiu, 2008; Yao et al, 2012)。这些冰川是黄河、长江、恒河、印度河等大河的源头,为中国西部及周边地区约20亿人口提供了重要的水源,因此也被称为亚洲水塔(Barnett et al, 2005; Immerzeel et al, 2010; Pritchard, 2017)。近50多年来,青藏高原升温迅速(0.04 °C/a)(Zhang, Yao et al, 2014a),其升温速率是全球温度变化速度的3倍(IPCC, 2014)。在快速变暖的背景下,第三极地区冰冻圈不仅对区域水资源与广泛分布的湖泊变化产生了重要的影

响,也对区域气候变化及水循环加强产生了重要的作用,导致第三极地区湖泊变化模式与世界其他地区不同、甚至相反(Pekel et al, 2016; Zhang, Yao, Piao et al, 2017)。

青藏高原是地球系统五大圈层(冰冻圈、大气圈、水圈、生物圈、岩石圈)最集中的地区,湖泊是地球表层系统冰冻圈、大气圈、水圈、生物圈连接的纽带,其变化可为定量评估区域水循环提供钥匙。青藏高原分布着1200多个面积大于1 km²的湖泊,占中国湖泊总数量与面积的一半(Ma et al, 2011)。青藏高原湖泊很少受到人类活动的影响,为研究气候变化提供了重要的指标,是气候变化的前哨。近几年来,很多学者对青藏高原湖泊变化进行了研究,特别是基于遥感监测的青藏高原湖泊变化,内容主要集中在:①面积较大的湖泊(>10 km²)或者时间尺

收稿日期:2017-09-25;修订日期:2018-01-29。

基金项目:国家自然科学基金项目(41301063, 41571068) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41301063, No.41571068]。

作者简介:张国庆(1978-),男,陕西武功人,博士,副研究员,主要从事冰冻圈遥感研究,E-mail: guoqing.zhang@itpcas.ac.cn。

引用格式:张国庆. 2018. 青藏高原湖泊变化遥感监测及其对气候变化的响应研究进展[J]. 地理科学进展, 37(2): 214-223. [Zhang G Q. 2018. Changes in lakes on the Tibetan Plateau observed from satellite data and their responses to climate variations[J]. Progress in Geography, 37(2): 214-223.]. DOI: 10.18306/dlkxjz.2018.02.004

度跨度较大的湖泊面积变化(Ma et al, 2010; Song et al, 2013); ②湖泊水位变化研究(Crétaux et al, 2011; Zhang, Xie, Duan et al, 2011; Zhang, Xie, Kang et al, 2011; Kleinherenbrink et al, 2015; Jiang et al, 2017); ③少数湖泊的水量平衡定量研究, 如纳木错(Zhu et al, 2010; Wu Y H et al, 2014; Li B Q et al, 2017; Li G et al, 2017)、色林错(Zhou et al, 2015; Tong et al, 2016)、青海湖(Zhang et al, 2014b)和当惹雍错、玛旁雍错、佩枯错(Biskop et al, 2016)等。

青藏高原内流区为一封闭的盆地, 湖泊数量与面积占整个高原湖泊的70%左右, 湖泊水量变化对其质量变化起主导作用。Gravity Recovery and Climate Experiment(GRACE)地球重力卫星数据估算的总水储量, 包括地表水和地下水, 其中地表水包括湖泊、冰川、积雪、土壤和冻土水分变化等。为真实地揭示内流区质量变化信息, 需对这些不同相态水体水量平衡进行定量评估。Jacob等(2012)利用地球重力卫星数据, 发现青藏高原中部及祁连山地区2003-2010年的质量平衡为 7 ± 7 Gt/a, 认为该地区的冰川在前进。然而, 此研究未从GRACE数据反演的总水储量变化中分离出湖泊水量变化(Jacob et al, 2012)。同时, 青藏高原中部地区2005-2009年3个冰川实测的物质平衡变化为-549~-312 mm/a(Yao et al, 2012), 遥感监测也发现部分冰川面积与长度呈现出退缩趋势(Yao et al, 2007; Bolch et al, 2010; Yao et al, 2012)。基于“青藏高原内流区质量增加是归因于冰量增加还是湖泊水量增加”这一科学问题, 在国家自然科学基金青年科学基金项目“基于多源遥感的青藏高原内流区湖泊水量变化及水体相态转换研究(2000-2009年)(项目批准号: 41301063)的资助下, 开展了一系列的青藏高原湖泊变化方面的研究, 研究内容包括: ①湖泊数量、面积及水位变化与时空格局; ②湖泊水量变化与水量平衡; ③湖泊变化对气候变化的响应。

上述内容涵盖了目前青藏高原湖泊变化遥感监测研究的各个方面, 在对这些研究进展归纳总结的基础上, 目前仍面临许多尚未解决的科学问题, 如: 青藏高原湖泊水储量及其空间差异; 整个青藏高原单个湖泊水量平衡定量评估; 青藏高原湖泊变化的驱动机制。要回答这些问题, 需结合多源遥感数据、地面观测、模型模拟等进行协同研究。而这些研究, 对了解气候快速变暖背景下, 亚洲水塔的水资源与水安全状况、未来变化及其影响都具有十分重要的科学与现实意义。

2 数据与方法

使用的数据包括遥感数据与气象数据, 其中: ①遥感数据有湖泊面积提取的Landsat系列卫星遥感影像; 湖泊水面高程提取及水位变化研究的ICE-Sat(the Ice, Cloud, and land Elevation Satellite)测高数据; 湖泊水量变化研究的多源遥感数据, 如GRACE重力卫星数据, 雪深测量的被动微波遥感数据等。②实测数据主要为气象站点数据和湖泊水位高程数据。青藏高原自1950年代以来已建立气象站点95个(其中49个自1957年开始), 这些气象站点已提供了长期连续的气温、降水、风速、气压、蒸发量等观测数据。气象站点数据为研究基于遥感监测的湖水物理性质和分析湖泊变化的驱动因素提供了必不可少的数据。湖泊水位高程数据主要来自青海湖(1959年至今), 为验证遥感水面高程反演提供了必要的验证数据。

