

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2020.0528

WANG Guanxin, ZHANG Tingjun, LI Xiaodong, et al. Detecting changes of ice phenology using satellite passive microwave remote sensing data in Qinghai Lake[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(1):296–310. [汪关信, 张廷军, 李晓东, 等. 利用被动微波探测青海湖湖冰物候变化特征[J]. 冰川冻土, 2021, 43(1):296–310.]

# 利用被动微波探测青海湖湖冰物候变化特征

汪关信<sup>1</sup>, 张廷军<sup>1,2</sup>, 李晓东<sup>1,3</sup>, 何灼伦<sup>4</sup>, 李宇星<sup>1</sup>

(1. 兰州大学 资源环境学院 西部环境教育部重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国高校极地联合研究中心, 北京 100875;  
3. 青海省气象科学研究所, 青海 西宁 810001; 4. 青海省水文水资源勘测局, 青海 西宁 810001)

**摘 要:**湖冰物候是气候变化的敏感因子, 不仅能反映区域气候变化特征, 还可以反映区域气候与湖泊相互作用。利用长时间序列(1978—2018年)被动微波遥感18 GHz和19 GHz亮度温度数据、MODIS数据(2000—2018年)、实测湖冰厚度数据(1983—2018年)和气温、风速、降水(雪)数据(1961—2018年), 分析青海湖湖冰变化特征及其对气候变化的响应。结果表明:青海湖流域呈现显著的变暖趋势(1961—2018年), 气温上升2.85℃, 在这种气候条件下, 青海湖湖冰封冻日推迟(0.23 d·a<sup>-1</sup>), 消融日呈现明显的提前趋势(0.33 d·a<sup>-1</sup>), 湖冰封冻期天数明显减少, 减少速率为0.57 d·a<sup>-1</sup>; 同时, 湖冰厚度以0.29 cm·a<sup>-1</sup>的速率减薄。此外, 总结归纳了青海湖冻结—融化空间特征, 青海湖主要由东部海晏湾地区开始冻结, 从西部黑马河等地区开始消融, 冻结和消融过程存在空间差异。通过分析湖冰冻融特征和气候因子关系发现, 青海湖流域冬季气温是影响青海湖湖冰物候变化的主要因素, 同时风速和降水(雪)也是影响湖冰发育和消融的重要因素。

**关键词:**青海湖; 湖冰物候; 湖冰厚度; 气候变化

**中图分类号:**P467 **文献标志码:**A **文章编号:**1000-0240(2021)01-0296-15

## 0 引言

湖泊作为全球水文系统的重要组成部分, 不仅影响局地生态系统状况, 而且关乎人类活动的诸多方面<sup>[1-2]</sup>, 在中纬度地区, 秋冬季节形成于湖泊之上的湖冰隔绝了大气和水体之间的能量、气体和物质交换<sup>[3-5]</sup>, 不仅对区域气候变化造成影响, 同时也可以反映当地乃至全球的气候变化, 是气候变化的敏感因子<sup>[6-9]</sup>。在湖冰研究中, 湖冰物候(冻结—封冻—消融—完全消融)是湖冰冻融的重要过程和参数, 和区域气候特征之间有着较强的联系, 可作为反映局部和全球气候变化的指标<sup>[7-10]</sup>。全球气候变暖对湖冰物候产生了巨大的影响, 主要体现在封冻日期推迟和消融日期提前而导致封冻期天数减少的变化趋势<sup>[11-14]</sup>。Magnuson等<sup>[7]</sup>根据野外实地观测数据研究发现, 在1846—1995年间, 北半球湖冰冻结日期

推迟速率为5.8 d·(100 a)<sup>-1</sup>, 消融日期提前速率为6.5 d·(100 a)<sup>-1</sup>; Benson等<sup>[15]</sup>同样借助野外湖冰物候观测数据研究了北半球75个湖泊最近150年(1855—2005年)湖冰物候变化特征, 结果表明, 冻结期每10年减少0.7~4.3 d, 并且冻结期变化和极端天气事件联系紧密; Du等<sup>[16]</sup>根据AMSR-E 36.5 GHz被动微波亮温, 利用滑动 $t$ 检验的方法检索了北半球71个湖泊湖冰物候变化状况, 其中60.6%的湖泊表现出冻结期缩短的趋势, 并且表现出明显的纬度地带性, 在高纬度(>60°N)地区, 81%的湖泊显示出冻结期缩短的趋势, 在中纬度(≤50°N)地区, 仅有45%呈现出类似的趋势; 上述学者的研究主要考虑半球尺度的多个湖泊湖冰物候的变化特征, 对于气候脆弱敏感的青藏高原高寒地区湖泊湖冰变化特征研究较少。

随着遥感技术的发展, 湖冰观测技术极大提

收稿日期: 2019-03-26; 修订日期: 2019-09-20

基金项目: 中国科学院战略性先导科技专项(A类)(XDA20100103); 兰州大学中央高校基本科研业务费专项项目(lzujbky-2017-it95)资助

作者简介: 汪关信, 硕士研究生, 主要从事湖冰遥感研究. E-mail: wanggx13@lzu.edu.cn

通信作者: 张廷军, 教授, 主要从事冰冻圈与气候变化研究. E-mail: tjzhang@lzu.edu.cn

高。早期利用可见光和近红外遥感监测湖冰,可以根据较高分辨率多光谱卫星数据通过目视解译判断湖冰物候<sup>[17-18]</sup>,也可以通过近红外和红光波段反射率差异反演湖冰物候<sup>[17,19-20]</sup>,还有学者利用热红外地表温度判断冻结消融时间<sup>[20-21]</sup>,但受到天气影响,光学、热红外影像难以准确反映湖冰特征<sup>[22-23]</sup>;主动微波遥感,如合成孔径雷达(SAR)不受气象条件影响,主要应用于估算冰厚<sup>[24]</sup>,区分浮冰和触地冰<sup>[23]</sup>,但是重访周期低,时间序列较短<sup>[25]</sup>。被动微波遥感数据受天气影响较小,时间分辨率高,可以根据亮度温度数据利用滑动均值差及比值阈值方法来提取湖冰物候特征<sup>[12,16,26-27]</sup>。

由于青藏高原地区湖冰野外观测资料匮乏,湖冰变化研究较少<sup>[9]</sup>,近年来才有学者对高原地区湖冰变化展开研究。主要利用光学遥感、野外记录等不同数据源分析了纳木错湖冰物候变化<sup>[9,14,23,28-29]</sup>,也有学者利用被动微波研究了青海湖(1978—2006年)<sup>[12]</sup>和纳木错(1978—2013年)<sup>[30]</sup>湖冰变化特征,此外,还有学者结合不同数据源研究了青藏高原湖冰物候<sup>[31-32]</sup>。这些研究主要对湖冰物候的变化特征进行了描述,并结合气象因子对湖冰物候变化原因进行了探究。总体上来说,针对高寒地区湖泊特别是青海湖湖冰详尽变化特征的研究相对缺乏,尤其是在整合湖冰物候、湖冰厚度以及时空冻融特征并进行综合分析方面。本文通过利用青海湖湖冰实测资料、气象资料并结合被动微波遥感数据研究青海湖近几十年间的湖冰物候、湖冰厚度变化特征,探索了湖冰变化特征和气候变化之间的相互作用,从而对青海湖流域乃至青藏高原气候变化特征提供数据支撑和科学证据。

## 1 数据与方法

### 1.1 研究区概况

研究区地处青藏高原东北隅(36°21′~37°15′ N, 90°36′~100°47′ E),是中国最大的内陆湖,属高原半干旱高寒气候,湖面积达4 467.5 km<sup>2</sup>,流域面积约29 660 km<sup>2</sup>,湖面海拔3 190 m,湖泊形状近似椭圆形,长轴方向呈北西西向,长约109 km,南北最宽为65 km,西宽东窄,最狭窄处20 km。湖泊周长360 km,平均水深25 m,湖水呈弱碱性(pH=9.19),密度为1.01 g·mL<sup>-1</sup>,含盐量为14.1 g·L<sup>-1</sup><sup>[33]</sup>。青海湖区夏季凉爽,冬季严寒并伴有大风,湖水存在季节性的冻融交替过程,每年12月初开始冻结,4月中旬

完全消融,历史最大湖冰厚度达70 cm<sup>[11]</sup>。湖区平均降水量(1959—2016年)为396.8 mm,多年平均蒸发量约为830~1 100 mm。蒸发量年内分配不均,年际变化较小。以各出口水位站为准,进入湖滨及湖泊的多年平均地表水资源量为1.46×10<sup>9</sup> m<sup>3</sup>,其中5条较大河流布哈河、沙柳河、哈尔盖河、乌哈阿兰河及黑马河的径流量占入湖地表径流量的83%,不重复的地下水资源量为7.8×10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>,河水补给主要以大气降水以及少量冰雪融水为主<sup>[34]</sup>。

### 1.2 数据

#### 1.2.1 气象数据

文中收集了位于青海湖流域内共和气象站(1961—2018年)、下设水文站(1983—2018年)观测得到的气温、降水、风速数据,由于实地观测数据位于青海湖南部,采用共和气象站数据利于本文分析。

#### 1.2.2 湖冰观测数据

下社水文观测站自1983年1月开始对青海湖湖冰厚度观测,在距离湖岸1 000 m处(冰较薄时距湖岸不足1 000 m),湖冰冻结状况良好的情况下,采用钻孔、L型钢尺测量的方法记录了青海湖1983—2015年湖冰厚度(图2)。每年1月1日开始观测,每5天观测一次,即1月6日、11日,以此类推,3月底或者4月初结束观测。

#### 1.2.3 微波亮温数据

本文使用了美国冰雪数据中心(National Snow and Ice Data Center, NSIDC)提供的25 km分辨率被动微波亮温数据。数据主要由以下传感器获得: Nimbus-7 Scanning Multichannel Microwave Radiometer (SMMR)和 Defense Meteorological Satellite Program Special Sensor Microwave/Image (DMSP-SSM/I)以及 Special Sensor Microwave Imager Sounder(SSMIS)<sup>[35-36]</sup>(图3),不同传感器包含不同的频率组合和极化方式(表1)。SMMR传感器时间序列为1978—1987年,包含9个完整冬半年(11月—次年4月)。SSM/I-SSMIS传感器时间序列为1987—2018年,共包含30个完整冬半年。

