

近 20 a 色林错湖冰物候变化特征及其影响因素*

邵雪楠^{1,2}, 王宁练^{1,2,3**}, 吴玉伟^{1,2}, 张玉杰^{1,2}

(1: 陕西省地表系统与环境承载力重点实验室, 西安 710127)

(2: 西北大学城市与环境学院, 西安 710127)

(3: 中国科学院青藏高原地球科学卓越创新中心, 北京 100101)

摘要: 湖冰作为湖泊—大气界面能量和物质交换的结果, 其物候变化对揭示区域气候变化和湖泊响应过程具有重要意义。本研究基于 2000—2020 年色林错边界矢量数据、Terra MODIS 和 Landsat TM/ETM+/OLI 遥感影像并结合气象数据及湖泊资料, 利用 RS 和 GIS 手段综合分析了色林错湖冰物候变化特征及其影响因素。结果表明: ①色林错于 11 月下旬到 12 月上旬开始冻结, 在 12 月下旬到 1 月上旬完全冻结, 封冻时间约一个月左右。湖冰在每年的 3 月下旬到 4 月上旬开始消融, 历经半个月左右, 至 4 月下旬完全消融。②近 20 a 来, 色林错开始冻结日期整体呈现逐渐推迟的波动趋势, 推迟率约为 11.3 d/10 a。湖冰冻结期呈缩短趋势; 湖冰存在期整体上呈缩短趋势, 缩短率为 13.5 d/10 a。③色林错冻结先从北部和东部湖岸处开始逐渐向中部湖心处扩张, 解冻时湖冰中心先破裂, 向湖岸边逐渐消融。④色林错湖冰物候受气候和湖泊自身理化性质综合影响。冬半年平均气温是影响湖冰消融和封冻期的关键因素; 风速和降水对湖冰的冻结和消融亦有一定影响。近 20 a 来, 随着色林错面积扩张、浑浊度上升及透明度下降, 湖冰开始冻结时间推迟, 湖冰封冻期缩短。全球变暖背景下, 包含色林错在内的青藏高原湖泊有加速扩张趋势, 本研究结果可为理解变化环境下湖冰物候信息的气候指示意义及湖泊反馈过程提供参考。

关键词: 湖冰; 色林错; MODIS; 物候特征变化

Lake ice phenology variations and influencing factors of Selin Co from 2000 to 2020*

Tai Xuenan^{1,2}, Wang Ninglian^{1,2,3**}, Wu Yuwei^{1,2} & Zhang Yujie^{1,2}

(1: Shaanxi Key Laboratory of Earth Surface System and Environmental Carrying Capacity, Xi'an 710127, P.R.China)

(2: College of Urban and Environmental Sciences, Northwest University, Xi'an 710127, P.R.China)

(3: CAS Center for Excellence in Tibetan Plateau Earth Sciences, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100101, P.R.China)

Abstract: As a result of energy and material exchange at the lake-atmosphere interface, the variations of lake ice phenology are of great significance for indicating regional climate change and lake response process. Based on the boundary data of Selin Co, some multi-source remote sensing (RS) datasets including Terra MODIS and Landsat TM/ETM+/OLI product, combined with meteorological records and lake data to analyze spatiotemporal variations of ice phenology of Selin Co and its relationship with climate factors and physical and chemical factors between 2000 and 2020 by applying both RS and GIS technology. The main research conclusions are as follows: (1) Freeze-up start (FUS) and freeze-up end (FUE) of lake ice appears in late November-early December, and late December-early January, respectively. The duration of lake ice freeze-up is about a month. The time of break-up start (BUS) and break-up end (BUE) of lake ice appears in late March-early April, and late April, respectively. The duration of lake ice break-up is about half a month. (2) Data show that FUS dates of lake ice have been delayed at a rate of 11.3 d/10 a from 2000 to 2020. FUD (freeze-up duration) time of lake ice showed an increasingly shortening trend. Ice cover duration had been shortened at a rate of 13.5 d/10 a. (3) Selin Co can be characterized by opposite spatial patterns in both freeze-up and break-up processes. Lake ice freezes from the northern and eastern lakeshore and gradually expands to the center of lake. Instead, lake ice break-up begins in the center of the lake.