2.1 水体信息半自动提取与湖泊制图

美国国家航空和航天局(NASA) Landsat 计划, 自1972年以来开展了最长且连续的地球卫星观测, 包括 Landsat MSS(Multispectral Scanner System)(1972-1992)、TM(Thematic Mapper)(1982-)、ETM+(Enhanced Thematic Mapper)(1999-)和 Landsat-8 OLI(Operational Land Imager)(2013-)。随着Landsat及其他更多中-高分辨率遥感数据(如高分、中巴、MODIS、哨兵等)的免费公开, 发展自动或半自动的湖泊水体信息提取成为必然。目前基于卫星数据的水体分类方法主要有4类, 即: 专题分类法、线性混合模型、单波段阈值法和光谱水体指数法(Ji et al, 2009)。归一化差异水体指数法(NDWI)是用来区分水体与非水体信息应用最广泛的方法(McFeeters, 1996; Xu, 2006)。一些研究指出, 默认的0值作为阈值, 可快速地区分水体与非水体(McFeeters, 1996; Xu, 2006); 同时Xu(2006)指出手动调整阈值可以提高水体分类的精度。优化阈值的选取是准确和快速水体分类与湖泊制图的关键。

以Landsat数据为基础, 首先将影像的灰度值(DN)转化成表观反射率(TOA), 然后结合已有的算法和DEM数据排除云和山体阴影的干扰(Zhu et al, 2015; Li, Shen et al, 2017b)。利用全局—局部的水体半自动提取方法(骆剑承等, 2009; Li et al, 2012; Zhang, Zhang et al, 2017), 通过Otsu算法(Otsu, 1979)自动为每一个水体单元选取最优的阈值, 可快速地提取出水体信息。在此基础上, 结合水库

与大坝数据库、河流数据集、在线地图等排除非湖泊水体。对照原始影像对湖泊边界进行人工目视检查与编辑,可快速、准确地完成湖泊制图。目前很多学者也提出了其他水体指数,如改进的归一化差异水体指数(MNDWI)(Xu, 2006)、AWEI(Feyisa et al, 2014)等,在青藏高原湖泊水体信息提取中都表现了较好的效果(Zhang, Li et al, 2017)。湖泊边界的提取,也可完全通过目视解译完成,但不同工作人员判别标准差异、大量的手工操作都会不同程度地引入误差,造成质量下降。实践表明:对青藏高原密集分布湖泊的提取,半自动水体分类结合人工目视检查与编辑是最优方法。

通过分析湖泊稳定状态,确定10月份的数据为最优选择(Zhang, Li et al, 2017)。如果10月无可利用数据,可将数据扩展到9月和11月。通过3年数据窗口可减少季节变化带来的不确定性,同时适用于长时间序列湖泊变化研究。

2.2 基于ICESat测高数据的湖泊水位高程及变化

青藏高原目前只有青海湖、纳木错和羊卓雍错有长期连续的水位观测,这相对于青藏高原1200多个湖泊非常有限(Zhang, Yao et al, 2014b)。稀少的水位观测数据大大限制了对青藏高原湖泊变化及水文过程的理解。ICESat卫星为NASA地球观测系统的一部分,于2003年1月发射,2010年8月停止飞行。ICESat地面采样点的直径为~70 m,采样点之间的距离间隔为172 m(Zwally et al, 2002)。ICESat/GLA14产品可提供陆地表面高程、大地水准面、波形饱和度及许多其他参数。在平坦的地面上,其绝对精度可达10~15 cm(Zwally et al, 2002)。ICESat激光测高主要用于监测格陵兰岛和南极的冰盖厚度变化,在陆地湖泊与河流的水位高程变化研究中也表现较好(Urban et al, 2008; Zhang, Xie, Duan et al, 2011; Zhang, Xie, Kang et al, 2011)。通过美国国家冰雪中心获取了ICESat/GLA14数据,采用NSIDC提供的IDL程序代码提取出高程及相关信息。利用Landsat数据获取的湖泊边界,选取在湖面上的采样点,去除异常值,从而确保数据不受云及其他环境因素的影响。然后对每次经过的采样点取平均,即为湖面对应时间的水位高程(Zhang, Xie, Kang et al, 2011)。ICESat数据可用时间段为2003-2009年,选取有4~7年数据的湖泊,通过线性回归方法估算湖泊水位变化率。

2.3 湖泊水储量变化与水量平衡估算

对面积不规则的湖泊,其体积近似按圆台的体

积计算,如公式(1)所示:

$$V = \frac{1}{3}H \times (S' + S + \sqrt{S' \times S}) \quad (1)$$

式中: S' , S 为圆台上下底面积, H 为圆台高度,湖泊体积变化由两个圆台体积之差求得,即公式(2):

$$\Delta V = \frac{1}{3}(H_2 - H_1) \times (A_1 + A_2 + \sqrt{A_1 \times A_2}) \quad (2)$$

式中: ΔV 为湖泊体积从湖面高程 H_1 和面积 A_1 变化到高程 H_2 和面积 A_2 。湖泊面积可通过光学遥感数据如Landsat获取,水位高程数据可通过激光或雷达测高数据如ICESat或CryoSat-2获得。

