

2000-2016年青海湖湖冰物候特征变化

祁苗苗,姚晓军,李晓锋,安丽娜,官 鹏,高永鹏,刘 娟

(西北师范大学地理与环境科学学院, 兰州 730070)

摘要: 湖冰物候特征是气候变化的灵敏指示器。基于2000-2016年青海湖边界矢量数据,结合Terra MODIS和Landsat TM/ETM+遥感影像及气象数据,利用RS和GIS技术综合分析青海湖湖冰物候特征变化及其对气候变化的响应。结果表明:① 青海湖开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融的时间分别为12月中旬、1月上旬、3月中下旬和3月下旬至4月上旬,平均封冻期和平均完全封冻期为88 d和77 d,平均湖冰存在期和平均消融期为108 d和10 d。② 近16年间青海湖湖冰物候特征各时间节点变化呈现较大的差异性。湖泊开始冻结日期相对变化较小,完全冻结日期呈先提前后推迟的波动趋势,开始消融日期呈先推迟后提前的波动趋势,完全消融日期在2012-2016年呈明显提前趋势。青海湖封冻期在2000-2005年和2010-2016年呈缩短趋势,但减少速率慢于青藏高原腹地的湖泊。③ 青海湖冻结和消融的空间模式相同,即湖冰形成较早的区域则消融较早,且前者持续时间(18~31 d)整体上大于后者(7~20 d),二者相差约10 d。④ 冬半年负积温大小是影响青海湖封冻期的关键要素,但风速和降水对青海湖湖冰的形成和消融亦发挥着重要作用。

关键词: 湖冰;物候特征;冻结—消融过程;MODIS;青海湖

DOI: 10.11821/dlxb201805012

1 引言

全球气候变化正深刻影响着人类的生存和发展,是当今国际社会共同面临的重大挑战之一^[1]。湖泊冰情演化与气候变化密切相关^[2],湖冰物候特征忠实记录了局地气候变化状况,其冻结和消融时间被视作区域气候变化的灵敏指示器^[1, 3-6]。湖冰作为冰冻圈的重要组成部分,其年内变化不仅影响区域热量和能量收支平衡,而且具有重要的生态价值和经济价值^[5, 7-9]。青藏高原隆起对高原及其毗邻地区自然环境有着重要影响,其气候变化与全球气候变化密切相关,被誉为“全球气候变化的驱动力与放大器”^[10],同时青藏高原分布着全球海拔最高、数量最多的高原湖群^[7],共有湖泊1055个,面积41847.1 km²^[11],占中国湖泊总面积的一半以上。由于自然条件恶劣,青藏高原大多数地区人迹罕至,湖泊很少受到人类活动影响,湖冰物候特征能够真实反映自然状态下的区域气候变化规律。因此,在全球变暖背景下,开展青藏高原湖冰资源调查和湖冰物候特征研究,对于

收稿日期: 2017-06-16; 修订日期: 2018-02-03

基金项目: 中国科学院冰冻圈科学国家重点实验室开放基金项目(SK LCS-OP-2016-10); 国家自然科学基金项目(41261016, 41561016); 西北师范大学青年教师科研能力提升计划项目(NWNU-LKQN-14-4) [Foundation: Opening Foundation Projection of State Key Laboratory of Cryosphere Sciences, CAS, No.SK LCS-OP-2016-10; National Natural Science Foundation of China, No.41261016, No.41561016; Youth Scholar Scientific Capability Promoting Project of Northwest Normal University, No.NWNU-LKQN-14-4]

作者简介: 祁苗苗(1993-), 女, 甘肃临夏人, 硕士研究生, 研究方向为湖冰物候。E-mail: qimiao_miao_mzl@163.com

通讯作者: 姚晓军(1980-), 男, 山西夏县人, 博士, 副教授, 研究方向为地理信息技术与冰冻圈变化。

E-mail: xj_yao@nwnu.edu.cn

认识青藏高原气候变化及补充高原地区湖冰研究资料具有重要意义, 已引起学术界和政府部门的高度关注^[12]。

目前, 湖冰研究聚焦于时间参数和属性参数提取^[13], 其中时间参数可由野外观测获取, 但耗时耗力, 且绝大多数高原湖泊缺少湖冰物候特征实地观测资料。随着遥感技术的发展, 通过获取大范围高时空分辨率的遥感影像及对湖冰物候特征的自动(半自动)提取, 弥补了地面观测的不足(如人工观测样点、气象站等分布不均匀), 使其成为湖冰表面观测的替代手段^[14-16]。国外对湖泊冰情的研究主要集中于北欧、北美中部及东北部等地区^[6, 17-18], 研究内容包括湖冰物候特征数据集的建立、湖冰对气候变化响应规律的认知和利用数学模型模拟湖冰演变过程等^[19-21], 并在全球气候变化评估中发挥着重要作用。与国外相比, 中国的湖冰研究主要集中于青藏高原大湖, 相关研究表明该区域湖泊呈现冻结时间推迟、消融时间提前的变化趋势, 湖泊封冻期持续时间普遍缩短^[22-24]。青海湖位于东亚季风、印度季风和西风带的交汇处^[25], 对气候变化十分敏感, 其湖冰物候特征及变化一直受到学者们的关注, 如陈贤章等^[26]利用 AVHRR 遥感资料反演了青海湖 1958-1983 年湖冰变化; 殷青军等^[27]利用 EOS/MODIS 反演了青海湖水面温度并建立了青海湖监测模型; 车涛等^[22]利用低频亮度温度数据提取青海湖湖冰物候特征, 结果表明 1978-2006 年湖冰持续日数减少了 14~15 d, 其中封冻期推迟了约 4 d, 解冻期提前了约 10 d, 且湖冰融化日期对区域气温变化更为敏感。近期, Cai 等^[28]利用被动微波 SMMR 和 SSM/I 亮温数据对近 38 年来青海湖湖冰物候特征进行了分析, 但 SMMR 和 SSM/I 数据的低空间分辨率(25 km)和不连续性在一定程度上限制了湖冰物候特征数据的提取精度。因此, 在近年来青海湖湖面快速扩张、水位不断上升背景下, 青海湖湖冰物候特征如何变化及其对气候变化的响应规律这一问题仍需进一步研究。

本文基于较高时空分辨率的 Terra MODIS 和 Landsat TM/ETM+遥感影像, 综合应用 RS 和 GIS 技术建立 2000-2016 年青海湖湖冰物候特征数据集, 并在此基础上对青海湖冻结—消融过程及湖冰物候特征对气候变化的响应规律进行分析, 从而为青海湖冬季旅游、湖泊通航和湖冰厚度反演提供参考。