* 2021-05-12 收稿; 2021-07-08 收修改稿。

中国科学院战略性先导科技专项 (A 类) (XDA20060201) 和第二次青藏高原综合科学考察研究项目 (2019QZKK020102) 联合资助。

** 通信作者; E-mail: nlwang@nwnu.edu.cn.

(4) Ice phenology of Selin Co is influenced by climate and physico-chemical factors of the lake itself. The average temperature of winter half-year (between November and the following April) plays a dominant role in ice phenology variations of Selin Co. Wind speed and precipitation both also some influences on the formation and melting of lake ice cover and also cannot be neglected. In the recent 20 years, with the expansion of Selin Co area, the increase of turbidity and the decrease of water clarity, the freezing dates of lake ice were gradually delayed. Under the background of global warming, the area expansion of lakes on the Tibetan Plateau, including Selin Co, has accelerated. The results of this study can provide a reference for understanding the climate indicator significance of lake ice phenology information and the feedback process of lakes under the changing environment.

Keywords: Lake ice; Selin Co; MODIS; phenology variations

青藏高原湖泊是“亚洲水塔”水循环过程的重要一环。全球变暖背景下,21 世纪以来青藏高原湖泊面积呈普遍扩张趋势,湖泊对气候变化的响应及其反馈效应已成为目前国内外的研究热点^[1]。相比于湖泊面积、储量等表征一段时期内湖泊响应气候变化的指标,湖冰物候对区域气候变化的响应更为敏感^[2-4]。湖冰的形成除湖泊自身形态、深度和理化性质等本底特征外,主要受控于短期外部气候因素(气温、降水、风速及气候变化引起的近地表能量收支过程变化等)的影响。湖冰的状态及变化又会反馈于区域气候,例如湖冰的冻结和消融过程会导致湖泊表面性质(反照率、粗糙度、蒸发量、潜热收支等)的突然变化,从而影响湖泊和大气之间的能量和物质交换过程^[5-6]。近期有关青藏高原湖泊冰情的研究表明,多个区域的湖泊存在冻结日期推迟、消融日期提前和湖冰存在期缩短的现象^[7]。然而,受湖泊自身条件差异和区域气候变化的空间异质性影响,青藏高原不同区域湖冰物候变化仍存在显著差异。尤其在目前湖泊扩张及其理化性质也随之发生变化的背景下,进一步增加了湖冰物候与气候变化进行关联分析的复杂性^[8-10]。因此,分析变化环境下的湖冰物候特征及其影响因素,对深入理解湖泊响应气候变化过程及其反馈机制均具有重要意义^[11]。