#### 1.2.4 MODIS 快速响应数据(MODIS Rapid Response, MRR)

MODIS传感器搭载于Terra和Aqua卫星,自2000年2月以来,依靠其36个光谱波段不断收集地球数据,数据可每天覆盖全球,空间分辨率从250 m至1 000 m,满足地表温度、积雪、地表反射率(湖冰特征识别)和植被信息提取等需要<sup>[37]</sup>。MRR数据

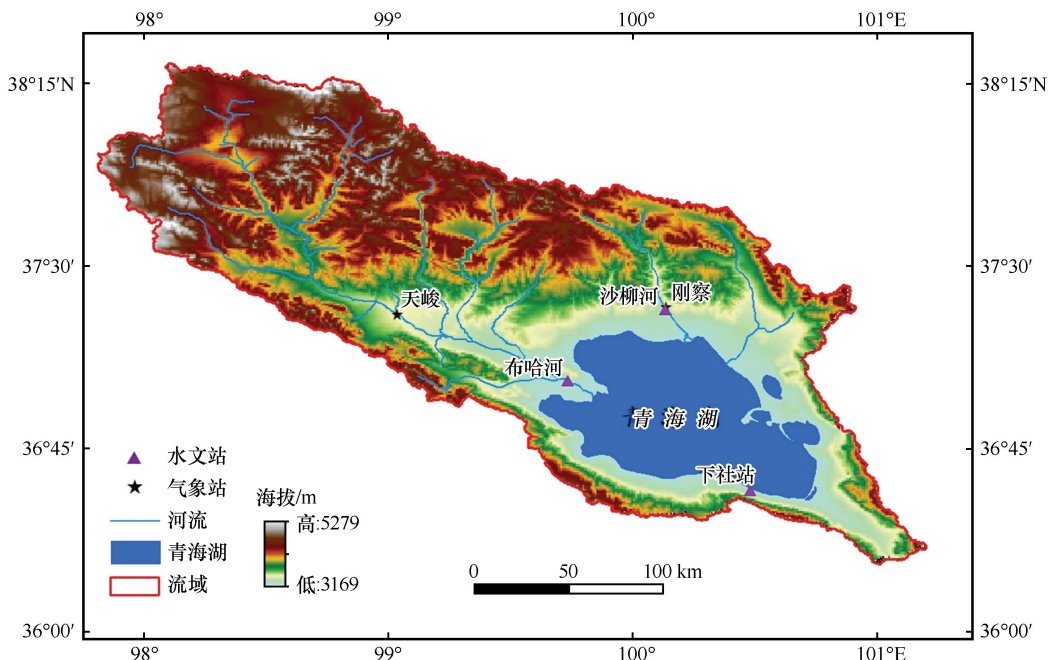


图1 青海湖流域及SSM/I卫星被动微波亮温数据覆盖范围

Fig. 1 Qinghai Lake Basin and passive microwave brightness temperature of satellite SSM/I data coverage in Qinghai Lake



(a) 出水冰厚度观测

(b) 钻孔厚度观测

图2 青海湖湖冰厚度野外观测

Fig. 2 Field observation of lake ice thickness in Qinghai Lake

(<http://rapidfire.sci.gsfc.nasa.gov>)由NASA提供,经过校正的影像能够直接用来提取地表信息,如火灾、冻融等地表状况<sup>[38]</sup>。比较使用MODIS辐射校正数据产品和MRR数据在解译湖冰面积方面,两种产品解译精度均在10%以内<sup>[39]</sup>。

### 1.3 研究方法

#### 1.3.1 数据处理

利用气象站观测的气象资料,提取出1978—2017年冬半年(11月—次年4月)逐日气温、降水、风速等资料,并得出1961—2017年气温距平值(1981—2010年平均气温),探究青海湖多年气温变化。

文中研究的湖冰物候包含初冰日(开始冻结,竖线A)、封冻日(完全冻结,竖线B)、消融日(开始

融化,竖线C)及完全消融日(完全融化,竖线D)(初冰日、封冻日、消融日、完全消融日,以该年第几天表示,如2013年2月1日,则表示为2013年第32天)。其中冻结期是指初冰日和封冻日之间的时间长度(竖线A和竖线B之间的天数),融化期是指消融日和完全消融日之间的持续时间(竖线C和竖线D之间的天数),封冻日和消融日之间的时间长度被称为完全封冻期(竖线B和竖线D之间的天数)[图4(a)、(b)]。

直接利用MRR数据目视解译湖冰冻融状况,其影像主要是通过真彩色和假彩色波段组合方式表现出来,湖冰在真彩色影像上显示为白色,湖水显示为深绿色,在假彩色影像上,湖冰显示为黑色或者淡蓝色。通过巨大的色差来反映湖冰冻结和



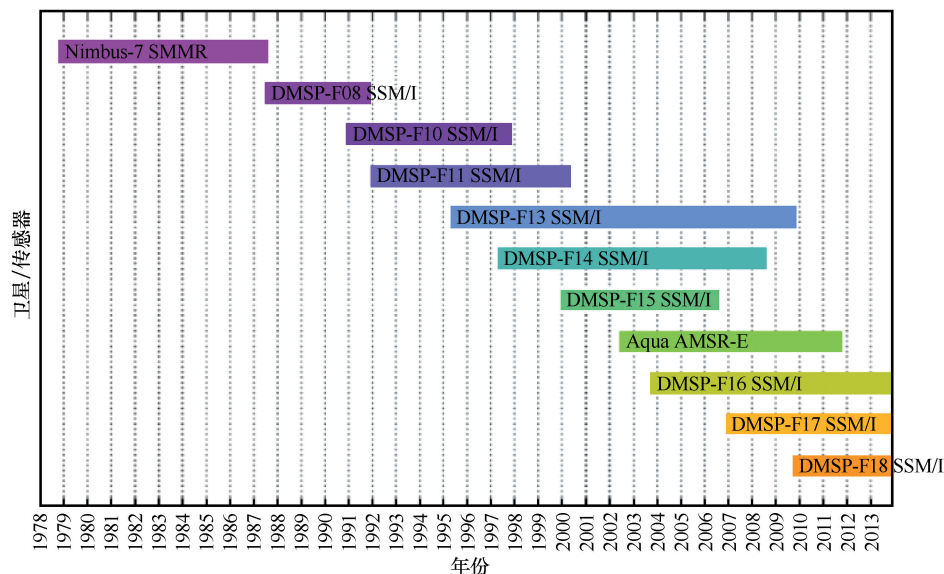


图3 被动微波卫星遥感时间序列(美国冰雪数据中心)

Fig. 3 Time series of satellite passive microwave remote sensing data (NSIDC)

表1 被动微波遥感数据

Table 1 Satellite passive microwave remote sensing data in this study

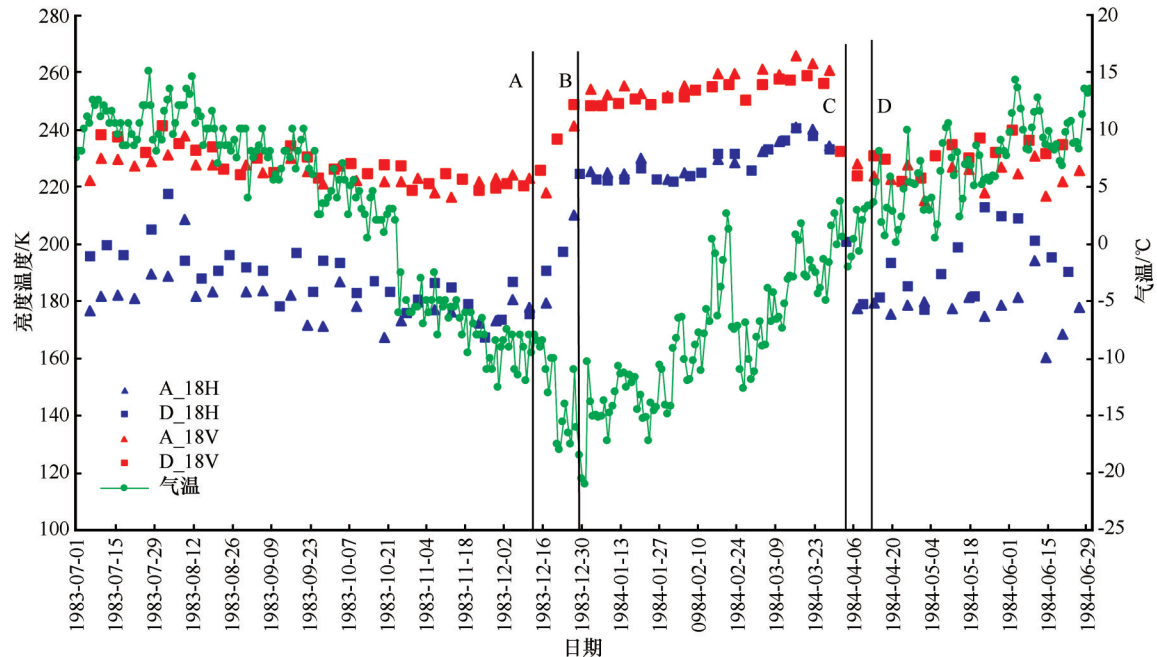
传感器	时间序列	频率(GHz)	重访周期	空间分辨率
SMMR	1978年10月—1987年8月	6, 10, 18, 21, 37	1 d	25 km
SSM/I	1987年9月—2008年12月	19, 22, 37, 85	1 d	12.5 km (85 GHz) 25 km
SSMIS	2000年1月—	19, 22, 37, 91	1 d	12.5 km (85 GHz) 25 km