2 研究区概况

青海湖(36°31'~37°15'N, 99°36'~100°47'E)位于青藏高原东北部, 隶属于青海省海南藏族自治州共和县, 是中国境内最大的咸水湖(图1)。青海湖因地层断陷而形成, 西北高东南低, 湖中有海心山和三块石两个湖心岛, 湖区东面自北向南分布着尕斯库勒湖、海晏湾和耳海4个子湖。青海湖平均海拔为3200 m, 湖面略呈“凸”形, 东西长约109 km, 南北宽约39.8 km, 湖水呈弱碱性, pH值为9.23, 含盐量为14.134 g/L, 水位在3193.8 m时, 湖区水域面积为4294 km², 库容约785.2×10⁸ m³, 平均水深18.3 m, 最大水深26.6 m^[29]。近年来受祁连山冰川融水和流域内降水增多影响, 青海湖水位不断上升、面积逐渐扩大^[30-31]。青海湖流域属于典型的高寒干旱大陆性气候, 终年气温较低且日温差较大, 多年平均气温为-1.4℃~1.7℃, 呈东南向西北逐渐降低趋势。湖区多年平均降水量为319~395 mm, 且集中在夏季, 并呈西南少东北多、由湖心向湖周山区递增的分布格局。青海湖流域主要河流有布哈河、沙柳河等, 水系呈明显不对称分布, 且西北流量大而东南流量小。青海湖流域内广布高寒草甸和高寒草原, 生物物种丰富, 独特的自然条件使青海湖成为青藏高原生物物种的宝库, 被誉为“青藏高原基因库”。

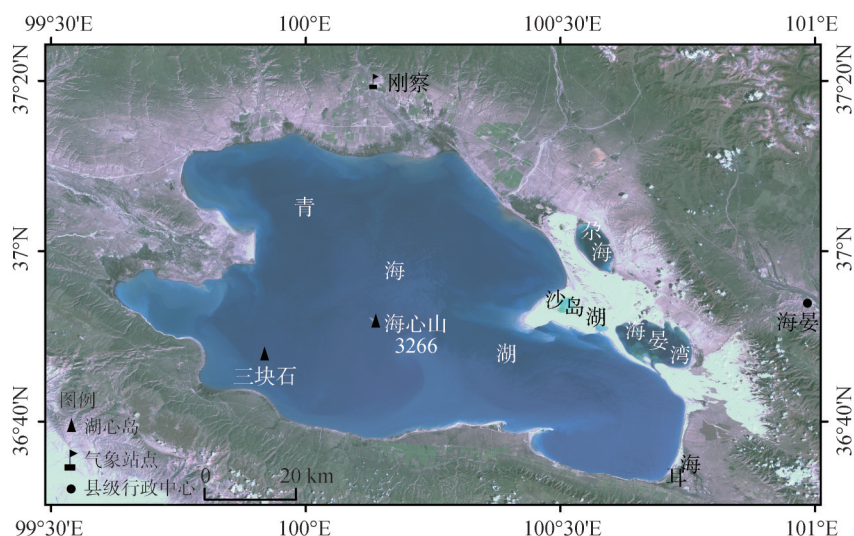


图1 研究区(底图为Landsat TM影像)

Fig. 1 The study area (the base map is Landsat TM image)

3 数据与方法

3.1 数据及预处理

为提取青海湖湖冰物候特征信息,从美国国家航空航天局陆面分布式数据中心(NASALPDA, <https://data.giss.nasa.gov>)下载了12410景MODIS MOD09GQ数据产品。该数据具有较高的时间分辨率(1 d)和空间分辨率(250 m),有利于监测青海湖冻结—消融过程及其冰情变化。由于预处理的MODIS MOD09GQ数据量大,利用Python语言编写的脚本程序对该数据进行批量几何校正,统一选用WGS84坐标系和UTM投影,同时输入多景影像计算湖冰面积比例,再通过目视解译逐一选择晴朗无云的影像进行统计分析。为准确提取青海湖轮廓和提高湖冰面积解译精度,从USGS (<http://glovis.usgs.gov>)网站下载了2000-2016年逐年Landsat TM/ETM+遥感影像(共34景),作为解译湖泊和湖冰的参考数据。Landsat TM/ETM+遥感影像空间分辨率为30 m,该数据不仅可以作为MODIS MOD09GQ数据提取湖泊冰情精度参考,还可以作为MODIS MOD09GQ数据的补充资料。

此外,本文选用距青海湖最近的国家基准站——刚察气象站(图1)的风速日值数据集和中国地面气温和降水日值 $0.5^{\circ}\times 0.5^{\circ}$ 格点数据集作为青海湖气候背景参考,该数据均由国家气象科学数据共享服务平台(<http://data.cma.cn>)提供。

3.2 研究方法

湖冰遥感自动提取方法主要有指数法和阈值法^[32]。指数法是根据冰水波谱特性间接区分冰和水,阈值法则是利用冰水反射率、温度等特征因子的不同直接区分冰和水。其中,阈值法利用波段差值能消除一定的大气影响和系统误差,可较准确地识别湖泊开始冻结和开始消融的时间,精度较高^[13]。本文选用阈值法,通过设定红光波段、红光和近红外两波段反射率之差的阈值提取湖冰面积,计算方法如下^[27]:

$$Ice = \begin{cases} Band1 - Band2 > a \\ Band1 > b \end{cases} \quad (1)$$

式中: Band 1 和 Band 2 分别表示 MODIS MOD09GQ 数据的第 1 (红光)、2 (近红外) 波段; a、b 为阈值, 满足上述条件的即为湖冰。结合目视解译与直方图分布特征, 经过人机交互反复检验确定出合适的阈值, a 为 0.028, b 为 0.05。图 2 为 2014 年 2 月 22 日青海湖冻结状况, 基于 Landsat ETM+ 影像人工目视解译的湖冰面积为 4125.66 km², 基于 MODIS MOD09GQ 数据利用阈值法提取的湖冰面积为 4092.17 km², 两者误差为 0.8%, 表明阈值法可准确识别湖冰。