湖泊水量平衡可通过水文模型估算,但由于青藏高原气象与水文要素观测数据少,只有少数几个湖泊有定量评估。青藏高原湖泊水量平衡要素包括冰川、雪水当量、冻土层融化、陆面径流和湖面降水与蒸发变化。定量的水量平衡评估需对每一项准确估算。目前青藏高原只有15条冰川有连续的物质平衡观测(Yao et al, 2012),ICESat数据已被用于估算喜马拉雅地区和青藏高原内流区大尺度范围的冰川厚度变化(Kääb et al, 2012; Gardner et al, 2013; Neckel et al, 2014)。青藏高原湖泊主要分布在内流区,其2003-2009年冰川厚度变化率为 1.0 ± 0.5 Gt/a (Gardner et al, 2013; Neckel et al, 2014)。被动微波遥感能穿透云层且对雪层含水量高度敏感,是用来探测积雪厚度最有效的方法。自1978年以来,多个被动微波遥感数据,如scanning multichannel microwave radiometer(SMMR), Special Sensor Microwave/Imager (SSM/I), Special Sensor Microwave Imager/Sounder (SSM/I/S), 和 Advanced Microwave Scanning Radiometer-Earth Observing System (AMSR-E) 被用于估算雪水当量。有学者通过结合气象站点雪深观测数据,发展了长时间序列中国雪深数据集(Che et al, 2008; Dai et al, 2015),可用来估算青藏高原雪水当量变化。季节冻土广泛分布于青藏高原,特别是内流区,近年来冻土退化明显(Wu Q B et al, 2014; Luo et al, 2016)。目前青藏高原长期连续的冻土活动层厚度变化观测主要分布在青藏高原铁路沿线,已有研究通过模型模拟,如Nelson法(Nelson et al, 2004)、Stefan法(Stendel et al, 2002)、Kudryavtsev法(Pang et al, 2009),将其扩展到整个青藏高原(Oelke et al, 2007)。青藏高原气象站点主要分布在东部地区,中西部站点非常匮乏,并且主要分布在海拔较低(< 4800 m)和山谷地带。不同海拔梯度降水存在较大差异,高山地区卫星降水数据,如Tropical Rainfall Measuring Mission

(TRMM) 存在较大的误判(Behrangi et al, 2017), 大大限制了区域尺度的湖泊水量平衡评估。

GRACE 卫星自 2002 发射以来, 被用来估算大尺度的水储量变化, 效果较好(Chen et al, 2016; Yi et al, 2016; Asoka et al, 2017)。青藏高原内流区为一封闭的盆地且湖泊主要分布在此流域, 此流域作为一个整体, 其湖泊水量平衡可用公式(3)表示(Zhang, Yao, Shum et al, 2017)。湖泊水量变化可通过面积与水位变化获得, 进而推导出降水变化对湖泊水量变化的贡献。

$$\Delta \text{湖泊水量} = \Delta \text{冰川消融} + \Delta \text{雪水当量} + \Delta \text{冻土层融化} + \Delta \text{降水} \quad (3)$$

2.4 湖水表面温度变化

搭载在 Terra 和 Aqua 卫星上的 MODIS 传感器, 分别于 1999 年 12 月和 2002 年 5 月发射。Terra 卫星下行方式在 10:30 am 经过赤道、Aqua 卫星上行方式在 1:30 pm 经过赤道(Savtchenko et al, 2004)。这两颗卫星轨道与太阳同步、沿近极地圆轨航行。MODIS 有 36 个不连续、细小的波谱波段(0.4~14.0 μm)对地球表面和云成像, 数据产品的空间分辨率有 250、500 和 1000 m。MODIS LST 反演使用分裂窗算法, 生成时间分辨率为每日、8 天和每月 7 种产品(Wan et al, 1996)。同时, 已有研究表明, 夜间地温产品特别是 MODIS/Terra 卫星数据, 相对于白天产品(MODIS/Aqua)有更好的准确性(Schneider et al, 2009; Zhu et al, 2013)。在青藏高原, 每天云覆盖可达 45%, 使用 8 天合成产品, 可大大减少云的干扰(Yu et al, 2016)。采用 8 天的 MODIS/Terra 夜间温度产品(MOD11A2, 500 m 空间分辨率)来提取湖水表面温度, 湖面上 3 行×3 列像元窗口的平均值作为当天的温度值, 同时确保与湖岸边有 2 个像元(1 km)的距离, 以减少陆地温度的影响。

2.5 数据与方法适用性评价

目前这些数据与方法的使用仍存在以下一些局限和不确定性: ①湖泊面积的提取在方法上主要有目视解译法和水体指数法。人工目视解译法虽对数据质量能得到较好的控制, 但由于人工处理工作量大时, 会由于操作者的细心与耐心程度而影响湖泊矢量化边界的质量。同时, 如果是多人合作完成, 不同人对湖泊边界的判别标准(如湿地、沼泽等的区分)差异, 也会带来数据质量的不确定性。另外, 湖泊通常与河流相连, 在裁剪时也需统一, 避免因人为因素带来较大的误差。因此, 在矢量化前, 需制定统一标准, 数据完成后, 还需交叉检查与核

对。②目前青藏高原较大范围的湖泊水位变化研究, 主要使用 ICESat, CryoSat, 和 SRTM 这 3 种数据, 特别是 ICESat 和 CryoSat 能提供较高的高程精度, 但只有 100 多个湖泊有可利用的测高数据。同时 ICESat(2003-2009)和 CryoSat(2010-)可监测的时间段有限。这两种数据联合使用监测 2003 年以来湖泊水位变化时, 由于基准面的不同, 会给时间序列变化分析带来一定的不确定性。③通过湖泊面积与水位变化可估算湖泊水量变化。目前湖泊水量变化研究仍局限于有水位高程数据的湖泊, 这部分仍占湖泊总数量的一部分, 其余湖泊的水量变化通过估算完成, 因此整个高原湖泊水量变化估算仍有一定的不确定性。湖泊水量平衡虽可通过多源遥感数据结合或水文模型, 对整个流域(盆地)或单个湖泊各贡献因子进行定量评估, 但由于水文与气象站点较少或时间尺度较短(如冰川融水径流、降水与蒸发、冻土退化、地下水变化等), 其结果的验证仍有一定的局限性。

3 湖泊变化及其对气候变化的响应

3.1 湖泊数量与面积变化

采用 Landsat 卫星数据, 对青藏高原 1970s、1990、2000 和 2010 年大于 1 km^2 的湖泊数量与面积变化进行了详细的研究(Zhang, Yao et al, 2014b)。利用 2000 年的 Landsat 数据, 共发现青藏高原有湖泊 32842 个, 总面积为 43151.08 km^2 , 占整个青藏高原面积的 1.4%, 其中大于 1 km^2 的湖泊有 1204 个。2010 年青藏高原面积大于 1 km^2 的湖泊有 1236 个, 主要分布在内流区(面积占整个青藏高原湖泊面积的 66%)。在 1970s 和 1990 年间, 大于 1 km^2 的湖泊总数量和面积都略有减少, 然而在 1990 和 2010 年间明显增加。近 40 年来湖泊面积增加了 7240 km^2 (18%), 湖泊面积的增加主要发生在 2000-2010 年间(占 40 年来的 84%)及内流区。湖泊丰度分布统计显示, 青藏高原湖泊背离指数分布规律, 以面积较大湖泊为主。通过对青藏高原湖泊的详细调查, 以及大小分布的评估, 对青藏高原湖泊面积及水量变化估算、水资源管理、湖泊-冰川相互作用研究等都具有重要的科学意义。