融化状态,从而区分初冰日(湖冰面积 $>10\%$ )、封冻日(湖冰面积 $>90\%$ )、消融日(湖冰面积 $<90\%$ )、完全融化日(湖冰面积 $<10\%$ )。在冻结过程中,独立出青海湖主体的湖泊(沙岛湖)最先开始冻结,之后湖泊主体由边缘向中心冻结;而在融化过程中,在风力作用下,迎风岸堆积大面积冰块,这些冻结融化特征都可以通过MRR影像解译出来。同时,云雾的光谱干扰、地形、云影以及冰脊、盘状冰、冰裂缝等特征都可能导致出现分类误差,尤其是在MODIS其他遥感产品上<sup>[39]</sup>,而且,与野外观察相比,MRR数据目视解译给出了更全面、快速、准确的结果。湖水和湖冰介电常数的不同导致在被动微波遥感获取的亮温值上形成差异,根据这种差异可以区分湖水和湖冰,从而可以判断湖冰冻融过程和物候变化<sup>[12]</sup>。为避免混合像元影响,采用青海湖纯净像元作为研究对象,判识湖冰冻融过程。图4(a)、4(b)现显示了18 GHz和19 GHz在不同极化方式下亮度温度(TB(18V, 18H), TB(19V, 19H))随着湖水状态的变化而改变的状况。从夏季至初冬,在气温降低

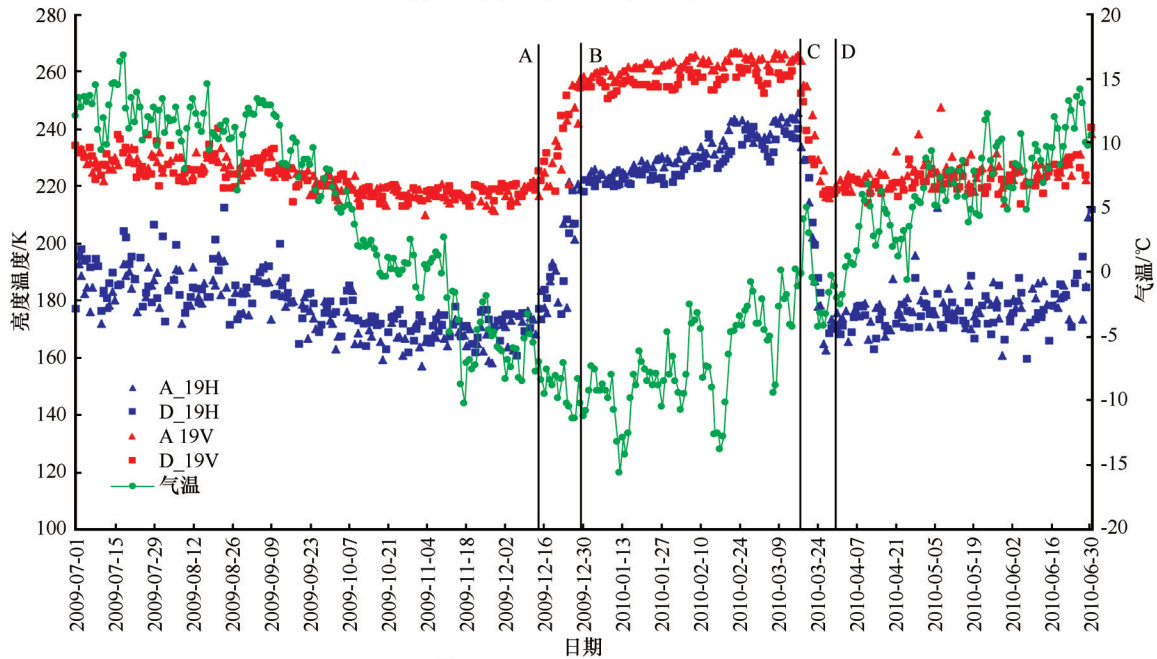
的条件下,湖水温度下降, TB(18V, 18H)和TB(19V, 19H)随之缓慢减少;湖泊封冻后,湖冰发射率增加,两种频率下的亮度温度中具有了湖冰的微波特性,亮度温度显著增加,当湖泊完全冻结(封冻日)时,亮度温度维持一个高值,随着湖冰厚度增加,亮温缓慢增加,从封冻日到消融日期间,亮温始终处于这个高值,消融后,湖冰变薄,亮温值快速减少。所以,可以根据亮温的微波特性判别青海湖湖冰冻日 and 消融日。由于无法排除冻结过程和融化过程中由风力引起的湖面粗糙度变化对亮温的影响<sup>[29]</sup>,因此本文只考虑封冻、消融两个物候过程。

为消除数据缺失的影响、降低升轨和降轨间的亮温差异,分别提取升轨和降轨数据,综合后得出结果。利用滑动平均亮温差的方法结合亮温曲线目视解译封冻和消融时间,为避免湖冰重复冻融的影响,在解译亮温曲线时,在冻结过程中,当亮温处于稳定值(TB(18H, 19H) $>210$  K; TB(18V, 19V) $>240$  K)时则判断为封冻日;融化期间,亮温值处于稳定下降阶段并且下降至TB(18H, 19H) $<210$  K,





(a) 被动微波TB(18V, 18H)亮温特征曲线



(b) 被动微波TB(19V, 19H)亮温特征曲线

注：图（a）、（b）中竖线A，B，C，D分别表示观测和MRR解译得到的初冰日、封冻日、消融日及完全消融日；A\_19H表示19 GHz水平极化升轨亮度温度，D\_19V为19 GHz垂直极化降轨亮度温度，以此类推

图4 被动微波TB(18V, 18H)、TB(19V, 19H)遥感数据与实测湖冰物候特征曲线

Fig. 4 Characteristics of lake ice phenology and passive microwave in TB(18V, 18H), TB(19V, 19H), lines A, B, C, and D indicate the ice onset day, ice on day, initial ice melt day, and the last day of lake ice, which are extracted by field observation and MRR data. A\_19H is brightness temperature of ascending orbit in 19 GHz with Horizontal polarization, D\_19V is brightness temperature of descending orbit in 19 GHz with vertical polarization

TB(18V, 19V)<240 K时,则持续稳定下降首日为消融日,具体方法如下<sup>[12,40]</sup>:

$$\text{Max} \left[ \text{Mean} \left( TB_i, TB_{i-1}, TB_{i+2} \right) - \text{Mean} \left( TB_i, TB_{i+1}, TB_{i+2} \right) \right],$$

且 $TB_i > 210 \text{ K}$ 或 $> 240 \text{ K}$

(1)

$$\text{Min} \left[ \text{Mean} \left( TB_i, TB_{i-1}, TB_{i-2} \right) - \text{Mean} \left( TB_i, TB_{i+1}, TB_{i+2} \right) \right],$$

且 $TB_i > TB_{i+1} > \dots > TB_{i+n}, TB_{i+n} < 210 \text{ K} (240 \text{ K})$  (2)

式中: $TB_i$ 为湖冰年第*i*天的亮度温度,滑动亮温差最大值[式(1)]为封冻日,滑动亮温差最小值[式

(2)]为消融日。

对由目前卫星遥感获得的被动微波亮温数据而言,高频亮温数据(85 GHz, 91 GHz)空间分辨率较高,但其容易受到云雾、降水影响<sup>[12]</sup>,很难精确反映青海湖湖冰动态变化。而TB(18V, 18H)和TB(19V, 19H)虽然空间分辨率较低,但是穿透云雾的能力优于高频亮温。所以本文选择低频亮温[18(19) GHz]反演青海湖湖冰物候。

文中使用绝对误差(AE)、相对误差(AR)、平均绝对误差(MAE)、平均相对误差(MRE)和均方根误差(RMSE)五个误差指标来描述湖冰物候提取精度。其公式如下:

$$\text{绝对误差(AE)} = \alpha_i - \beta_i \quad (3)$$

$$\text{相对误差(AR)} = \frac{|\alpha_i - \beta_i|}{\beta_i} \cdot 100\% \quad (4)$$

$$\text{平均绝对误差(MAE)} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m |\alpha_i - \beta_i| \quad (5)$$

$$\text{平均相对误差(MRE)} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \left| \frac{\alpha_i - \beta_i}{\beta_i} \right| \cdot 100\% \quad (6)$$

$$\text{均方根误差(RMSE)} = \sqrt{\frac{1}{m} \sum_{i=1}^m (\alpha_i - \beta_i)^2} \quad (7)$$

式中: $\alpha_i$ 表示微波亮温提取的物候日期; $\beta_i$ 为观测得到的物候日期。

### 1.3.2 精度验证

利用MRR数据解译的青海湖湖冰封冻日和消融日与亮温数据得到相应日期比较吻合(表2)。被动微波亮温提取的湖冰封冻日绝对误差(AE)均在5 d以内,消融日均在2 d以内(图5)。相比MRR解译的封冻日来看,亮温提取的封冻日均有所提前,在2007年、2009年误差较大,比MRR解译结果提前5 d;消融日误差较小,2004年、2005年等年份消融日与MRR解译结果一致。封冻日,消融日以及封冻期平均绝对误差分别为-2.5 d、±2 d、-2.8 d,封冻期持续时间平均相对误差为3.4%,误差较小。微波亮温数据在高纬度重访周期高,但在中纬度地区存在无数据覆盖的情况,这可能是产生误差的原因<sup>[40]</sup>。

表2 微波亮温提取误差

Table 2 Error of extraction using passive microwave data

误差	封冻日	消融日	封冻期
最大绝对误差(AE)	-5 d	±2 d	+5 d
最大相对误差(AR)	-	-	+6%
平均绝对误差(MAE)	-2.5 d	±2 d	-2.8 d
平均相对误差(MRE)	-	-	+3.4%
均方根误差(RMSE)	2.8 d	1.2 d	3.1 d