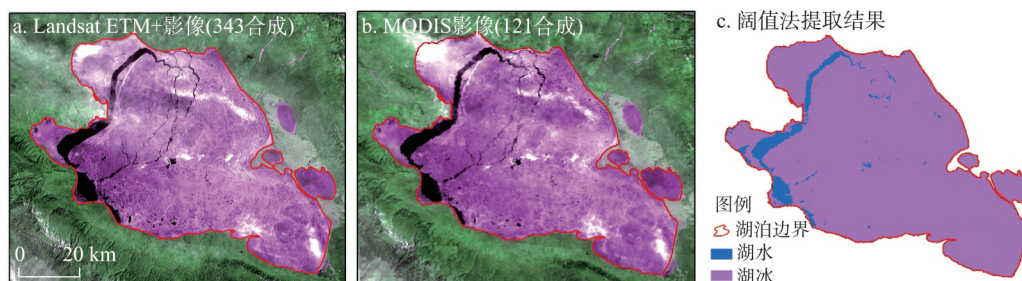


图2 2014年2月22日青海湖结冰状况

Fig. 2 The status of ice cover of Qinghai Lake on February 22, 2014

在一个研究周期内, 湖冰存在期 (Exist Duration, ED) 指湖泊开始冻结至完全消融之间的时间段; 湖冰消融期 (Break Duration, BD) 指湖泊开始消融至完全消融之间的时间段。不同学者对湖泊封冻期 (Freeze Duration, FD) 的定义不尽相同, 如勾鹏等^[33]将湖泊封冻期定义为自初冰日到完全冻结日之间的时间段, 而 Reed 等^[34]将湖泊封冻期定义为湖泊完全冻结至完全消融的时间间隔, Kropáček 等^[12]则认为是湖泊开始冻结至完全消融的持续时间, 并提出湖泊完全封冻期 (Completely Freezing Duration, CFD) 概念, 即湖泊完全冻结至开始消融的时间间隔。为便于和国内外已有研究成果相比较, 本文选择 Reed 等^[34]提出的湖泊封冻期和 Kropáček 等^[12]提出的湖泊完全封冻期概念来分析青海湖冰情状况。已有研究表明, 青海湖一般在每年秋冬季开始冻结、完全冻结, 至翌年春夏季开始消融到完全消融^[22], 这些时间节点反映了湖冰变化的周期性。为便于自动提取湖冰不同状态的时间节点信息, 本文将湖泊开始冻结日期定义为下半年湖冰比例 (即湖冰面积与湖泊面积的比值) 为 10% 的日期; 湖泊完全冻结日期定义为下半年湖冰比例为 90% 的日期; 湖泊开始消融和完全消融日期则分别定义为上半年湖冰比例为 90%、10% 的日期, 计算方法如下^[34]:

$$Phenology\ of\ lake\ ice = \begin{cases} FUS, & \text{if } IA \geq 0.1 \times LA \\ FUE, & \text{if } IA \geq 0.9 \times LA \\ BUS, & \text{if } IA \geq 0.9 \times LA \\ BUE, & \text{if } IA \geq 0.1 \times LA \end{cases} \quad (2)$$

式中: FUS (Freeze-up start)、FUE (Freeze-up end)、BUS (Break-up start) 和 BUE (Break-up end) 分别为湖泊开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融; LA (Lake area) 和 IA (Ice area) 分别为湖泊面积和湖冰面积。

4 结果与分析

4.1 青海湖湖冰物候特征

表 1 列出了基于 MODIS MOD09GQ 数据提取的 2000-2016 年青海湖湖冰物候特征数

据。受云覆盖影响,部分年份青海湖湖冰物候特征数据无法精确到日尺度,统计显示在最坏情况下研究期内最大误差为3 d。由表1可知,2000-2016年间青海湖于每年12月中旬开始冻结,平均开始冻结日期为12月16日,最早开始冻结日期为2005年12月6日,最迟开始冻结日期出现在2004年12月28日。经过约20 d的冻结,青海湖于每年的12月底或1月初完全被冰层覆盖,平均在1月5日完全冻结,最早完全冻结日期为2005年12月23日,最迟完全冻结日期出现在2009年1月23日。至3月下旬青海湖开始消融,平均开始消融日期为3月23日,开始消融最早和最迟日期分别为2015年3月2日和2008年4月7日。经过约10 d的消融,青海湖湖冰完全消融,平均完全消融日期为4月3日,最早和最迟日期分别出现在2014年3月24日和2011年4月14日。在研究时段内青海湖封冻期和完全封冻期各年差异较大,其中封冻期平均为88 d,最短为69 d,最长为108 d;完全封冻期平均为77 d,最短和最长持续时间分别为55 d和96 d,两者与最短、最长封冻期出现的年份一致,即2008-2009年和2010-2011年。从湖泊开始冻结至湖冰完全消融间隔时间来看,湖面存在湖冰的持续时间平均为108 d,最短为90 d(2004-2005年和2015-2016年),最长为125 d(2005-2006年);湖冰开始消融至完全消融的持续时间平均为10 d,最短为4 d(2012-2013年),最长为26 d(2014-2015年)。

2000-2016年青海湖湖冰物候特征变化呈现较大差异。其中开始冻结日期较为集中,除2003-2005年、2015-2016年外,开始冻结时间出现在第350 d左右。完全冻结日期呈先提前后推迟的波动趋势,最大变化时间近1个月。开始消融日期呈先推迟后提前的波

表1 2000-2016年青海湖湖冰物候特征(d)

Tab. 1 The ice phenology characteristics of Qinghai Lake from 2000 to 2016 (day)

年份	开始冻结 (FUS)	完全冻结 (FUE)	开始消融 (BUS)	完全消融 (BUE)	湖冰存在期 (ED)	消融期(BD)	封冻期 (FD)	完全封冻期 (CFD)
2000/2001	343	6*	85	92*	114	7	86	79
2001/2002	351	5	92*	98	112	6	93	87
2002/2003	355	4	85*	89*	99	4	85	81
2003/2004	359*	12	79*	88	94	9	76	67
2004/2005	362*	10	69*	87*	90	18	79	59
2005/2006	340	357	86*	100*	125	14	108	94
2006/2007	348	7	90*	96	113	6	89	83
2007/2008	353	4*	97*	102*	114	5	99	93
2008/2009	344	23*	78*	92	113	14	69	55
2009/2010	351	365	78	84*	98	6	84	78
2010/2011	347	361	91*	104	122	13	108	96
2011/2012	350	5*	95	103	118	8	98	90
2012/2013	342	361	88	92	115	4	97	92
2013/2014	350	8	65	83	98	18	75	57
2014/2015	346	3	62*	88*	107	26	85	59
2015/2016	359	12	71*	84*	90	13	72	59
平均	350	5	82	93	108	10	88	77
极差	22	31	35	21	35	22	39	41
每年变幅	-0.12	-0.08	-0.86	-0.29	-0.16	0.58	-0.22	-0.78

注: *表示有误差的日期(误差最大为3 d);开始冻结和完全冻结日、开始消融和完全消融日均采用年内第多少天(例如12月9日为年内第343 d)表示。

动趋势,大致以2012年为界,之前平均开始消融日期为第85 d,之后则为第72 d。完全消融日期在2005-2012年变化幅度较小,在2000-2005年(2001-2002年除外)和2012-2016年均早于近17年的平均完全消融日期,呈提前趋势。湖冰存在期、封冻期和完全封冻期的变化趋势基本一致,2005-2010年三者整体上呈先增加后缩短的波动趋势,2000-2005年和2010-2016年均呈普遍缩短趋势;湖冰消融期在2000-2012年呈先缩短后增加的波动趋势,但在2012-2016年均大于近17年的平均消融期日数,整体上略呈延长趋势。

与青海湖湖冰物候特征现有研究成果相比,本研究的计算结果既具有较好的一致性,也体现出一定的差异性。如本文研究结果与Cai等^[28]提取的相同时段内青海湖湖冰物候特征数据变化趋势基本一致,但各年份湖泊开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融出现的具体时间节点存在差异,最大差值分别为9 d(2008-2009年)、19 d(2008-2009年)、14 d(2014-2015年)和6 d(2006-2007年),这主要与二者所使用的数据源和湖冰物候特征判别方法不同有关,如前者使用的是低空间分辨率的SMMR和SSM/I被动微波数据,采用的方法为人工目视判别(与解译者经验密切相关,在一定程度上会导致结果的难以验证和不一致性)。与青藏高原其他湖泊湖冰物候特征变化相比^[12, 23-24],青海湖封冻期和完全封冻期尽管亦呈缩短趋势,尤其是2012年之后这种趋势更为明显,但其减少速率明显低于青藏高原腹地的高海拔湖泊,如纳木错、可可西里湖等,这可能不仅与湖泊所处的地理位置有关,而且与湖泊自身因素(如面积、形状、水深、盐度等)息息相关。