3.2 湖泊水位变化

青藏高原仅有 3 个湖泊有长期连续的水位观测, 分别为青海湖(1959-), 羊卓雍错(1974-)和纳木错(2005-)。这些水位观测数据在验证遥感测高数

据获取的湖泊水位高程及变化方面发挥重要作用,特别是青海湖。青海湖的水位观测基准面为黄海面,在使用时需要将其转化成WGS84基准面,以便与ICESat或CryoSat高程数据对比(Zhang, Xie, Kang et al, 2011)。利用青海湖实测水位数据对ICESat获取的水位高程数据进行了验证,其相关性较高($r^2=0.90$),绝对平均误差及均方根误差分别为0.06 m和0.08 m(Zhang, Xie, Kang, et al, 2011),显示ICESat数据在青藏高原湖泊水面高程反演方面具有较高的精度。

利用ICESat数据对青藏高原湖泊水位变化进行监测,111个湖泊有可利用的ICESat数据,其中74个湖泊有4年以上的数据,2003-2009年间湖水水位平均变化率为0.21 m/a(Zhang, Xie, Duan et al, 2011a)。湖面增加的湖泊的平均变化率为0.26 m/a(0.01~0.80 m/a),湖面降低的湖泊的平均变化率为-0.06 m/a(-0.40~-0.02 m/a)。湖面增加的盐湖的平均变化率为0.27 m/a,湖面降低的盐湖的平均变化率为-0.10 m/a(-0.40~-0.03 m/a)。湖面增加的淡水湖的平均变化率为0.24 m/a(0.01~0.39 m/a),湖面降低的淡水湖的平均变化率为-0.03 m/a(-0.04~-0.02 m/a)。同时也通过利用ICESat与SRTM DEM两种高程数据的高程差,对青藏高原2000-2009年湖泊水位变化进行研究。

3.3 湖泊水量变化与水量平衡

通过结合湖泊水位变化与面积,对青藏高原2000-2009年湖泊水量变化进行估算(Zhang, Yao, et al, 2013)。200个有ICESat数据湖泊的平均湖面和水量变化率分别为0.14 m/a和4.95 Gt/a。内流区的118个湖泊,平均湖面高程变化率为0.20 m/a、水量变化率为4.28 Gt/a,占青藏高原有ICESat湖泊数量(200)的59%、水量的86%。根据其面积比例对青藏高原内流区和整个青藏高原所有湖泊的水量进行了估算,其水量变化率分别为8.06和8.76 Gt/a,这与GRACE反演的青藏高原内流区质量平衡~7 Gt/a相当(Jacob et al, 2012)。此研究揭示了GRACE反演的质量平衡增加,主要应归因于湖泊水量的增加,而不是冰川物质正平衡。

青藏高原湖泊主要分布在内流区,而内流区只有4个长期观测的气象站点,同时全球格点气候数据或再分析资料在青藏高原具有较大的不确定性,大大制约了湖泊水量平衡的定量评估。青藏高原湖泊变化原因,以往的研究主要以定性分析为主。Lei等(2012)通过对令戈错水量与流域冰川物质平

衡估算,认为冰川融水对其扩张占主体。Li等(2014)通过对湖泊面积和水位变化分析,结合空间变化模式和降水变化,推测冻土退化可能是湖泊变化的主要驱动因素。另外,也有研究通过对比湖泊水位(面积)与降水变化,发现二者在趋势与空间上匹配较好,从而推测降水贡献占主体(Lei et al, 2014; Song et al, 2014; Zhang, Yao, Piao, et al, 2017)。也有研究利用水文模型对色林错(Zhou et al, 2015; Tong et al, 2016)和纳木错(Li G et al, 2017; Li B Q et al, 2017)水量平衡进行了定量评估,认为冰川融水占这两个西藏最大湖泊的水量增加的10%左右。显然,这些研究对青藏高原广泛分布的湖泊水量平衡的解析还非常有限。

多源遥感数据的使用为内流区湖泊水量变化及水量平衡整体评估提供新思路。利用湖泊面积与水位的高相关性(Zhang, Xie, et al, 2013),通过湖泊面积估算湖面水位,对青藏高原1970s-2015年每年湖泊面积、水位、水量变化进行研究。结果表明:青藏高原湖泊面积、水位与水量变化相似,并同时经历了3个阶段,即:1970s-1995年间略有减少,1996-2010年间快速增加,近几年来(2011-2015年)增速减缓(Zhang, Yao, Shum, et al, 2017)。结合GRACE重力卫星数据、土壤水分、雪水当量、冰川物质平衡、冻土消融、湖泊水量,对2003-2009年青藏高原内流区质量平衡与湖泊水量平衡进行了估算。研究表明:湖泊水量增量(7.72 ± 0.63 Gt/a)与地下水储量(5.01 ± 1.59 Gt/a)相似。降水对湖泊水量增加占主体(74%),其次为冰川消融(13%)与冻土退化(12%),积雪消融贡献较少(1%)(Zhang, Yao, Shum et al, 2017)。由于ICESat数据的限制,目前只对2003-2009年间湖泊水量平衡进行了估算。但随着TanDEM-X以及更多测高数据的利用,如Jason-3、sentinel-3A和3B、ICESat-2、Jason-CS、SWOT等,湖泊水量平衡估算的时间和空间尺度都可被扩展,直接估算湖泊水量平衡成为可能。