湖冰物候可通过野外观测获得,由于青藏高原湖泊分布地区自然环境恶劣,实地观测资料很少且缺乏长时间连续记录^[12]。随着遥感技术的发展,高时空分辨率的遥感影像可用来提取湖冰物候^[13]。被动微波遥感影像(SSM/I 和 AMSR-E 等)时间分辨率较高(日尺度),但空间分辨率较低(>10 km),在湖冰边界提取、薄冰和岸冰识别方面仍有较大不确定性,常用于监测较大湖泊的湖冰物候变化,如青藏高原的青海湖、纳木错和加拿大的大熊湖、大奴湖^[14-18]。与其相比,光学遥感影像(主要利用 MODIS 数据)空间分辨率能够达到 1 km 以内,适用于精细化监测快速变化的湖冰^[19]。湖冰物候研究的尺度包括区域性湖泊和单个湖泊。目前有关区域性湖冰物候的研究主要集中在青藏高原、中国东北部和新疆以及北欧和北美等地区^[20-25]。单个湖泊的湖冰物候研究主要集中于北半球中高纬度地区的一些大湖^[26-29]。湖冰物候研究的内容包括湖冰物候特征时间序列分析、湖冰变化对气候变化的响应以及湖冰影响因素分析。前人研究表明气温、风速、风向、降雪等气象因子会影响湖冰物候,其中气温是影响湖泊封冻的关键因子。湖泊自身理化性质(矿化度、透明度、浑浊度等)、湖泊面积、湖泊深度、湖泊形状等也会直接影响湖泊冻结与消融过程^[30-31]。色林错是西藏第一大湖及中国第二大咸水湖,近 40 a 来不断扩张的湖泊面积和快速上升的水位使其成为学者们研究的重点地区^[32]。在冰情方面,由于色林错自然条件恶劣,湖冰很少受到人类活动影响,主要受气候的控制,因此湖面冰情变化能够反映当地气候变化。近期研究发现,色林错流域近 50 a 来正经历气温显著升高、降水总体增加的趋势^[33],湖水矿化度和浑浊度也发生了显著变化^[34]。在气候变化背景下,随着色林错面积和湖泊理化性质进一步改变,湖冰物候特征如何变化以及湖冰与气候和湖泊理化性质的关系仍需进一步研究。

全球变暖影响下,目前色林错仍在继续扩张^[32]。开展其湖冰物候研究对仍在加速扩张的其他湖泊具有典型参考意义。另外,在湖冰物候影响因素方面,前人对气候因素的研究较多,而关于湖泊自身理化性质变化与湖冰物候的关系研究相对缺乏。因此,本研究通过对色林错冻结—消融时空过程、湖冰物候特征与气候因素和湖泊理化性质变化进行关联分析,研究结果可为深入理解变化环境下湖冰物候信息的气候指示意义及湖泊反馈过程提供科学支撑。

1 研究区概况

色林错(31°34'~31°51'N,88°33'~89°21'E)位于青藏高原中部,地处西藏自治区尼玛、申扎和班戈 3 县境内。平均海拔 4530 m,面积 2400.78 km²,湖面形状不规则,东西长约 77.7 km,南北最大宽为 45.5 km,平均

宽约 20.95 km. 色林错流域主要河流有扎加藏布、阿里藏布、波曲藏布和扎根藏布;在流域内,分布有众多相互串连的内陆湖泊群,湖泊有班戈错、错鄂、雅根错、格仁错、果芒错等(图 1). 色林错流域属于高寒半干旱季风气候,年均气温较低为 $0.8 \sim 1.0^{\circ}\text{C}$,多年平均降水量 $290 \sim 321 \text{ mm}$,年日照时数 $2910 \sim 2970 \text{ h}$,太阳辐射较强^[35]. 自 1976 年以来,色林错面积不断扩张,到 2017 年湖泊面积由 1667 km^2 增加到了 2389 km^2 ;湖泊水位也不断上涨,1979—2017 年水位累计上升 14 m ^[36]. 由于水位不断上涨,在 2003—2005 年间,色林错南部湖面同雅根错发生了联通,之后湖面逐步扩大到了雅根错的西南岸^[37]. 因此 2005 年后的色林错湖冰物候研究将原雅根错湖面也纳入计算.