4.2 青海湖冻结—消融时空过程

湖泊冻结—消融空间模式在一定程度上可以反映湖泊水深差异,如可可西里地区北部的7个湖泊和纳木错均从湖岸浅水处开始冻结并扩张至湖心^[23, 35]。图3显示了2015-2016年不同时间段青海湖冻结状况,可以看出青海湖先从邻近海晏湾的东侧边缘开始冻结(图3a),之后湖区东北部、西北部开始封冻,湖冰由湖岸逐渐扩张至湖中心(图3b~3d),至1月24日已完全封冻(图3e),整个封冻过程比较缓慢。2016年3月上旬,青海湖主体部分冰面破裂,从东北部和西北部开始解冻,同时湖冰从湖岸边缘逐渐向湖中心缓慢消融(图3f~3h),至3月31日青海湖主体部分完全消融(图3i),与冻结过程相比,青海湖消融过程较为迅速。总体而言,青海湖消融空间模式与冻结空间模式相同,即湖冰形成较早的区域则消融较早,这与可可西里地区湖泊^[23]、纳木错^[24]冻结—消融空间模式不同。湖泊冻结—消融过程与湖冰厚度的空间分布密切相关^[36],在今后的青海湖湖冰厚度遥感反演及青海湖冬季旅游注意事项中应予以重点关注和考虑。

就青海湖冻结过程和消融过程而言,前者持续时间(18~31 d)整体上大于后者(7~20 d),二者相差约10 d(图4)。然而,在个别年份湖冰冻结或消融出现反复现象,如2004-2005年湖冰比例在第78 d出现异常值(图4b),通过对比同期的风速、温度数据(图5a)发现,2005年3月18日、19日(即该年第77 d、78 d)风速分别为8.8 m/s、10.0 m/s,且从3月18日起,温度下降,因此该异常值的出现可能与温度骤降、风速变大导致已经融化的部分湖冰重新封冻有关。这一现象同样出现在2009-2010年,湖冰比例在2009年的第359 d、362 d和2010年的第84 d出现异常值(图4c),究其原因亦是由于风速变小(变大)、温度升高(降低)导致已经冻结(融化)的部分湖冰重新融化(冻结)(图5b、5c)。从湖冰生消物理过程来看,青海湖岸边水深较浅,冰晶和薄冰形态的初生冰首先出现在湖岸边,除了冰层自身的表面光学特性和冰底水体通热量外,风对湖泊的冻融过程也起着重要作用。当湖泊持续冷却时,风浪使得冻结初期较薄的湖冰迅速开裂并吹至湖岸边,沿着湖岸形成薄而透明的冰带——岸冰,沿岸形成连续固定冰的时间主

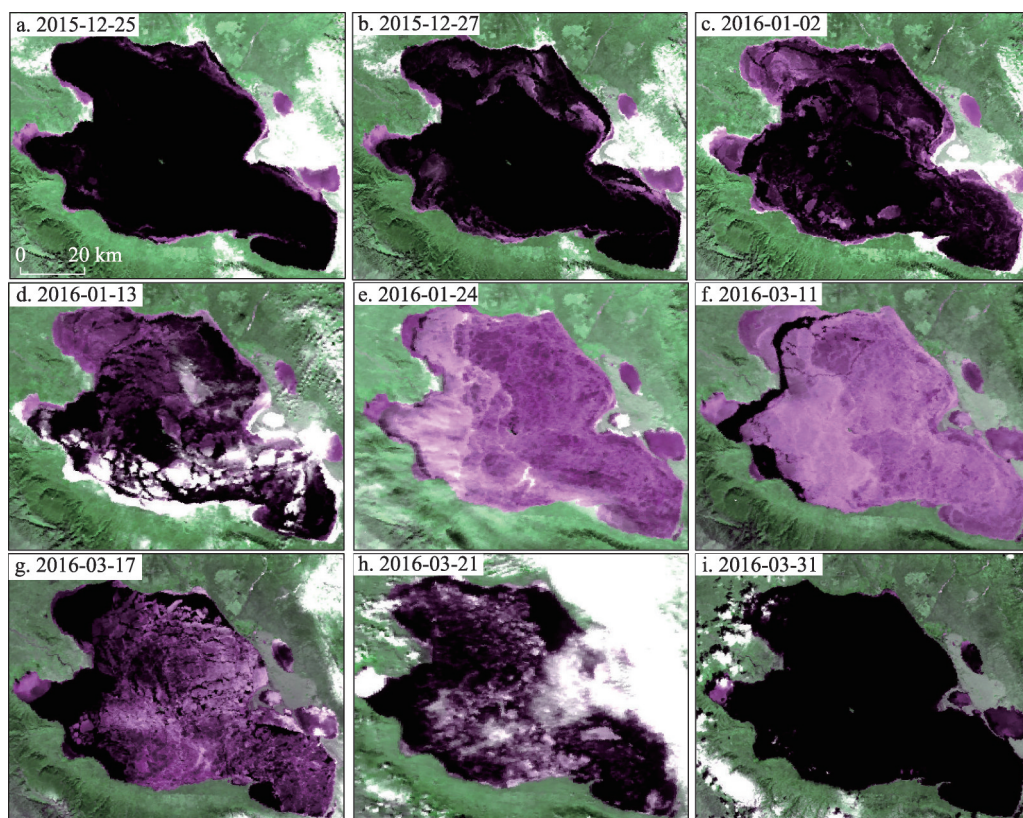


图3 青海湖冻结与消融过程(紫色或湖面上的白色表示湖冰, 黑色表示水体)

Fig. 3 The freezing and melting process of Qinghai Lake (the purple or white over the lake denotes lake ice and the black represents water body)

要与湖岸线形状和局地盛行风向有关^[37]。随着散热强度的增加和固定岸冰的形成, 岸冰开始向湖的开阔部分扩展, 由于岸冰持续向湖内推进, 湖泊开阔表面逐渐减少, 同时风对水面的影响也随之减弱, 此时湖上形成连续的冰盖。若保持持续低温, 湖面就开始稳定封冻, 并依赖导热性向深处发展, 湖泊冻结速度加快, 厚度增大。随着冰盖的形成, 湖面开始彻底封冻, 整个封冻过程比较缓慢, 且需要持续的低温。到3月末或4月初青海湖区域日均温持续高于 0°C , 此时湖冰继续保持的可能性在很大程度上决定于湖内现有的储热量, 在热流影响下湖冰开始融化, 冲破和击碎冰层力的因素(水位的高涨和风力的增大)则促使冰与周围环境的接触面增加, 加速湖冰融化过程^[2, 38]。青海湖3月、4月份湖面风速较大, 且温度逐渐升高, 因此整个融化过程较迅速。