3.4 湖泊变化对气候变化的响应

(1) 湖水表面温度变化

湖泊是气候变化研究的重要指标之一,受气候相关的多方面因素影响,如湖冰的冻融(Kropáček et al, 2013)、积雪动态(Zhang et al, 2012; Zhang, Xie, et al, 2014b; Yu et al, 2016)、径流、湖泊水位与水量变化(Zhang, Yao et al, 2013, 2014a; Zhang, Yao, Shum et al, 2017)。湖水表面温度变化是对气候变化的重要响应(Zhang, Yao et al, 2014a; O'Reil-

ly et al, 2015)。特别是在青藏高原地区,人为影响因素少,冰川、积雪广泛分布,海拔高、梯度差异大,是利用湖水温度这一自然环境指标开展湖泊对气候变化响应研究的理想地区。然而,青藏高原只有青海湖有长期的湖水温度监测数据。基于站点观测资料验证表明, Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer (MODIS) 陆表温度绝对辐射精度可达 1 K(Wan, Zhang, Li et al, 2002; Wan, Zhang, Zhang et al, 2002; Coll et al, 2005)。另外,监测湖水表面温度方面,MODIS 陆表温度数据(LST)也表现较好(Reinart et al, 2008; Crosman et al, 2009; Schneider et al, 2009),为利用遥感数据,在地球观测系统(EOS)记录的时间尺度上监测整个青藏高原湖水温度变化提供了可能。

利用MODIS LST 产品(MOD11A2),研究 52 个有可利用MODIS 温度产品覆盖湖泊的湖水表面温度变化,发现平均的湖水温度变化率为 $0.012\text{ }^{\circ}\text{C/a}$, 升温湖泊湖面平均变化率为 $0.055\text{ }^{\circ}\text{C/a}$, 降温湖泊湖面平均变化率为 $-0.053\text{ }^{\circ}\text{C/a}$ (Zhang, Yao, et al, 2014a)。17 个有可利用附近气象站点数据的湖泊,其中 9 个湖泊升温率比气象站点气温和陆温升高更快。另外,对气象站点气温、陆温和湖水表面温度变化随海拔梯度变化特征进行了分析。总体来看,湖水升温 and 降温(加快的冰川融化冷水补给)都是由于气候变暖引起。

(2) 青藏高原与蒙古高原湖泊变化对比

区域尺度的湖泊对比研究对了解不同区域对气候变化的响应非常重要。不同区域的高山湖泊对气候变化的响应主要依赖于其受大尺度大气环流、区域气候、及冰冻圈过程的影响。除地球南北极外,青藏高原和蒙古高原也是气候变化最敏感的地区。与邻近的蒙古高原不同,青藏高原有广泛分布的冰川。过去几十年来,这两个高原经历了相似的快速变暖,升温率是地球其他地区的 3 倍。考虑到更为强烈的环境变化及西风、季风系统和其他气候现象的影响,两个高原的水循环可能发生显著的变化。

利用遥感数据对过去 40 多年来(1970s-2013 年)两个高原的湖泊变化进行了监测与对比研究。结果表明:青藏高原湖泊变化特征体现为湖泊的扩张和新湖泊的出现;长期连续时间序列湖泊(内流区)的快速扩张,主要发生在 1997/1998 年后;在空间上,青藏高原南部(雅鲁藏布江流域)湖泊出现萎缩,但其变化幅度较小,其他流域湖泊则无明显的变化

趋势。蒙古高原湖泊出现消失和萎缩,连续时间序列变化显示其萎缩主要发生在 1997/1998 年后。湖泊水量平衡变化分析显示,青藏高原湖泊的扩张主要归因于降水的增加和冰冻圈的贡献,在内流区尤为突出。而蒙古高原湖泊的萎缩主要归因于降水的减少,同时伴随有人类活动的影响,其中内蒙古比外蒙古更为明显(Tao et al, 2015)。上述两个高原湖泊变化相反的模式及水循环的变化,特别是时间序列拐点发生在 1997/1998 年,可认为是大尺度及区域大气环流变化对气候变暖的响应(Zhang, Yao, Piao et al, 2017)。

青藏高原暖一湿的气候和蒙古高原暖一干的气候,是导致过去 40 多年来两个高原湖泊变化呈现完全不同模式的主要原因。此研究为区域水资源和生态系统管理提供了重要信息,为在区域尺度上制定适当的适应和管理战略提供决策支持。

4 青藏高原湖泊变化研究面临的挑战

在全球变暖、青藏高原气候暖一湿背景下,冰川消融加速、冻土退化,综合促使青藏高原湖泊的快速变化。目前青藏高原湖泊面积、水位与水量变化,以及湖泊变化对气候的响应虽有诸多报道,然而仍面临许多挑战,如湖泊总水储量估算、湖泊变化原因解释、驱动机制、能量平衡、局地环流、以及与冻土层/地下水等的关系、未来变化预测方面的研究还比较欠缺。现将目前面临的挑战总结如下:

(1) 湖泊总水储量估算及其空间特征

青藏高原面积大于 10 km^2 的湖泊有 424 个,大于 50 km^2 的湖泊有 169 个,这些大湖总水储量的轻微变化可能诱发地震,引起周边地区水资源及生态系统的变化。目前青藏高原有近 40 个湖泊有水深测量,然而相对于整个青藏高原湖泊数量(1200 个)与分布,目前对第三极地区湖泊总储水量的理解仍非常有限,迫切需要结合更多的测量数据与地学统计模型对其进行全面的估算,以加强对亚洲水塔湖泊总储水量的定量认识。

(2) 湖泊水量平衡定量评估

由于青藏高原气象与水文观测站点的稀少,特别是湖泊集中分布的内流区,大大制约了湖泊水量平衡的定量估算。青藏高原湖泊整体水量的增加,冰川消融占主体还是降水增加占主体,目前仍有较大争议。这些争议的解决,依赖于整个青藏高原更多湖泊水量平衡的定量评估。目前则可通过 Tan-

DEM-X、ASTER、CryoSat-2 等数据监测冰川厚度(冰储量)变化, InSAR 技术监测冻土活动层厚度变化, 模型模拟陆面与湖面蒸发变化等手段, 不断量化冰川与冻土消融及降水—蒸发变化对湖泊水量变化的影响。随着更多遥感卫星的发射及数据的开放获取, 及更多气象与水文站点的建设和数据共享, 不断地推进湖泊水量平衡定量研究。