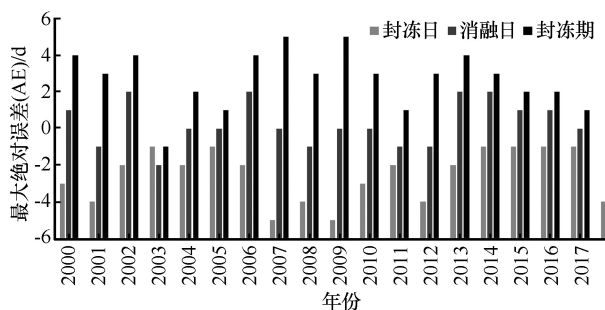


图5 MRR解译物候和微波亮温提取物候差值

Fig. 5 Extraction error of lake ice phenology between field observation and satellite remote sensing data

## 2 结果与分析

### 2.1 1978—2017年青海湖湖冰物候变化特征

#### 2.1.1 封冻日

TB(19V, 19H), TB(18V, 18H)提取的封冻日结果表明[图6(a)],青海湖湖冰1978—2018年间平均12月27日完全封冻,1983年12月12日完全封冻,封冻时间最早,2016—2017年封冻最晚,于2017年1月13日完全封冻。

封冻日出现明显推迟趋势,平均每年推迟0.23 d,40年间,封冻日推迟9 d。但在1989—1992年,封冻日出现持续提前趋势,平均每年提前3 d;从曲线上看,青海湖封冻日呈现波动推迟的状态,且在2005—2018年波动幅度较大。从MRR提取得到的2000—2018年湖冰封冻日结果来看,湖冰封冻日也呈现出平均每年推迟0.32 d的趋势,与微波亮温提取结果趋势一致。

#### 2.1.2 消融日

从提取结果来看[图6(b)],青海湖湖冰在1978—2017年间平均3月30日开始消融,其中1992年4月17日开始融化,消融日期最晚,1986年3月15日开始融化,融化日期最早,消融日波动变化较大。

消融日呈现出提前的趋势,平均每年提前0.33 d,40年间,消融日提前13 d。在2003—2007年,消融日明显推迟,平均每年推迟5.5 d,在1982—1984年,2001—2003年,2010—2013年这三个阶段中,消融日出现持续提前趋势,从MRR提取结果上看,消融日也呈现显著提前的趋势( $0.34 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ),与TB(18V, 18H), TB(19V, 19H)提取的结果基本一致。

#### 2.1.3 封冻期

在湖冰物候中,湖冰持续时间代表了湖冰稳定性状况<sup>[10]</sup>。由微波亮温获取的封冻日和消融日可

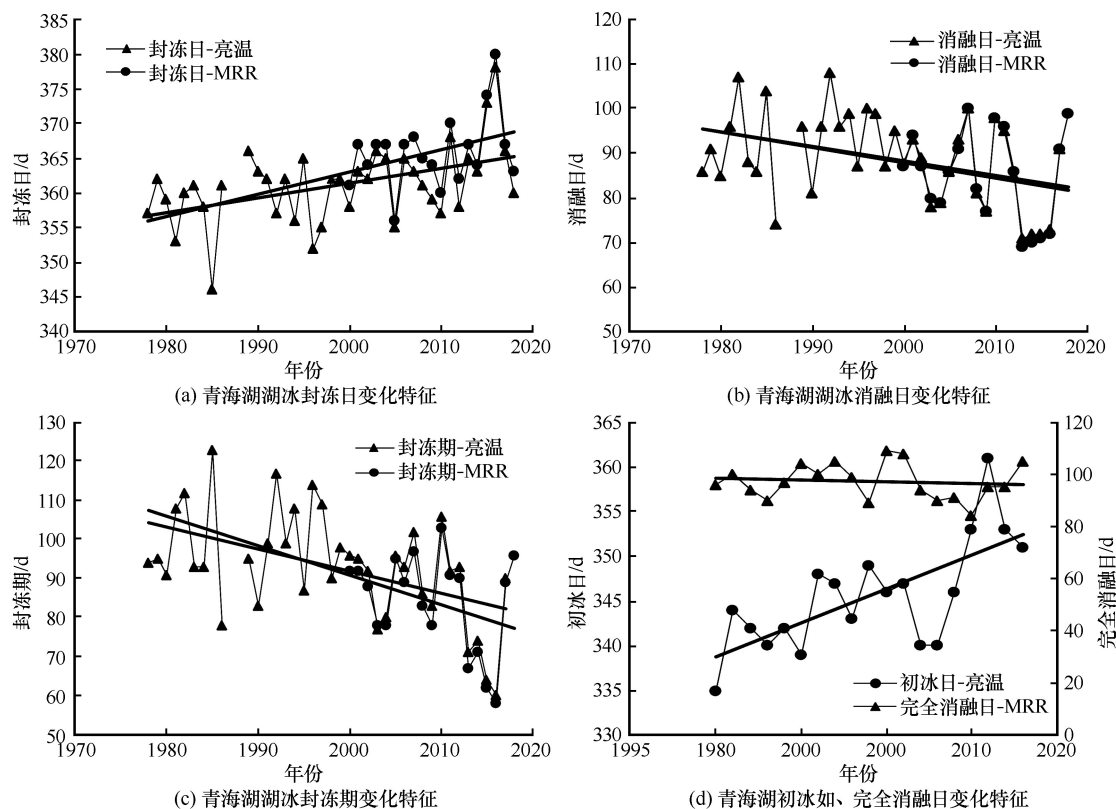


图6 青海湖湖冰物候变化特征

Fig. 6 Characteristics of lake ice phenology in Qinghai Lake: ice on day (a); initial melt day (b); ice cover duration (c); observations of MRR (freeze onset day, last day of lake ice) (d)

以得到青海湖湖冰封冻期[图6(c)]。青海湖平均封冻93 d, 2016年封冻时间最短, 为73 d, 1985年封冻时间最长, 达到123 d。青海湖封冻期呈现出波动缩短的趋势, 平均每年减少0.57 d, 但在1990—1992年, 封冻期延长, 平均每年延长17 d, 波动幅度较大。湖冰封冻期波动减少, 青海湖湖冰完全覆盖时间缩短, 湖冰稳定性降低。利用MRR解译结果计算得到的青海湖封冻期也呈波动减少的趋势( $0.75 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ), 并且减少趋势大于时间序列较长的被动微波观测结果。

MRR解译的初冰日和消融日显示[图6(d)], 青海湖平均每年12月12日开始冻结, 2000年11月31日开始冻结, 冻结最早, 2016年12月26日开始冻结, 开始冻结时间最晚。青海湖初冰日呈波动推迟态势, 平均每年推迟0.75 d, 2013—2016年呈持续推迟趋势( $7.0 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ); 青海湖湖冰平均4月7日完全消融, 2010—2011年完全消融时间最晚(4月19日), 2015—2016年完全消融最早, 于2016年3月25日完全融化。完全消融日呈现显著提前趋势, 平均每年提前0.13 d, 其中2011—2013年呈现持续提前趋势, 平均每年提前6.3 d, 但近年来青海湖完全消

融日呈现显著推迟的趋势。利用MRR解译得到湖冰物候与亮温数据得到湖冰物候变化趋势基本一致。近年来的湖冰物候变化趋势较以往更加剧烈。

## 2.2 青海湖湖冰厚度变化

1983—2018年间青海湖年际最大、最小湖冰厚度观测结果显示[图7(a)], 青海湖平均最大湖冰厚度为59 cm, 最小湖冰厚度为6 cm; 1月平均最大湖冰厚度为50 cm, 2月平均湖冰厚度为59 cm, 3月平均湖冰厚度为52 cm。青海湖平均湖冰厚度为29.4 cm, 湖冰厚度在2月达到最大。

青海湖最大、最小湖冰厚度总体上呈现出波动减少的趋势, 年际变化中, 最大湖冰厚度平均每年减少0.34 cm, 最小湖冰厚度平均每年减少0.30 cm。同时, 从月变化上看[图7(b)、(c)、(d)], 青海湖完全冻结后, 厚度不断增加, 达到最大厚度, 而后随着气温的升高, 厚度下降, 直至完全融化; 同时, 1月、2月、3月湖冰最大、最小厚度呈现出波动下降的趋势, 其中1月最大湖冰厚度平均每年下降0.21 cm, 2月平均每年下降0.30 cm, 3月下降速率最快, 平均每年下降0.39 cm, 冻结期每月最小湖冰厚度也呈现出减薄趋势。