4.3 湖冰物候特征对气候变化的响应

湖冰物候特征受气象因素(气温、太阳辐射、湿度、降雪等)和地理因素(湖泊形状、地理位置等)共同影响, 在较长的时间尺度上, 气温是影响湖冰物候特征的主要因素^[20]。青藏高原正经历着显著的升温过程^[38-39], 且升温幅度明显大于全球升温的平均幅度^[40]。青海湖流域内及周边6个气象站数据也表明近50年青海湖流域平均气温升高趋势显著^[41]。青海湖流域从10月中下旬开始日均温低于 0°C , 4月中旬日均温回升到 0°C 以上, 为探讨青海湖湖冰物候对气候变化的响应规律, 本文将10月至次年4月定义为青海湖流域的冬半年, 并将10月至次年4月气温低于 0°C 的日均温之和作为青海湖冬半年负

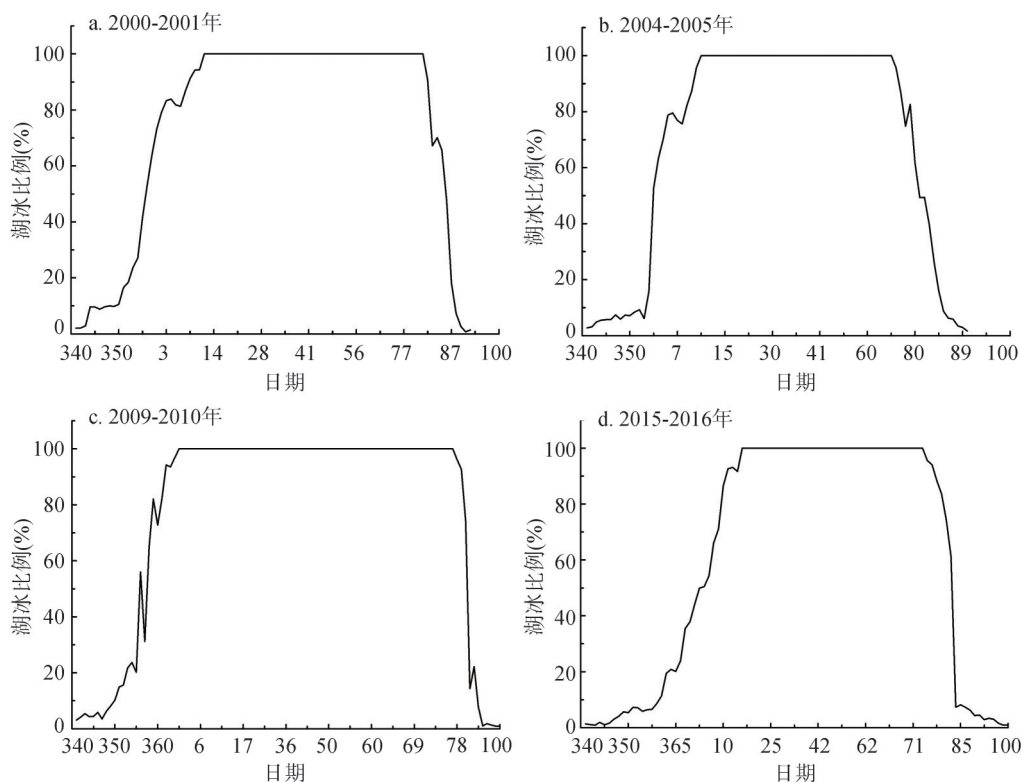


图4 不同年份青海湖冻结与消融过程

Fig. 4 The freezing and melting process of Qinghai Lake in different years

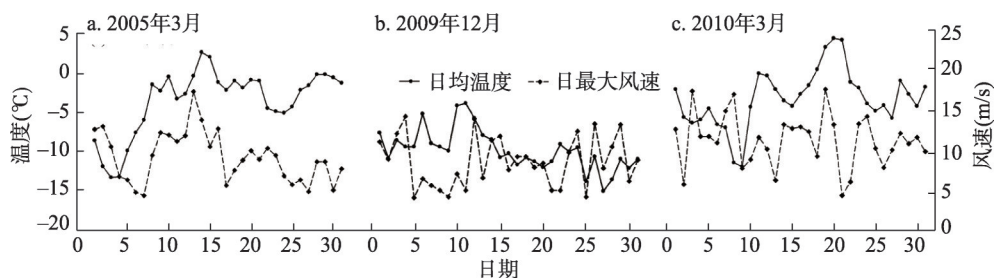


图5 刚察气象站气温和风速日变化

Fig. 5 The daily variations of air temperature and wind speed at Gangcha meteorological station

积温。利用2000-2016年青海湖流域冬半年负积温与封冻期日数做相关性分析,在0.01显著性水平下,封冻期日数与冬半年负积温的相关系数为-0.632(图6),即在冬半年负积温较小的年份,青海湖封冻期较长,而在冬半年负积温较大的年份封冻期则较短。这表明青海湖湖冰变化对区域气候变暖有较好的响应,封冻期日数的变化对该地区冬半年气温有很好的指示作用。

分析2000-2016年青海湖湖冰物候特征与刚察气象站平均风速数据发现,青海湖开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融的日期与风速存在一定的相关性(图7)。本文选择冻融前一周内的平均风速来分析两者的相关性,结果表明风速与湖冰物候特征4个时间节点的协方差分别为-1.57、0.57、-1.49和-0.93。根据协方差的定义,协方差不为0说

明两者之间存在相关关系,协方差为负表明是负相关关系,为正则是正相关关系^[32]。因此,周内平均风速大小对青海湖湖冰物候特征变化有着重要影响。其中,开始冻结日期对于区域风速变化最为敏感,即在周内平均风速较大的年份,开始冻结日期出现的较早,反之开始冻结日期出现的较迟(图7a),这是由于在湖冰形成初期,较大风速可加快湖一气间的空气对流,使湖面表层的散热强度快速达到结冰温度从而促进湖冰形成^[37]。开始消融日期对区域风速的变化较为敏感(图7c),尤其在2004-2015年,开始消融日期与周内平均风速变化密切相关,表现为在周内平均风速较大的年份,开始消融日期出现的较早,反之出现的较迟。这是由于较大风速可促进湖面表层和较热的深水层混合,阻碍水面温度降低到冰点,同时动力作用会扰乱或破坏已有的湖冰,从而加速湖泊的消融过程^[39]。完全冻结和完全消融日期对周内平均风速的变化整体上并不太敏感,但在不同时段内对风速变化也有较好的响应,如完全冻结日期在2003-2008年和2011-2016年对周内平均风速变化有较好的响应,风速增大则完全冻结日期出现较早(图7b),完全消融日期在2007-2016年对周内平均风速变化较为敏感,风速较大