(3) 湖泊变化的驱动机制

通过对青藏高原湖泊的遥感及野外调查, 研究过去 40 多年来湖泊年际变化趋势和年代际动态变化过程、空间和不同类型湖泊(冰川补给和非冰川补给)变化差异。选择典型湖泊对影响湖泊变化的重要指标进行长期连续观测, 结合驱动数据和水文模型, 综合定量评估降水、冰川融水、冻土活动层和积雪融水变化对湖泊水量变化的贡献。同时分析区域及大尺度大气环流对湖泊水量变化的影响, 厘清亚洲“水塔”在气候快速变化背景下, 湖泊不同演化阶段的驱动机制。虽然湖泊水量变化的空间差异非常明确, 但相应的气候变化机制并不清楚。未来研究需进一步探索气候变化影响降水的空间格局, 特别应关注年代际甚至多年代际气候变率对水汽传输的影响。

参考文献(References)

- 骆剑承, 盛永伟, 沈占锋, 等. 2009. 分步迭代的多光谱遥感水体信息高精度自动提取[J]. 遥感学报, 13(4): 610-615.
- [Luo J C, Sheng Y W, Shen Z F, et al. 2009. Automatic and high-precise extraction for water information from multi-spectral images with the step-by-step iterative transformation mechanism[J]. Journal of Remote Sensing, 13(4): 610-615.]
- Asoka A, Gleeson T, Wada Y, et al. 2017. Relative contribution of monsoon precipitation and pumping to changes in groundwater storage in India[J]. Nature Geoscience, 10(2): 109-117.
- Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. 2005. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions[J]. Nature, 438: 303-309.
- Behrangi A, Gardner A S, Reager J T, et al. 2017. Using GRACE to constrain precipitation amount over cold mountainous basins[J]. Geophysical Research Letters, 44(1): 219-227.
- Biskop S, Maussion F, Krause P, et al. 2016. Differences in the water-balance components of four lakes in the southern-central Tibetan Plateau[J]. Hydrology and Earth System Sciences, 20(1): 209-225.
- Bolch T, Yao T D, Kang S C, et al. 2010. A glacier inventory for the western Nyainqentanglha Range and the Nam Co Basin, Tibet, and glacier changes 1976-2009[J]. The Cryosphere, 4(3): 419-433.
- Che T, Li X, Jin R, et al. 2008. Snow depth derived from passive microwave remote-sensing data in China[J]. Annals of Glaciology, 49: 145-154.
- Chen J L, Famiglietti J S, Scanlon B R, et al. 2016. Groundwater storage changes: Present status from GRACE observations[J]. Surveys in Geophysics, 37(2): 397-417.
- Coll C, Caselles V, Galve J, et al. 2005. Ground measurements for the validation of land surface temperatures derived from AATSR and MODIS data[J]. Remote Sensing of Environment, 97(3): 288-300.
- Créteaux J-F, Jelinski W, Calmant S, et al. 2011. SOLS: A lake database to monitor in the Near Real Time water level and storage variations from remote sensing data[J]. Advances in Space Research, 47(9): 1497-1507.
- Crosman E T, Horel J D. 2009. MODIS-derived surface temperature of the Great Salt Lake[J]. Remote Sensing of Environment, 113(1): 73-81.
- Dai L Y, Che T, Ding Y J. 2015. Inter-calibrating SMMR, SSM/I and SSMI/S data to improve the consistency of snow-depth products in China[J]. Remote Sensing, 7(6): 7212-7230.
- Feyisa G L, Meilby H, Fensholt R, et al. 2014. Automated Water Extraction Index: A new technique for surface water mapping using Landsat imagery[J]. Remote Sensing of Environment, 140: 23-35.
- Gardner A S, Moholdt G, Cogley J G, et al. 2013. A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009[J]. Science, 340: 852-857.
- Immerzeel W W, Van Beek L P H, Bierkens M F P. 2010. Climate change will affect the Asian water towers[J]. Science, 328: 1382-1385.
- IPCC. 2014. Climate change 2014: Impacts, adaptation, and vulnerability. Part A: Global and sectoral aspects contribution of working group II to the Fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change[R]. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 1132.
- Jacob T, Wahr J, Pfeffer W T, et al. 2012. Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise[J]. Nature, 482: 514-518.
- Ji L, Zhang L, Wylie B. 2009. Analysis of dynamic thresholds for the normalized difference water index[J]. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 75(11): 1307-1317.