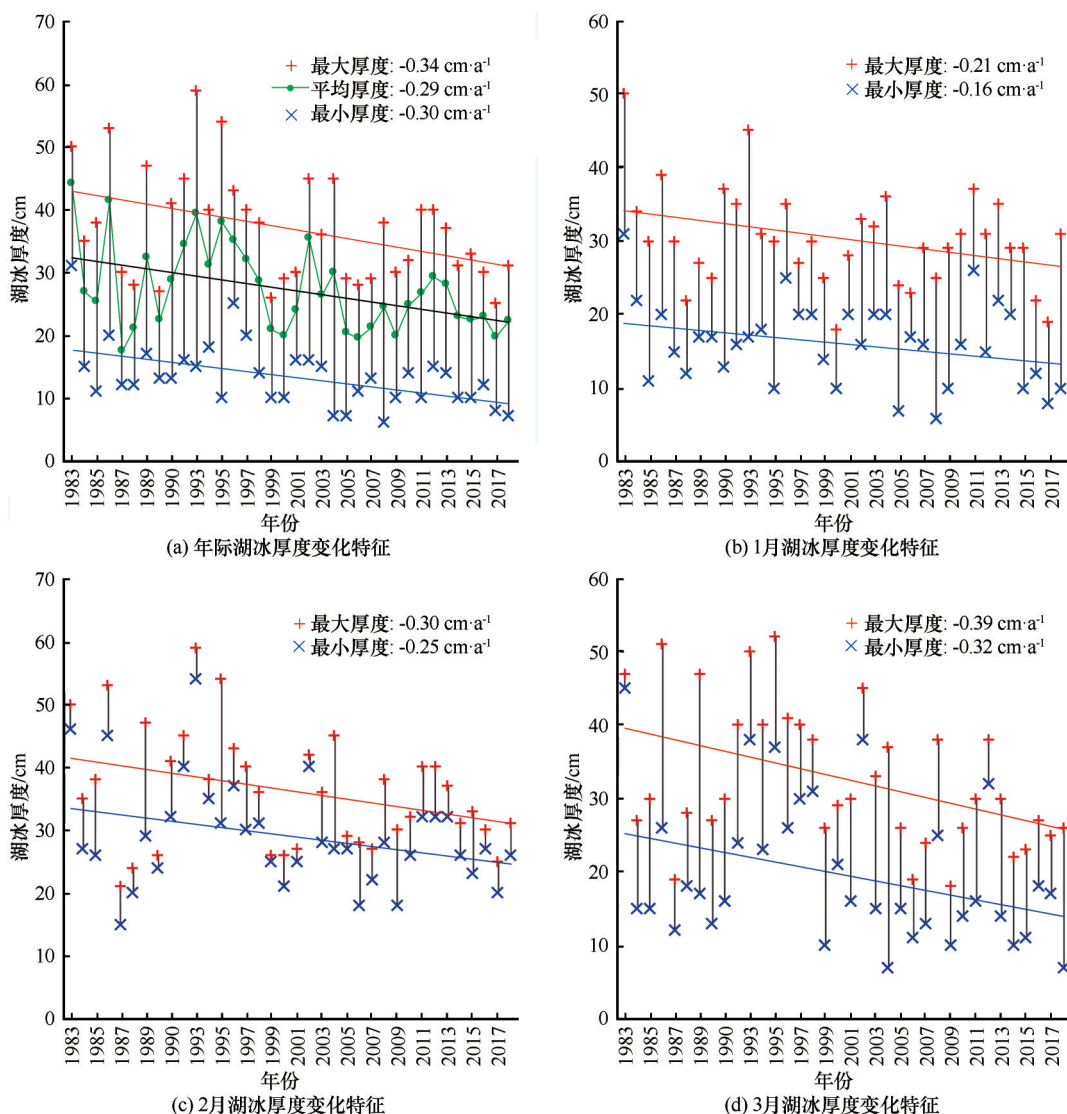


图7 青海湖湖冰厚度观测值

Fig. 7 Variation of ice thickness in Qinghai Lake from in-suit measurements: lake ice thickness in annual (a); lake ice thickness in January (b); lake ice thickness in February (c); lake ice thickness in March (d)

### 2.3 青海湖冻融过程与空间差异

青海湖面积广阔,在冻融过程中,空间差异较大。湖水冻结一般发生在湖泊外围靠近陆地区域。利用MRR解译了青海湖2015—2016年冻结和融化过程,并展示了同一天的微波亮温值(图8)。2015年12月19日开始冻结,微波纯净像元值低于210 K,不存在湖冰的微波特性,微波亮温值低;2016年1月2日发生大面积冻结,微波像元中有了湖冰的微波特性,亮温值超过210 K,不断冻结直至2016年1月8日,青海湖完全封冻,在封冻过程中,亮温也一直大于210 K。当融化发生时(2016年3月12日),通过MRR影像可以明显判别,但微波像元没有处于消融的区域,所以像元没有湖水的微波特性,亮温值仍

然大于210 K,这可能造成在解译湖冰消融时出现误差。之后湖冰消融,微波像元有湖水的微波特性,亮温值降低,直至湖冰完全融化(2016年3月26日),亮温值也降低至176.5 K。

如图9所示,利用MRR解译获取了青海湖2000—2018年冻结和融化发生的位置,并统计了在各位置发生冻结和融化的概率。其中,冻结开始主要发生在青海湖东部海晏湾地区,北部泉吉、哈尔盖地区,西部黑马河、鸟岛等地区,再逐渐向湖中心冻结,直至完全封冻,冻结过程较长,一般持续10 d以上。2000—2018年中,共有12次初始冻结发生在该地区,在青海湖北部和西部发生初始冻结的年份分别占16.7%,同时,海晏湾地区初次冻结时间

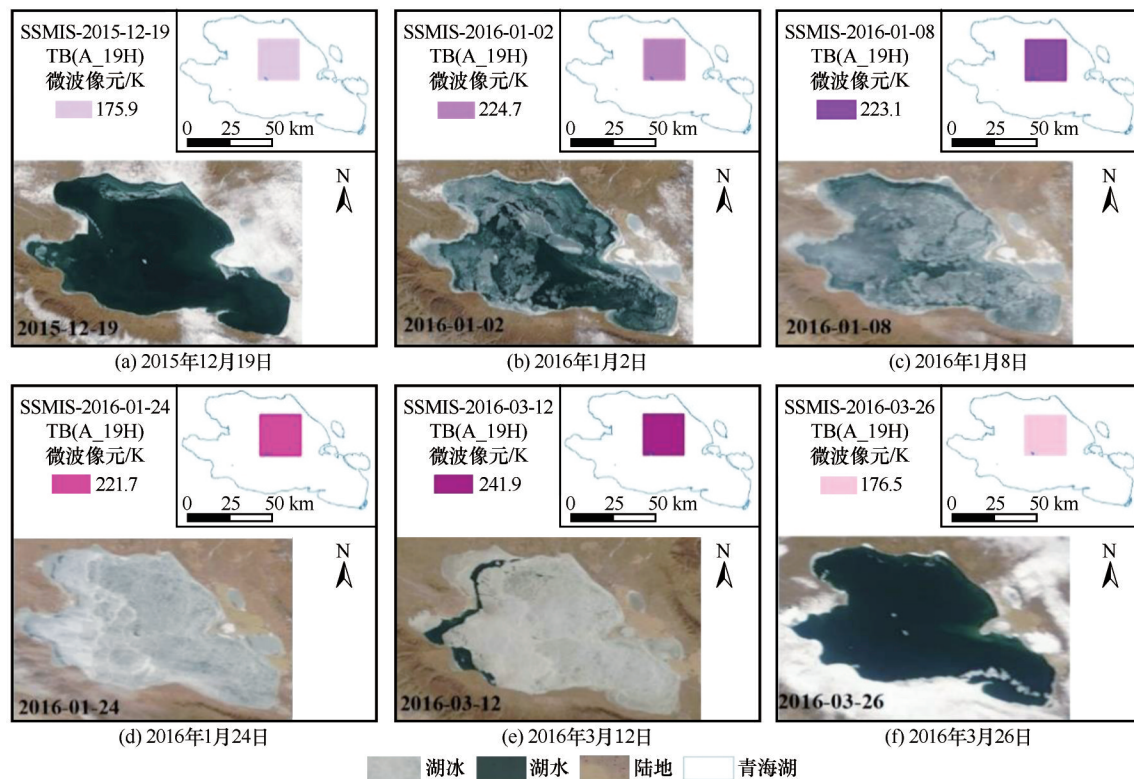


图8 青海湖冻结和融化过程

Fig. 8 The freezing and melting process of Qinghai Lake

较早,而其他位置的初始冻结时间较晚;消融时,靠近湖岸地区首先开始融化,增加了大气和水体之间的热交换,出现较大裂缝,进而引发整个湖泊开始融化,这个过程较短,一般在10 d以内,在风力作用下,融化过程会更加快速。发生首次融化的地区也主要集中在青海湖的西部、北部和东部地区,在2000—2018年中,共有16次发生在青海湖西部(黑马河地区),极少数融化发生在海晏湾地区、哈尔盖地区及泉吉地区,此外青海湖西部地区初次融化时间相对较早,而发生在其他地区的首次融化时间较晚。

## 2.4 湖冰特征对气候变化的响应

### 2.4.1 湖冰物候特征对气候变化响应关系

青海湖流域气温于10月下旬开始日平均气温低于 $0^{\circ}\text{C}$ ,次年4月上旬回升至 $0^{\circ}\text{C}$ 以上,随着气温下降,湖水在12月初开始冻结,3月底开始融化。冬半年气温影响湖冰物候,从而影响湖冰冻融状况。冻结指数是指在一个冻结期内,日平均气温为负值( $^{\circ}\text{C}$ )的逐日累积值<sup>[41]</sup>。青海湖封冻期内冻结指数和封冻期天数呈显著负相关,相关系数为0.68;同时,冻结期内的正积温与封冻期呈显著正相关,相关系数为0.64(图10)。湖冰封冻期内的冻结指数和正

积温在一定程度上反映了湖冰的持续时间。

除此之外,风力在湖冰冻融过程中发挥重要作用<sup>[42-43]</sup>。选取青海湖湖冰封冻日、消融日前30天平均风速,图11(a)表明,封冻日对风速变化敏感,在风力强的年份,青海湖较晚封冻,反之,青海湖较早封冻,尤其是2002年以来,风力对封冻日的影响明显。风力在冻结过程中促进水体和大气的热交换,然而,风力容易致使初始冻结的冰层破碎化,变得不易冻结,延长了冻结期,风速越大,封冻日越延迟;风速与消融日关系密切,风速越大,消融日期越提前,反之,消融日越滞后[图11(b)]。春季太阳辐射增强,风力增加了湖冰和大气之间的热交换,同时使湖冰变得破碎化,使得消融日提前。同时,降水(雪)也是也是影响湖冰物候和湖冰厚度的因素。降雪量和消融日成正相关关系,相关系数为0.56[图12(a)],降水(雪)量增加,消融日推迟,相反地,降水(雪)量减少,湖冰更易融化。封冻期间降水(雪)量和封冻时间为正相关关系,相关系数为0.41( $P<0.01$ )[图12(b)]。在湖冰完全冻结期间,降水(雪)量增加,湖冰表面温度低于 $0^{\circ}\text{C}$ ,封冻时间延长。因此,风速、降水(雪)量也是影响湖冰物候的重要因素。