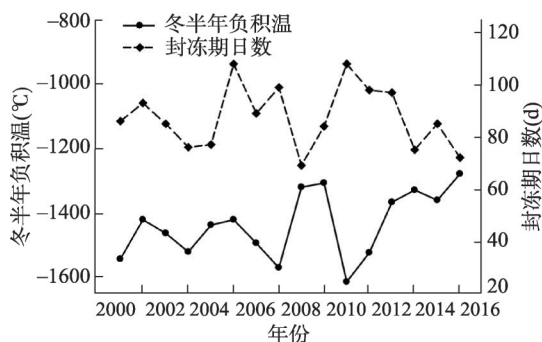


图6 2000-2016年冬半年负积温与青海湖封冻期间关系

Fig. 6 Relationship between negative accumulated temperature in winter half year and freeze duration of Qinghai Lake from 2000 to 2016

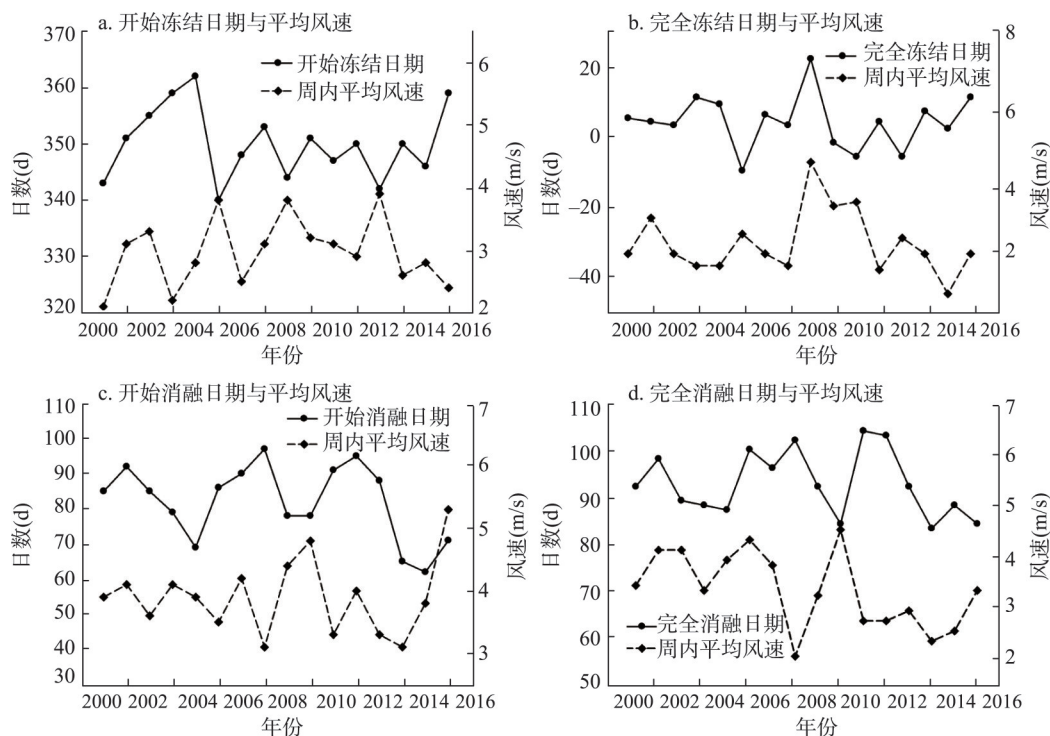


图7 2000-2016年刚察气象站周内平均风速与青海湖湖冰物候间关系

Fig. 7 Relationship between mean weekly wind speed at Gangcha meteorological station and ice phenology of Qinghai Lake from 2000 to 2016

的年份, 完全消融日期出现的较早, 反之亦然 (图 7d)。

除气温、风速等气象要素外, 降水量变化对湖冰的形成和消融也起着重要作用。本文选择与湖冰存在期和消融期对应时期的降水量分析两者的相关性, 计算得出湖冰存在期、消融期和降水量的相关系数分别为 -0.31 和 0.36 , 这表明降水量的大小对湖冰存在期和湖冰消融期起着不同作用。在降水量较大的年份, 湖冰存在期较短 (图 8a), 湖冰消融期则较长 (图 8b), 反之亦然。这是由于在湖泊开始冻结至开始消融期间, 湖面水温持续低于 0°C , 此时降水使得湖面除水层冷却外还有晶核进入水内, 这些晶核就是结冰的基础^[21, 37], 降水量增大, 晶核增多则加快结冰过程, 缩短湖冰存在期持续时间。而在湖冰消融期, 降水 (降雪) 增多一方面降低了湖面温度, 另一方面也因积雪覆盖减缓了湖冰的消融, 从而使湖冰消融过程延长。

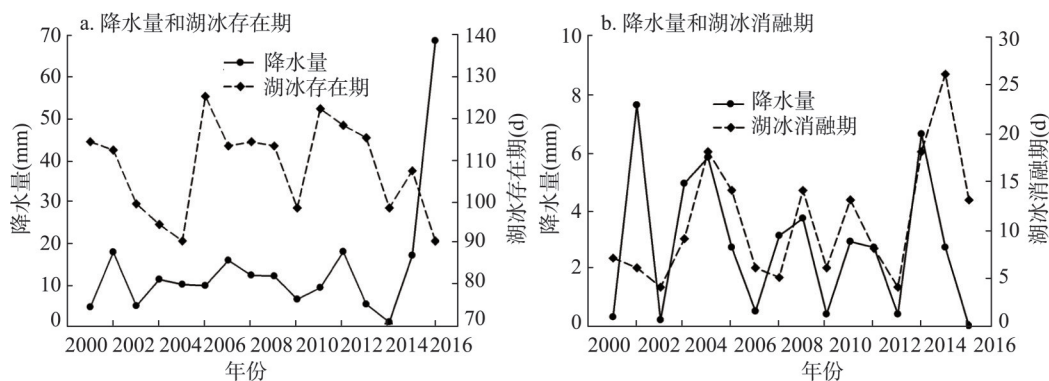


图 8 2000-2016年青海湖湖冰存在期和消融期与降水量间关系

Fig. 8 The relationship between precipitation and ice variation (coverage and ablation) on Qinghai Lake between 2000 and 2016

5 结论

(1) 基于2000-2016年MODIS MOD09GQ数据产品建立的青海湖湖冰物候特征数据集表明, 青海湖通常于每年12月中旬开始冻结, 翌年1月上旬完全冻结, 3月中下旬开始消融, 至4月上旬完全消融。青海湖平均封冻期和平均完全封冻期分别为88 d和77 d, 平均湖冰存在期和平均消融期分别为108 d和10 d。

(2) 2000-2016年青海湖湖冰物候特征各时间节点变化呈现较大差异。其中开始冻结日期变幅相对较小, 完全冻结日期和开始消融日期呈相反的波动变化趋势, 完全消融日期在2000-2005年(2001-2002年除外)和2012-2016年呈提前趋势。湖冰存在期、封冻期和完全封冻期的变化趋势基本一致, 2000-2005年和2010-2016年呈普遍缩短趋势, 湖冰消融期在近5年略呈延长趋势。