- Jiang L G, Nielsen K, Andersen O B, et al. 2017. Monitoring recent lake level variations on the Tibetan Plateau using CryoSat-2 SARIn mode data[J]. *Journal of Hydrology*, 544: 109-124.
- Kääb A, Berthier E, Nuth C, et al. 2012. Contrasting patterns of early twenty-first-century glacier mass change in the Himalayas[J]. *Nature*, 488: 495-498.
- Kleinherenbrink M, Lindenbergh R C, Ditmar P G. 2015. Monitoring of lake level changes on the Tibetan Plateau and Tian Shan by retracking Cryosat SARIn waveforms[J]. *Journal of Hydrology*, 521: 119-131.
- Kropáček J, Maussion F, Chen F, et al. 2013. Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data[J]. *The Cryosphere*, 7(1): 287-301.
- Lei Y B, Yang K, Wang B, et al. 2014. Response of inland lake dynamics over the Tibetan Plateau to climate change[J]. *Climatic Change*, 125(2): 281-290.
- Lei Y B, Yao T D, Yi C L, et al. 2012. Glacier mass loss induced the rapid growth of Linggo Co on the central Tibetan Plateau[J]. *Journal of Glaciology*, 58(207): 177-184.
- Li B Q, Zhang J Y, Yu Z B, et al. 2017. Climate change driven water budget dynamics of a Tibetan inland lake[J]. *Global and Planetary Change*, 150: 70-80.
- Li G, Lin H. 2017. Recent decadal glacier mass balances over the Western Nyainqentanglha Mountains and the increase in their melting contribution to Nam Co Lake measured by differential Bistatic SAR interferometry[J]. *Global and Planetary Change*, 149: 177-190.
- Li J L, Sheng Y W. 2012. An automated scheme for glacial lake dynamics mapping using Landsat imagery and digital elevation models: A case study in the Himalayas[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 33(16): 5194-5213.
- Li Y K, Liao J J, Guo H D, et al. 2014. Patterns and potential drivers of dramatic changes in Tibetan lakes, 1972-2010 [J]. *PLoS One*, 9(11): e111890.
- Li Z W, Shen H F, Li H F, et al. 2017. Multi-feature combined cloud and cloud shadow detection in GaoFen-1 wide field of view imagery[J]. *Remote Sensing of Environment*, 191: 342-358.
- Luo D L, Wu Q B, Jin H J, et al. 2016. Recent changes in the active layer thickness across the northern hemisphere[J]. *Environmental Earth Sciences*, 75: 555.
- Ma R H, Duan H T, Hu C M, et al. 2010. A half-century of changes in China's lakes: Global warming or human influence[J]. *Geophysical Research Letters*, 37(24): L24106.
- Ma R H, Yang G S, Duan H T, et al. 2011. China's lakes at present: Number, area and spatial distribution[J]. *Science China Earth Sciences*, 54(2): 283-289.
- McFeeters S K. 1996. The use of the normalized difference water index (NDWI) in the delineation of open water features[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 17(7): 1425-1432.
- Neckel N, Kropáček J, Bolch T, et al. 2014. Glacier mass changes on the Tibetan Plateau 2003 – 2009 derived from ICESat laser altimetry measurements[J]. *Environmental Research Letters*, 9(1): 014009.
- Nelson F E, Shiklomanov N I, Christiansen H H, et al. 2004. The Circumpolar-Active-Layer-Monitoring (CALM) workshop: Introduction[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 15(2): 99-101.
- Oelke C, Zhang T J. 2007. Modeling the active-layer depth over the Tibetan Plateau[J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 39(4): 714-722.
- O'Reilly C M, Sharma S, Gray D K, et al. 2015. Rapid and highly variable warming of lake surface waters around the globe[J]. *Geophysical Research Letters*, 42(24): 10773-10781.
- Otsu N. 1979. A threshold selection method from gray-level histograms[J]. *IEEE Transactions on Systems, Man, and Cybernetics*, 9(1): 62-66.
- Pang Q Q, Cheng G D, Li S X, et al. 2009. Active layer thickness calculation over the Qinghai – Tibet Plateau[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 57(1): 23-28.
- Pekel J-F, Cottam A, Gorelick N, et al. 2016. High-resolution mapping of global surface water and its long-term changes [J]. *Nature*, 540: 418-422.
- Pritchard H D. 2017. Asia's glaciers are a regionally important buffer against drought[J]. *Nature*, 545: 169-174.
- Qiu J. 2008. China: The third pole[J]. *Nature*, 454: 393-396.
- Reinart A, Reinhold M. 2008. Mapping surface temperature in large lakes with MODIS data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 112(2): 603-611.
- Savtchenko A, Ouzounov D, Ahmad S, et al. 2004. Terra and aqua MODIS products available from NASA GES DAAC [J]. *Advances in Space Research*, 34(4): 710-714.
- Schneider P, Hook S J, Radocinski R G, et al. 2009. Satellite observations indicate rapid warming trend for lakes in California and Nevada[J]. *Geophysical Research Letters*, 36 (22): L22402.
- Song C Q, Huang B, Ke L H. 2013. Modeling and analysis of lake water storage changes on the Tibetan Plateau using multi-mission satellite data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 135: 25-35.
- Song C Q, Huang B, Richards K, et al. 2014. Accelerated lake expansion on the Tibetan Plateau in the 2000s: Induced by glacial melting or other processes[J]. *Water Resources Re-*