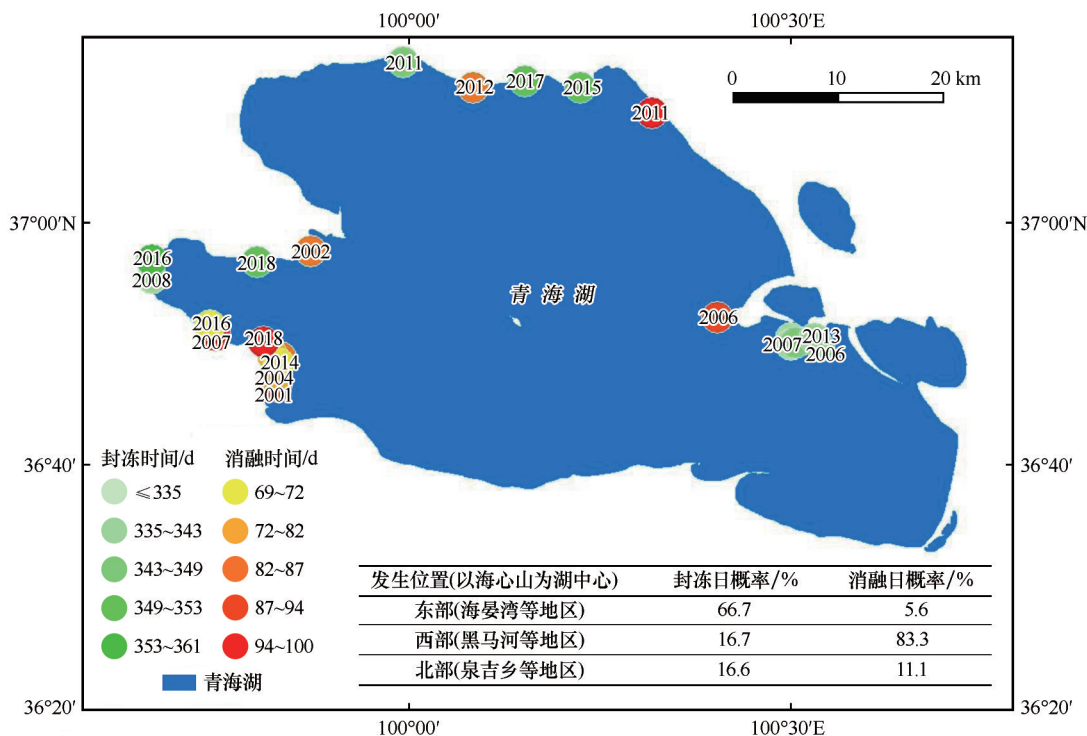


图9 青海湖冻融发生位置

Fig. 9 Location of freezing and thawing in Qinghai Lake

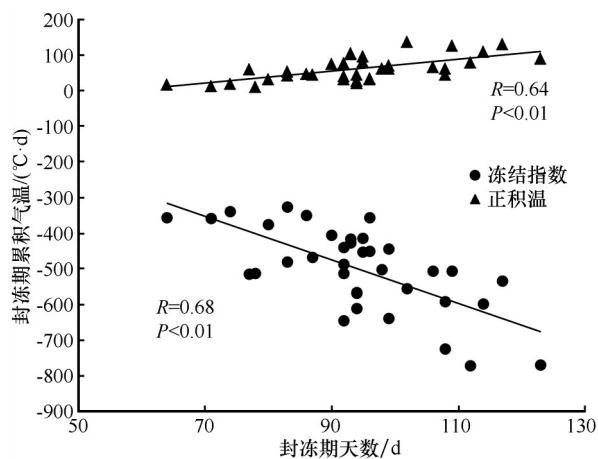


图10 正积温、冻结指数与封冻期相关关系

Fig. 10 Correlation between ice cover duration and positive cumulative temperature and freezing index

#### 2.4.2 湖冰厚度与气温之间的响应关系

根据青海湖湖冰厚度观测时间,即每年1月1日开始观测,每5日观测一次,累积每个观测周期(5日)内的气温值,对比青海湖年际湖冰厚度变化和对应5日内气温累积值[图13(a)]发现,青海湖年际湖冰厚度和5日累积气温有较好的对应关系,随着累积气温下降,湖冰厚度增加,春季气温上升,5日累积气温上升,湖冰厚度开始下降,可能受降温天气(降雪)影响,厚度在下降过程又有反弹的迹象,

同时,累积气温开始下降,对应一致。而后随着5日累积气温上升,湖冰厚度开始快速下降。在整个湖冰厚度加厚-减薄-加厚-减薄过程中,累积气温经历了下降-上升-下降-上升的过程。湖冰厚度和对应封冻持续时间呈显著正相关关系[图13(b)],随着封冻期的延长,湖冰厚度呈现出加厚的趋势。

### 3 讨论

湖冰物候变化特征受到气温、风速、降雪等气象要素以及地理要素(海拔、纬度)等的共同影响,而在长时间尺度物候变化中起主要作用的是气温变化<sup>[42-43]</sup>。如图14所示,青海湖1961—2016年最低气温、平均气温、最高气温距平值均呈现出波动升高的趋势,气温距平值表明,最低气温升高趋势明显( $0.067\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$ )。根据多年平均气温距平得出:在55年内青海湖气温上升 $2.85\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,气温倾向率为 $0.052\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{a}^{-1}$ 。

气温是影响青海湖湖冰物候的关键影响因素<sup>[44]</sup>。湖冰的形成通常受到强辐射和强对流的控制,在冬季冷气流驱动下,湖水迅速冷却至水体最大密度温度以下,湖面层变得稳定,并且温跃层发育,湖表面水体冷却速率增加,表面温度达到冰点以下并形成针状冰,湖水在低温环境下快速冻结直



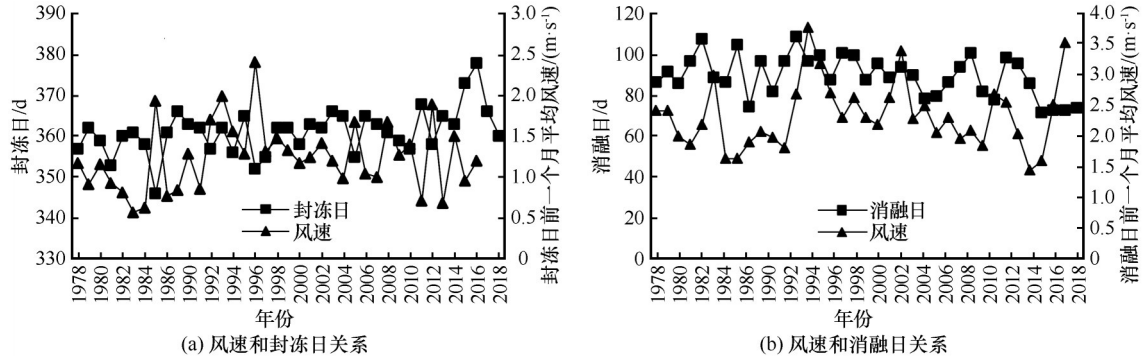


图 11 风速和封冻日、消融日相关关系  
Fig. 11 Correlation between wind speed and ice on day (a), initial ice melt day (b)

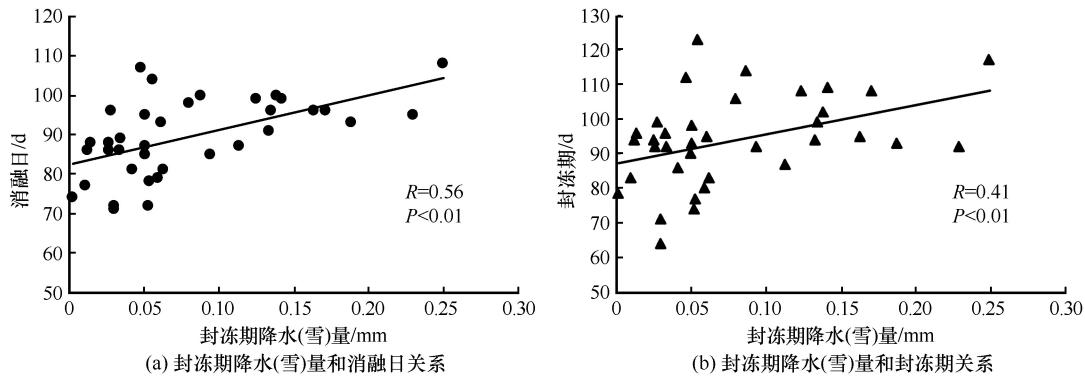


图 12 封冻期内降水(雪)量和消融日、封冻期关系  
Fig. 12 Relationships between precipitation/snowfall during the freezing period and ice duration (a); and between precipitation/snowfall and initial ice melt day (b)

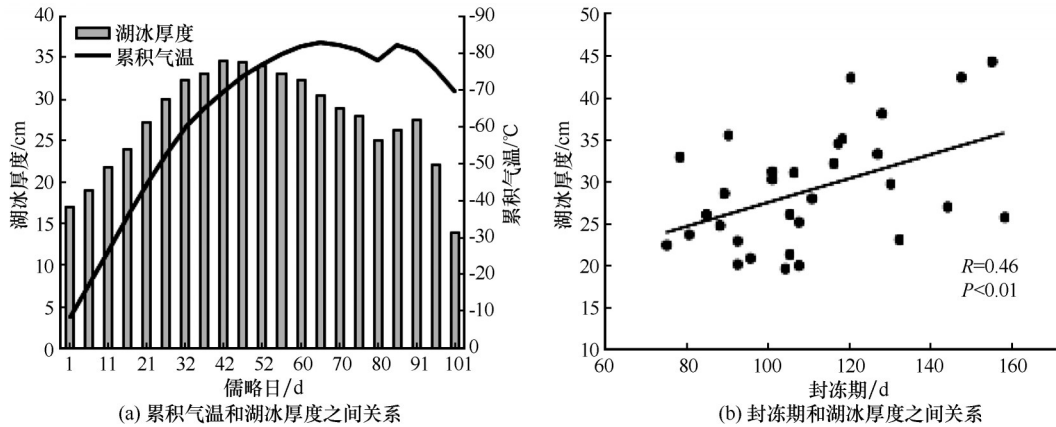


图 13 湖冰厚度与累积气温和封冻期关系  
Fig. 13 Relationships between lake ice thickness and cumulative temperature (a) and between lake ice thickness and ice cover duration (b)