(3) 青海湖冻结空间模式与消融空间模式相同, 一般从邻近海晏湾的东侧边缘开始冻结, 之后湖区东北部、西北部开始封冻, 同时湖冰由湖岸逐渐扩张至湖中心, 解冻时则从东北部和西北部开始消融, 同时湖区边缘逐渐向湖中心缓慢解冻。就冻结过程和消融过程而言, 前者持续时间(18~31 d)整体上大于后者(7~20 d), 二者相差约10 d。

(4) 青海湖湖冰物候特征与气候变化密切相关, 其中冬半年负积温的大小决定湖泊封冻期的长短, 即较低的冬半年负积温对应较长的封冻期。风速和降水量对湖冰的形成和消融亦有一定影响。在湖冰形成初期, 较大的风速可促进湖冰形成, 而在湖冰消融初

期, 较大的风速可加速湖冰消融; 降水对湖冰的影响表现为在降水量较大的年份, 湖冰存在期较短, 湖冰消融期则较长。

参考文献(References)

- [1] Vaughan D G, Comiso J C, Allison I, et al. Observations: Cryosphere//Stocker T F, Qin D, Plattner G K, et al. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.
- [2] Weber H, Riffler M, Nöges T, et al. Lake ice phenology from AVHRR data for European lakes: An automated two-step extraction method. *Remote Sensing of Environment*, 2016, 174: 329-340.
- [3] Johnson S L, Stefan H G. Indicators of climate warming in Minnesota: Lake ice covers and snowmelt runoff. *Climate Change*, 2006, 75(4): 421-453.
- [4] Marszelewski W, Skowron R. Ice cover as an indicator of winter air temperature changes: Case study of the Polish Lowland lakes. *Hydrological Sciences Journal*, 2006, 51(2): 336-349.
- [5] Qin Dahe. Climate and Environment Change in China: 2012 Comprehensive Volume. Beijing: China Meteorological Press, 2012. [秦大河. 中国气候与环境演变: 2012综合卷. 北京: 气象出版社, 2012.]
- [6] Benson B J, Magnuson J J, Jensen O P, et al. Extreme events, trends, and variability in Northern Hemisphere lake-ice phenology (1855-2005). *Climatic Change*, 2012, 112(2): 299-323.
- [7] Duguay C R, Prowse T D, Bonsal B R, et al. Recent trends in Canadian lake ice cover. *Hydrological Processes*, 2006, 20(4): 781-801.
- [8] Weyhenmeyer G A, Meili M, Livingstone D M. Nonlinear temperature response of lake ice breakup. *Geophysical Research Letters*, 2004, 31(31): 157-175.
- [9] Xin Yufei, Bian Lingen. Progress of prediction of the global cryosphere change. *Chinese Journal of Polar Research*, 2008, 20(3): 671-682. [辛羽飞, 卞林根. 全球冰冻圈变化预测研究现状. 极地研究, 2008, 20(3): 671-682.]
- [10] Pan Baotian, Li Jijun. Qinghai-Tibetan Plateau: A driver and amplifier of the global climatic change: III. The effects of the uplift of Tibetan Plateau on climate changes. *Journal of Lanzhou University (Natural Sciences)*, 1996, 32(1): 108-115. [潘保田, 李吉均. 青藏高原: 全球气候变化的驱动力与放大器: III. 青藏高原隆起对气候变化的影响. 兰州大学学报(自然科学版), 1996, 32(1): 108-115.]
- [11] Ma R, Yang G, Duan H, et al. China's lakes at present: Number, area and spatial distribution. *Science China Earth Sciences*, 2011, 54(2): 283-289.
- [12] Kropáček J, Maussion F, Chen F, et al. Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data. *The Cryosphere*, 2013, 7(1): 287-301.
- [13] Wei Qiufang, Ye Qinghua. Review of lake ice monitoring by remote sensing. *Progress in Geography*, 2010, 29(7): 803-810. [魏秋方, 叶庆华. 湖冰遥感监测方法综述. 地理科学进展, 2010, 29(7): 803-810.]
- [14] Lenormand F, Duguay C R, Gauthier R. Development of a historical ice database for the study of climate change in Canada. *Hydrological Processes*, 2002, 16(18): 3707-3722.
- [15] Hall D K, Riggs G A. MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 83(1): 181-194.
- [16] Latifovic R, Pouliot D. Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record. *Remote Sensing of Environment*, 2007, 106(4): 492-507.
- [17] Magnuson J J, Robertson D M, Benson B J, et al. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere. *Nature*, 2000, 289(5485): 1743-1746.
- [18] Wang J, Bai X, Hu H, et al. Temporal and spatial variability of Great Lakes ice cover, 1973-2010. *Journal of Climate*, 2012, 25(4): 1318-1329.
- [19] Wang J, Hu H, Schwab D, et al. Development of the great lakes ice-circulation model (GLIM): Application to Lake Erie in 2003-2004. *Journal of Great Lakes Research*, 2010, 36(3): 425-436.
- [20] Dibike Y, Prowse T, Bonsal B, et al. Simulation of North American lake-ice cover characteristics under contemporary and future climate conditions. *International Journal of Climatology*, 2012, 32(5): 695-709.
- [21] Oveisy A, Boegman L, Imberger J. One-dimensional simulation of lake and ice dynamics during winter. *Journal of Limnology*, 2014, 73(3): 43-57.
- [22] Che Tao, Li Xin, Jin Rui. Monitoring the frozen duration of Qinghai Lake using satellite passive microwave remote sensing low frequency data. *Chinese Science Bulletin*, 2009, 54(6): 787-791. [车涛, 李新, 晋锐. 利用被动微波遥感低