- search, 50(4): 3170-3186.
- Stendel M, Christensen J H. 2002. Impact of global warming on permafrost conditions in a coupled GCM[J]. *Geophysical Research Letters*, 29(13): 1632.
- Tao S L, Fang J Y, Zhao X, et al. 2015. Rapid loss of lakes on the Mongolian Plateau[J]. *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, 112(7): 2281-2286.
- Tong K, Su F G, Xu B Q. 2016. Quantifying the contribution of glacier meltwater in the expansion of the largest lake in Tibet[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 121(19): 11158-11173.
- Urban T J, Schutz B E, Neuenschwander A L. 2008. A survey of ICESat coastal altimetry applications: Continental coast, open ocean island, and inland river[J]. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 19(1-2): 1-19.
- Wan Z M, Dozier J. 1996. A generalized split-window algorithm for retrieving land-surface temperature from space [J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(4): 892-905.
- Wan Z M, Zhang Y L, Li Z-L, et al. 2002. Preliminary estimate of calibration of the moderate resolution imaging spectroradiometer thermal infrared data using Lake Titicaca [J]. *Remote Sensing of Environment*, 80(3): 497-515.
- Wan Z M, Zhang Y L, Zhang Q C, et al. 2002. Validation of the land-surface temperature products retrieved from Terra moderate resolution imaging spectroradiometer data[J]. *Remote Sensing of Environment*, 83(1-2): 163-180.
- Wu Q B, Hou Y D, Yun H B, et al. 2014. Changes in active-layer thickness and near-surface permafrost between 2002 and 2012 in alpine ecosystems, Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau, China[J]. *Global and Planetary Change*, 124: 149-155.
- Wu Y H, Zheng H X, Zhang B, et al. 2014. Long-term changes of lake level and water budget in the Nam Co Lake Basin, Central Tibetan Plateau[J]. *Journal of Hydrometeorology*, 15(3): 1312-1322.
- Xu H Q. 2006. Modification of normalised difference water index (NDWI) to enhance open water features in remotely sensed imagery[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 27(14): 3025-3033.
- Yao T D, Pu J C, Lu A X, et al. 2007. Recent glacial retreat and its impact on hydrological processes on the Tibetan Plateau, China, and surrounding regions[J]. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, 39(4): 642-650.
- Yao T D, Thompson L, Yang W, et al. 2012. Different glacier status with atmospheric circulations in Tibetan Plateau and surroundings[J]. *Nature Climate Change*, 2(9): 663-667.
- Yi S, Wang Q Y, Sun W K. 2016. Basin mass dynamic changes in China from GRACE based on a multibasin inversion method[J]. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(5): 3782-3803.
- Yu J Y, Zhang G Q, Yao T D, et al. 2016. Developing daily cloud-free snow composite products from MODIS Terra-Aqua and IMS for the Tibetan Plateau[J]. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 54(4): 2171-2180.
- Zhang G Q, Li J L, Zheng G X. 2017. Lake-area mapping in the Tibetan Plateau: an evaluation of data and methods[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 38(3): 742-772.
- Zhang G Q, Xie H J, Duan S Q, et al. 2011. Water level variation of Lake Qinghai from satellite and in situ measurements under climate change[J]. *Journal of Applied Remote Sensing*, 5(1): 053532.
- Zhang G Q, Xie H J, Kang S C, et al. 2011. Monitoring lake level changes on the Tibetan Plateau using ICESat altimetry data (2003-2009)[J]. *Remote Sensing of Environment*, 115(7): 1733-1742.
- Zhang G Q, Xie H J, Yao T D, et al. 2012. Snow cover dynamics of four lake basins over Tibetan Plateau using time series MODIS data (2001-2010) [J]. *Water Resources Research*, 48(10): W10529.
- Zhang G Q, Xie H J, Yao T D, et al. 2013. Water balance estimates of ten greatest lakes in China using ICESat and Landsat data[J]. *Chinese Science Bulletin*, 58(31): 3815-3829.
- Zhang G Q, Xie H J, Yao T D, et al. 2014. Quantitative water resources assessment of Qinghai Lake basin using Snowmelt Runoff Model (SRM)[J]. *Journal of Hydrology*, 519: 976-987.
- Zhang G Q, Yao T D, Piao S L, et al. 2017. Extensive and drastically different alpine lake changes on Asia's high plateaus during the past four decades[J]. *Geophysical Research Letters*, 44(1): 252-260.
- Zhang G Q, Yao T D, Shum C K, et al. 2017. Lake volume and groundwater storage variations in Tibetan Plateau's endorheic basin[J]. *Geophysical Research Letters*, 44(11): 5550-5560.
- Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al. 2013. Increased mass over the Tibetan Plateau: From lakes or glaciers[J]. *Geophysical Research Letters*, 40(10): 2125-2130.
- Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al. 2014a. Estimating surface temperature changes of lakes in the Tibetan Plateau using MODIS LST data[J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 119(14): 8552-8567.
- Zhang G Q, Yao T D, Xie H J, et al. 2014b. Lakes' state and

- abundance across the Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 59(24): 3010-3021.
- Zhang G Q, Zheng G X, Gao Y, et al. 2017. Automated water classification in the Tibetan Plateau using Chinese GF-1 WFV data[J]. Photogrammetric Engineering & Remote Sensing, 83(7): 509-519.
- Zhou J, Wang L, Zhang Y S, et al. 2015. Exploring the water storage changes in the largest lake (Selin Co) over the Tibetan Plateau during 2003 – 2012 from a basin-wide hydrological modeling[J]. Water Resources Research, 51(10): 8060-8086.
- Zhu L P, Xie M P, Wu Y H. 2010. Quantitative analysis of lake area variations and the influence factors from 1971 to 2004 in the Nam Co basin of the Tibetan Plateau[J]. Chinese Science Bulletin, 55(13): 1294-1303.
- Zhu W B, Lü A F, Jia S F. 2013. Estimation of daily maximum and minimum air temperature using MODIS land surface temperature products[J]. Remote Sensing of Environment, 130: 62-73.
- Zhu Z, Wang S X, Woodcock C E. 2015. Improvement and expansion of the Fmask algorithm: Cloud, cloud shadow, and snow detection for Landsats 4 – 7, 8, and Sentinel 2 images[J]. Remote Sensing of Environment, 159: 269-277.
- Zwally H J, Schutz B, Abdalati W, et al. 2002. ICESat's laser measurements of polar ice, atmosphere, ocean, and land[J]. Journal of Geodynamics, 34(3-4): 405-445.

Changes in lakes on the Tibetan Plateau observed from satellite data and their responses to climate variations

ZHANG Guoqing

(Institute of Tibetan Plateau Research, CAS, Beijing 100101, China)

Abstract: The Tibetan Plateau (TP) is located in the southwest of China and central Asia, with a mean elevation higher than 4000 m and area of $3 \times 10^6 \text{ km}^2$. It is named "the roof of the world". The TP and surrounding areas together is also called "the Third Pole". The TP has 1200 lakes greater than 1 km^2 in area, which accounts for approximately 50% of the total number and area of lakes in China. It is the sources of the Yellow River, the Yangtze River, the Indus, Ganges, Brahmaputra, Irrawaddy, Salween, and the Mekong, and therefor known as "Asia's water tower". In the past several decades, the TP experienced a faster warming than other regions in the world. The climate of the TP is also getting wetting. Lakes are indicators of climate change. The TP has the dense distribution of lakes with little disturbance of human activities. The utilization of multi-sensors' data has provided a useful tool to monitor lake change in the remote TP. Several studies of lake changes have been conducted focusing on the following scientific questions: (1) how many lakes are on the TP and what are the spatial and temporal changes of the number, area, and abundance of these lakes? (2) the increased mass over the TP from glaciers or lakes? (3) under anthropogenic warming, how did the water and cryosphere cycles change on the two adjacent largest Plateaus in the world, the Tibetan and the Mongolian Plateaus, over the last four decades? and (4) how did the lake water storage and water balance change? These studies are of great significance to the understanding of the third pole of the world, the state of regional water resources and changes, and ecological civilization and ecological security construction. They also provide an important scientific basis for the planning of the third polar national park. The quantitative understanding of lake water balance and mechanisms and driving factors of lake change needs further work in the future.

Key words: Tibetan Plateau; lake change; remote sensing; progress and challenge