至完全封冻<sup>[45]</sup>。在这个过程中,气温起到决定性的作用。在开始融化时,湖冰表层维持在冰点温度,在冰层下方,盐度、温度促使湖水发生对流,青海湖冬季降雪量少,穿透冰层的太阳辐射是驱动对流的主要因素<sup>[46]</sup>。根据湖冰和湖水的光学厚度,太阳辐射加热了湖冰和湖水的表面层<sup>[47]</sup>,当水温升高时,

湖冰开始融化。同时,在太阳辐射增加情况下,气温升高,加速湖冰表面热交换。气温在湖冰融化过程中也起到了关键性作用。这表明青海湖湖冰对气温变化响应剧烈,同时湖冰物候对区域气候变暖有较好地响应,因此,封冻日和消融日对区域冬半年气温变化有很好的指示作用。

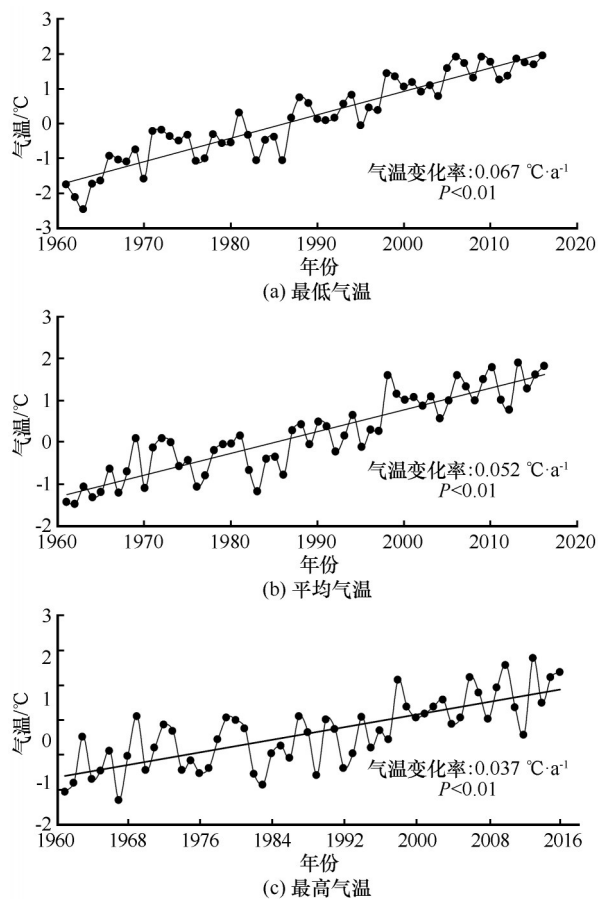


图 14 青海湖气温距平值变化趋势

Fig. 14 Air temperature anomalies over Qinghai Lake: annual minimum temperature (a); annual mean temperature (b); annual maximum temperature (c)

青海湖湖冰物候与青藏高原乃至北半球湖泊湖冰物候呈现相似的变化趋势。纳木错湖冰初冰日延迟和完全消融日提前,湖冰存在期显著缩短( $2.8 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ )<sup>[10]</sup>。青海湖湖冰封冻期呈缩短趋势<sup>[12,43]</sup>,高亚洲地区众多湖泊湖冰呈现出封冻期缩短的趋势<sup>[40,48]</sup>,欧亚大陆乃至北半球多数湖泊湖冰物候也呈现出封冻期推迟,消融日提前的物候变化特征<sup>[42,49-52]</sup>。同时,青海湖湖冰厚度也与北美,加拿大地区湖冰厚度变化趋势一致<sup>[51]</sup>,都呈现出厚度减薄的态势。青海湖湖冰变化趋势与北半球其他湖泊基本一致,而且其变化趋势更加明显和剧烈。湖冰冻融特征表明,在全球变化的背景下高原地区呈现气温升高和降水量增多的趋势,在这种趋势的影响下,青海湖湖冰发育愈加困难,湖冰厚度减薄,而湖冰的消融愈发迅速,湖冰稳定性逐渐减弱。

此外,本文使用的被动微波亮温数据空间分辨率低,覆盖青海湖的纯净像元少,这样就忽略了除

纯净像元以外湖泊区域的冻融变化,从而产生误差;同时,微波亮温数据在高纬度地区重访周期为1 d,但在中纬度地区重访周期低于1 d,特别是SSMR传感器,其重访周期相对于其他微波传感器更低,导致1978—1987年提取的湖冰物候结果误差可能较大。青海湖面积广阔,湖冰厚度存在空间差异,而本文使用的湖冰厚度数据为单点观测结果,虽然无法表征青海湖湖冰整体厚度变化状况与其空间分布,但面对国内目前湖冰厚度研究可用数据少,研究方法缺乏的现状来看,单点观测厚度仍能够在一定程度上反映湖冰厚度变化,且能够说明气候变化与湖冰厚度之间的响应关系。

#### 4 结论

(1) 被动微波遥感具有全天时,全天候,不受云雾影响的特点,在反演湖冰物候上具有明显优势,但该数据在中纬度存在残缺,利用滑动平均的方法可以在一定程度上减弱该问题对反演精度的影响。

(2) 青海湖湖冰冻融变化很好地响应了区域气候变化特征,利用被动微波遥感数据提取1978—2017年湖冰物候特征,其中,青海湖平均12月27日封冻,且封冻日明显推迟,推迟速率为 $0.23 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ;平均3月30日消融,且消融日明显提前,提前速率为 $0.33 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ;同时,青海湖湖冰平均每年封冻93 d,封冻期明显减少,推迟速率为 $0.57 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

(3) 青海湖在1983—2018年间,湖冰平均厚度为29.4 cm,但随着流域气温的升高,青海湖湖冰厚度在月尺度、年尺度上均呈现出减薄的趋势,减薄速率为 $0.29 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ 。

(4) 湖冰物候与气候变化密切相关,其中冻结指数在一定程度上决定湖冰完全封冻期的长短,冻结指数越低,完全封冻期越长。在湖冰形成和融化过程中,较大的风速可促进湖冰形成和融化,降水(雪)则影响湖冰的封冻期和消融日,封冻期降水(雪)量越大,则封冻时间越长,消融日推迟越明显。

通过研究和分析青海湖湖冰物候、厚度变化特征和冻融时空特征,及其影响因素,探索了青海湖湖冰变化特征与气温、降水、风速的关系,青海湖湖冰冰情对冬季气温具有很好的指示作用,可以在一定尺度上反映当地气候变化特征。但是在大规模湖冰特征提取上还存在诸多问题,如实地观测数据的局限性、湖冰厚度特征反演存在挑战等,还需要学者们做更多、更深入的研究。