- 频亮温数据监测青海湖封冻与解冻期. 科学通报, 2009, 54(6): 787-791.]
- [23] Yao Xiaojun, Li Long, Zhao Jun, et al. Spatial-temporal variations of lake ice in the Hoh Xil region from 2000 to 2011. *Acta Geographica Sinica*, 2015, 70(7): 1114-1124. [姚晓军, 李龙, 赵军, 等. 近 10 年来可可西里地区主要湖泊冰情时空变化. 地理学报, 2015, 70(7): 1114-1124.]
- [24] Ke C Q, Tao A Q, Jin X. Variability in the ice phenology of Nam Co Lake in central Tibet from scanning multichannel microwave radiometer and special sensor microwave/imager: 1978 to 2013. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2013, 7(1): 073477. doi: 10.1117/1.JRS. 7.073477.
- [25] Ma Yuwei, Zhang Jingran, Liu Xiangjun, et al. Lake level fluctuations in Qinghai Lake since the last deglaciation. *Journal of Salt Lake Research*, 2011, 19(3): 19-25. [马玉伟, 张静然, 刘向军, 等. 青海湖末次冰消期以来的湖面变化. 盐湖研究, 2011, 19(3): 19-25.]
- [26] Chen Xianzhang, Wang Guangyu, Li Wenjun, et al. Lake ice and its remote sensing monitoring in the Tibetan Plateau. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1995, 17(3): 241-246. [陈贤章, 王光宇, 李文君, 等. 青藏高原湖冰及其遥感监测. 冰川冻土, 1995, 17(3): 241-246.]
- [27] Yin Qingjun, Yang Yinglian. Remote sensing monitoring of Qinghai Lake based on EOS/MODIS data. *Journal of Lake Sciences*, 2005, 17(4): 356-360. [殷青军, 杨英莲. 基于 EOS/MODIS 数据的青海湖遥感监测. 湖泊科学, 2005, 17(4): 356-360.]
- [28] Cai Y, Ke C Q, Duan Z. Monitoring ice variations in Qinghai Lake from 1979 to 2016 using passive microwave remote sensing data. *Science of the Total Environment*, 2017, 607: 120-131.
- [29] Water Resources Department of Qinghai Province, Bureau of Statistics of Qinghai Province. The First Water Resources Survey Communiqué of Qinghai Province. *Qinghai Daily*, 2013.05.28. [青海省水利厅, 青海省统计局. 青海省第一次水利普查公报. 青海日报, 2013.05.28.]
- [30] Dong H M, Song Y G. Shrinkage history of Lake Qinghai and causes during the last 52 years. *International Symposium on Water Resource & Environmental Protection (ISWREP)*. 2011: 446-449.
- [31] Wan W, Xiao P F, Feng X Z, et al. Monitoring lake changes of Qinghai-Tibetan Plateau over the past 30 years using satellite remote sensing data. *Chinese Science Bulletin*, 2014, 59(10): 1021-1035.
- [32] Tao Anqi. Research on the variation of Namco Lake ice by passive microwave remote sensing [D]. Nanjing: Nanjing University, 2014. [陶安琪. 被动微波遥感纳木错湖冰变化研究[D]. 南京: 南京大学, 2014.]
- [33] Gou Peng, Ye Qinghua, Wei Qiufang. Lake ice change at the Namco Lake on the Tibetan Plateau during 2000-2013 and influencing factors. *Progress in Geography*, 2015, 34(10): 1241-1249. [勾鹏, 叶庆华, 魏秋方. 2000-2013 年西藏纳木错湖冰变化及其影响因素. 地理科学进展, 2015, 34(10): 1241-1249.]
- [34] Reed B, Budde M, Spencer P, et al. Integration of MODIS-derived metrics to assess interannual variability in snowpack, lake ice, and NDVI in southwest Alaska. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 113(7): 1443-1452.
- [35] Qu Bin, Kang Shichang, Chen Feng, et al. Lake ice and its effect factors in the Nam Co basin, Tibetan Plateau. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*, 2012, 8(5): 327-333. [曲斌, 康世昌, 陈锋, 等. 2006-2011 年西藏纳木错湖冰状况及其影响因素分析. 气候变化研究进展, 2012, 8(5): 327-333.]
- [36] Zaikov. Introduction to Lake Science. Beijing: The Commercial Press, 1963: 315-360. [扎依科夫. 湖泊学概论. 北京: 商务印书馆, 1963: 315-360.]
- [37] Lei Ruibo, Li Zhijun, Zhang Zhanhai, et al. Comparisons of thermodynamic processes between lake ice and landfast sea ice around Zhongshan Station, East Antarctica. *Chinese Journal of Polar Research*, 2011, 23(4): 289-298. [雷瑞波, 李志军, 张占海, 等. 东南极中山站附近湖冰与固定冰热力学过程比较. 极地研究, 2011, 23(4): 289-298.]
- [38] Duan Anmin, Xiao Zhixiang, Wu Guoxiong. Characteristics of climate change over the Tibetan Plateau under the global warming during 1979-2014. *Progressus Inquisitiones de Mutatione Climatis*, 2016, 12(5): 374-381. [段安民, 肖志祥, 吴国雄. 1979-2014 年全球变暖背景下青藏高原气候变暖变化特征. 气候变化研究进展, 2016, 12(5): 374-381.]
- [39] You Q, Min J, Kang S. Rapid warming in the Tibetan Plateau from observations and CMIP5 model in recent decades. *International Journal of Climatology*, 2016, 36(6): 2660-2670.
- [40] Kang S C, Xu Y W, You Q L, et al. Review of climate and cryospheric change in the Tibetan Plateau. *Environmental Research Letters*, 2010, 5(1): 015101. doi: 10.1088/1748-9326/5/1/015101.
- [41] Sun Yongliang, Li Xiaoyan, Xu Heye. Daily precipitation and temperature variations in Qinghai Lake watershed in recent 40 years. *Arid Meteorology*, 2007, 25(1): 7-13. [孙永亮, 李小雁, 许何也. 近 40 年来青海湖流域逐日降水 and 气温变化特征. 干旱气象, 2007, 25(1): 7-13.]

Spatial-temporal characteristics of ice phenology of Qinghai Lake from 2000 to 2016

QI Miaomiao, YAO Xiaojun, LI Xiaofeng, AN Lina, GONG Peng,
GAO Yongpeng, LIU Juan

(College of Geography and Environment Sciences, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China)

Abstract: Lake ice phenology is considered a sensitive indicator of regional climate change. We utilized time series information of this kind extracted from a series of multi-source remote sensing (RS) datasets including the MOD09GQ surface reflectance product, Landsat TM/ETM+ images, and meteorological records to analyze spatiotemporal variations of ice phenology of Qinghai Lake between 2000 and 2016 by applying both RS and GIS technology. We also identified the climatic factors that have influenced lake ice phenology over time and draw some conclusions. First, data show that freeze-up start (FUS), freeze-up end (FUE), break-up start (BUS), and break-up end (BUE) on Qinghai Lake usually occurred in mid-December, early January, mid-to-late March, and early April, respectively. The average freezing duration (FD, between FUE and BUE), complete freezing duration (CFD, between FUE and BUS), ice coverage duration (ICD, between FUS and BUE), and ablation duration (AD, between BUS and BUE) were 88 days, 77 days, 108 days and 10 days, respectively. Second, while the results of this analysis reveal considerable differences in ice phenology on Qinghai Lake between 2000 and 2016, there has been relatively little variation in FUS times. Data show that FUE dates had also tended to fluctuate over time, initially advancing and then being delayed, while the opposite was the case for BUS dates as these advanced between 2012 and 2016. Overall, there was a shortening trend of Qinghai Lake's FD in two periods, 2000-2005 and 2010-2016, which was shorter than those seen on other lakes within the hinterland of the Tibetan Plateau. Third, Qinghai Lake can be characterized by similar spatial patterns in both freeze-up (FU) and break-up (BU) processes, as parts of the surface which freeze earlier also start to melt first, distinctly different from some other lakes on the Tibetan Plateau. A further feature of Qinghai Lake ice phenology is that FU duration (between 18 days and 31 days) is about 10 days longer than BU duration (between 7 days and 20 days). Fourth, data show that negative temperature accumulated during the winter half year (between October and the following April) also plays a dominant role in ice phenology variations of Qinghai Lake. Precipitation and wind speed both also exert direct influences on the formation and melting of lake ice cover and also cannot be neglected.

Keywords: lake ice; phenology; freeze-up and break-up; MODIS; Qinghai Lake