## 参考文献(References):

- [1] Wetzel R G. Lake and river ecosystems[J]. *Nature*, 2001, 21(4):1-9.
- [2] Magnuson J J, Benson B J, Kratz T K. Temporal coherence in the limnology of a suite of lakes in Wisconsin, USA[J]. *Freshwater Biology*, 1990, 23(1): 145-159.
- [3] Brown L C, Duguay C R. The response and role of ice cover in lake-climate interactions[J]. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 2010, 34(5): 671-704.
- [4] Kaleschke L, Tian-Kunze X, Maaß N, et al. Sea ice thickness retrieval from SMOS brightness temperatures during the Arctic freeze-up period[J]. *Geophysical Research Letters*, 2012, 39(5):5501. DOI: 10. 1029/2012gl050916.
- [5] Kang K K, Duguay C R, Lemmetyinen J, et al. Estimation of ice thickness on large northern lakes from AMSR-E brightness temperature measurements[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2014, 150: 1-19.
- [6] Wynne R H, Lillesand T M. Satellite observation of lake ice as a climate indicator - Initial results from statewide monitoring in Wisconsin[J]. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 1993, 59: 1023-1031.
- [7] Magnuson J J. Historical trends in lake and river ice cover in the Northern Hemisphere[J]. *Science*, 2000, 289(5485): 1743-1746.
- [8] Livingstone D M. Break-up dates of Alpine Lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures[J]. *Climatic Change*, 1997, 37(2): 407-439. DOI: 10. 1023/A: 1005371925924.
- [9] Qu Bin, Kang Shichang, Chen Feng, et al. Lake ice and its effect factors in the Nam Co Basin, Tibetan Plateau[J]. *Advances in Climate Change Research*, 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[J]. *气候变化研究进展*, 2012, 8(5):327-333.]
- [10] Gou Peng, Ye Qinghua, Wei Qiufang. Lake ice change at the Nam Co Lake on the Tibetan Plateau during 2000—2013 and influencing factors[J]. *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[J]. *地理科学进展*, 2015, 34(10): 1241-1249.]
- [11] Chen Xianzhang, Wang Guangyu, Li Wenjun, et al. Lake ice and its remote sensing monitoring in the Tibetan Plateau[J]. *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[J]. *冰川冻土*, 1995, 17(3):241-246.]
- [12] Che Tao, Li Xin, Jin Rui. Monitoring the frozen duration of Qinghai Lake using satellite passive microwave remote sensing low frequency data[J]. *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[J]. *科学通报*, 2009, 54(6): 787-791.]
- [13] Takács K, Kern Z, Pásztor L. Long-term ice phenology records from eastern-central Europe[J]. *Earth System Science Data*, 2018, 10(1):391.
- [14] Gou Peng, Ye Qinghua, Che Tao, et al. Lake ice phenology of Nam Co, Central Tibetan Plateau, China, derived from multiple MODIS data products[J]. *Journal of Great Lakes Research*, 2017, 43(6):989-998.
- [15] Benson B J, Magnuson J J, Jensen O P, et al. Extreme events, trends, and variability in Northern Hemisphere lake-ice phenology (1855—2005)[J]. *Climatic Change*, 2012, 112(2): 299-323.
- [16] Du Jinyang, Kimball J S, Duguay C, et al. Satellite microwave assessment of Northern Hemisphere lake ice phenology from 2002 to 2015[J]. *Cryosphere*, 2017, 11(1):1-26.
- [17] Gatto L W. Monitoring river ice with landsat images[J]. *Remote Sensing of Environment*, 1990, 32(1): 1-16.
- [18] Vuyovich C M, Daly S F, Gagnon J J, et al. Monitoring river ice conditions using web-based cameras[J]. *Journal of Cold Regions Engineering*, 2009, 23(1): 1-17.
- [19] Latifovic R, Pouliot D. Analysis of climate change impacts on lake ice phenology in Canada using the historical satellite data record[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2007, 106(4): 492-507.
- [20] Nonaka T, Matsunaga T, Hoyano A. Estimating ice breakup dates on Eurasian lakes using water temperature trends and threshold surface temperatures derived from MODIS data[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2007, 28(10): 2163-2179.
- [21] Tian Guoliang, Liu Qinhua, Chen Liangfu. Thermal Infrared remote sensing[M]. Beijing: Publishing House of Electronics Industry, 2006. [田国良, 柳钦火, 陈良富. 热红外遥感[M]. 北京: 电子工业出版社, 2006.]
- [22] Hall D K, Riggs G A, Salomonson V V, et al. MODIS snow-cover products[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 83(1/2):181-194.
- [23] Wei Qiufang, Ye Qinghua. Review of lake ice monitoring by remote sensing[J]. *Progress in Geography*, 2010, 29(7): 803-810. [魏秋方, 叶庆华. 湖冰遥感监测方法综述[J]. *地理科学进展*, 2010, 29(7):803-810.]
- [24] Nakamura K, Wakabayashi H, Uto S, et al. Observation of sea-ice thickness using ENVISAT data from lützow-holm bay, east Antarctica[J]. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, 2009, 6(2):277-281.
- [25] Pietroniro A, Leconte R. A review of Canadian remote sensing and hydrology, 1999—2003[J]. *Hydrological Processes*, 2005, 19(1):285-301.
- [26] Kouraev A V, Kostianoy A G, Lebedev S A. Ice cover and sea level of the Aral Sea from satellite altimetry and radiometry (1992—2006)[J]. *Journal of Marine Systems*, 2009, 76(3): 272-286.
- [27] Kouraev A V, Papa F, Mognard N M, et al. Sea ice cover in the Caspian and Aral Seas from historical and satellite data[J]. *Journal of Marine Systems*, 2004, 47(1/2/3/4): 89-100.
- [28] Ye Qinghua, Wei Qiufang, Hochschild V, et al. Integrated observations of lake ice at nam Co on the Tibetan Plateau from 2001 to 2009[C]//2011 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, July 24—29, 2011. [Vancouver, BC, Canada. IEEE, 2011.]
- [29] 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.]
- [30] Ke Changqing, Tao Anqi, Jin Xin. 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[J]. *Journal of Applied Remote Sensing*, 2013, 7(1):073477.
- [31] Xiong C, Shi J, Wang T. Snowmelt Pattern and Lake Ice Phenology around Tibetan Plateau Estimated from Enhanced Resolution Passive Microwave Data [C]//AGU Fall Meeting Abstracts. 2017.



- [32] Guo Linan, Wu Yanhong, Zheng Hongxing, et al. Uncertainty and variation of remotely sensed lake ice phenology across the Tibetan Plateau[J]. *Remote Sensing*, 2018, 10(10):1534.
- [33] Li Xiaodong, Xiao Jianshe, Li Fengxia, et al. Remote sensing monitoring of the Qinghai lake based on EOS/MODIS data in recent 10 years[J]. *Journal of Natural Resources*, 2012, 27(11): 1962-1970. [李晓东, 肖建设, 李凤霞, 等. 基于EOS/MODIS数据的近10 a 青海湖遥感监测[J]. *自然资源学报*, 2012, 27(11): 1962-1970. ]
- [34] Li Xiangzhong, Liu Weigu. Water salinity and productivity recorded by ostracod assemblages and their carbon isotopes since the early Holocene at Lake Qinghai on the northeastern Qinghai-Tibet Plateau, China[J]. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 2014, 407:25-33.
- [35] Knowles K W, Njoku E G, Armstrong R L, et al. Nimbus-7 SMMR Pathfinder daily EASE-grid brightness temperature[J]. *Nature*, 2002.
- [36] Semunegus H, Berg W, Bates J J, et al. An extended and improved special sensor microwave imager (SSM/I) period of record[J]. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2010, 49(3):424-436.
- [37] Townshend J R G, Justice C O. Towards operational monitoring of terrestrial systems by moderate-resolution remote sensing[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 83(1/2): 351-359.
- [38] Pinheiro A C T, Descloitres J, Privette J L, et al. Near-real time retrievals of land surface temperature within the MODIS Rapid Response System[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2007, 106(3):326-336.
- [39] 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[J]. *Remote Sensing of Environment*, 2009, 113(7):1443-1452.
- [40] Ruan Yongjian. Passive microwave remote sensing of lake ice freeze-thaw monitoring over high Asia[D]. Ganzhou: Jiangxi University of Science and Technology, 2017. [阮永俭. 被动微波高亚洲湖冰冻融监测研究[D]. 赣州: 江西理工大学, 2017. ]
- [41] Qin Dahe. Glossary of cryospheric science[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2016. [秦大河. 冰冻圈科学辞典[M]. 北京: 气象出版社, 2016. ]
- [42] Choński A, Ptak M, Skowron R, et al. Changes in ice phenology on Polish lakes from 1961 to 2010 related to location and morphometry[J]. *Limnologia*, 2015, 53:42-49.
- [43] Qi Miaomiao, Yao Xiaojun, Li Xiaofeng, et al. Spatial-temporal characteristics of ice phenology of Qinghai Lake from 2000 to 2016[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2018, 73(5): 932-944. [祁苗苗, 姚晓军, 李晓峰, 等. 2000—2016年青海湖湖冰物候特征变化[J]. *地理学报*, 2018, 73(5):932-944. ]
- [44] Fang Xing, Stefan H G. Long-term lake water temperature and ice cover simulations/measurements[J]. *Cold Regions Science and Technology*, 1996, 24(3):289-304.
- [45] Leppäranta M. Proglacial lakes[M]//Freezing of Lakes and the Evolution of their Ice Cover. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2014:179-201.
- [46] Mironov D. Radiatively driven convection in ice-covered lakes: Observations, scaling, and a mixed layer model[J]. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 2002, 107(C4):3032.
- [47] Leppäranta M, Reinart A, Erm A, et al. Investigation of ice and water properties and under-ice light fields in fresh and brackish water bodies[J]. *Hydrology Research*, 2003, 34(3): 245-266.
- [48] Kropáček J, Maussion F, Chen F, et al. Analysis of ice phenology of lakes on the Tibetan Plateau from MODIS data[J]. *The Cryosphere*, 2013, 7(1):287-301.
- [49] Nonaka T, Matsunaga T, Hoyano A. Estimating ice breakup dates on Eurasian lakes using water temperature trends and threshold surface temperatures derived from MODIS data[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2007, 28(10): 2163-2179.
- [50] Nonaka T, Matsunaga T, Hoyano A. Relationships between ice breakup dates of lakes and local air temperature on the Eurasian continent[J]. *International Journal of Remote Sensing*, 2007, 28(24):5535-5550.
- [51] Dibike Y, Prowse T, Saloranta T, et al. Response of Northern Hemisphere lake-ice cover and lake-water thermal structure patterns to a changing climate[J]. *Hydrological Processes*, 2011, 25(19):2942-2953.
- [52] Yao Xiaojun, Li Long, Zhao Jun, et al. Spatial-temporal variations of lake ice phenology in the Hoh Xil region from 2000 to 2011[J]. *Journal of Geographical Sciences*, 2016, 26(1): 70-82.

## Detecting changes of ice phenology using satellite passive microwave remote sensing data in Qinghai Lake

WANG Guanxin<sup>1</sup>, ZHANG Tingjun<sup>1,2</sup>, LI Xiaodong<sup>1,3</sup>, HE Zhuolun<sup>4</sup>, LI Yuxing<sup>1</sup>

(1. College of Earth and Environmental Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, China; 2. University Corporation for Polar Research, Beijing 100875, China; 3. Institute of Qinghai Meteorological Science Research, Xining 810001, China;

4. Hydrology and Water Resources Survey in Qinghai Province, Xining 810001, China)

**Abstract:** Lake ice phenology is a sensitive factor of climate change, reflecting not only characteristics of regional climate change, but also interaction between regional climate and lake. In this study, long-term time series (1978—2017) of satellite passive microwave remote sensing data, MODIS data and ground-based measured lake ice data (1983—2017), air temperature precipitation/snowfall data (1961—2016) were used to analyze the phenology changes of Qinghai Lake ice and its climate control. Results showed that Qinghai Lake basin showed a significant warming trend (1961—2018) and temperature rises by 2.85 °C. Under this climatic condition, Qinghai Lake ice on day was delayed ( $0.23 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ), and initial melt day illustrated an obvious advanced trend ( $0.33 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ), ice cover duration demonstrated significantly reduced trend, and reduction rate was  $0.57 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ . Meanwhile, lake ice thickness was reduced at a rate of  $0.29 \text{ cm} \cdot \text{a}^{-1}$ . In addition, the characteristics of freeze-thaw space of Qinghai Lake were summarized, Qinghai Lake was mainly frozen by eastern Haiyanwan area, ablation began from the western Heimahe area. There are spatial differences in freezing and ablation processes. By analyzing the relationship between freezing and thawing time characteristics of lake ice and climatic factors, winter temperature in Qinghai Lake Basin is the main factor affecting ice phenology. At the same time, wind speed and precipitation (snow) are also important factors affecting the formation and ablation of lake ice.

**Key words:** Qinghai Lake; ice phenology; ice thickness; climate change

(责任编辑: 车涛; 编辑: 庞瑜, 周成林)