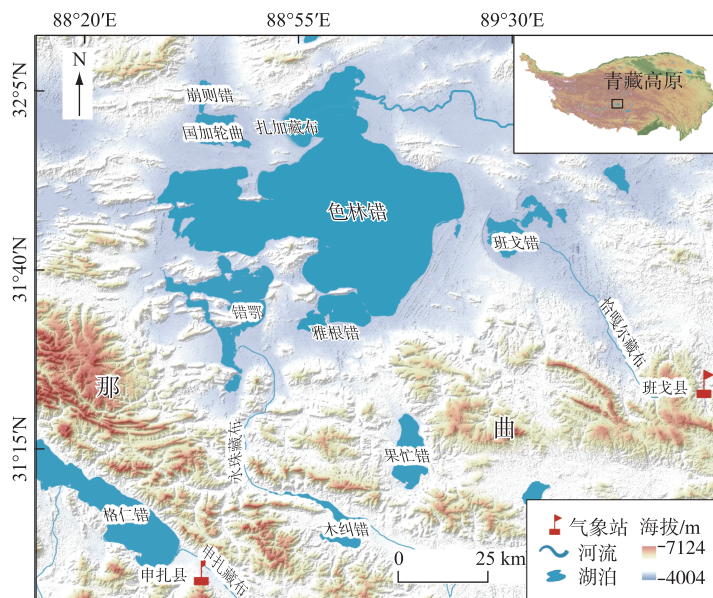


图 1 研究区地理位置

Fig.1 Location of the Selin Co

2 数据与方法

2.1 数据及预处理

2.1.1 MODIS 地表反射率产品 本文使用的遥感数据是 MODIS 逐日地表反射率产品 MOD09GQ (Terra, 2000 年 9 月 1 日—2020 年 5 月 31 日) 和 MYD09GQ (Aqua, 2002 年 9 月 1 日—2020 年 5 月 31 日), 影像共计 10374 景, 用于提取色林错湖冰物候信息. 数据来源于美国国家航空航天数据中心 (<https://data.giss.nasa.gov>). 该数据时间分辨率为 1 d, 空间分辨率为 250 m. 数据预处理包括: 利用 Python 进行批量几何校正及投影转换; 在 ArcGIS 平台计算湖冰面积比例, 再经目视解译剔除有云层遮挡的影像, 统计分析后提取湖冰物候信息.

2.1.2 Landsat 数据 为提取色林错湖泊边界和面积, 从 USGS (<http://glovis.usgs.gov>) 网站下载了 2000—2020 年色林错处于冻结和消融时期里无云层遮挡的 Landsat 影像, 共 35 景(表 1). 该数据空间分辨率为 30 m, 可用来评估 MODIS 数据提取湖冰物候信息的准确性.

2.1.3 AMSR-E/2 湖冰物候产品 Du 等基于被动微波遥感 AMSRE 和 AMSR2 建立了北半球 2002—2015 年湖冰物候数据集 (<http://files.ntsg.umd.edu/data/>). 被动微波遥感不受云的影响, 在提取湖冰完全冻结和完全消融这两个时间点精度较高, 但其空间分辨率较粗, 不能精准提取湖冰开始冻结的时间点^[26]. 因此本文选取该数据集中色林错 2003—2011 年及 2013—2015 年(2012 年数据缺失)的湖冰完全冻结、湖冰消融信息与 MODIS 数据进行交叉验证. 为了保证对比的精确度, 两种数据产品在提取湖冰信息时使用统一方法.

表 1 研究中使用的 Landsat 数据
Tab.1 Landsat data used in this study

陆地卫星	获取日期	说明	陆地卫星	获取日期	说明
Landsat7	2000-11-08	提取湖泊边界;验证 MODIS 数据	Landsat5	2011-01-15	提取湖泊边界
Landsat7	2001-11-11	提取湖泊边界	Landsat7	2011-12-09	验证 MODIS 数据
Landsat7	2001-12-29	验证 MODIS 数据	Landsat7	2012-01-26	提取湖泊边界
Landsat7	2002-12-16	提取湖泊边界;验证 MODIS 数据	Landsat7	2012-03-30	验证 MODIS 数据
Landsat7	2003-03-22	验证 MODIS 数据	Landsat7	2013-01-12	提取湖泊边界
Landsat5	2003-11-25	提取湖泊边界	Landsat8	2013-12-22	验证 MODIS 数据
Landsat7	2004-12-05	验证 MODIS 数据	Landsat8	2014-01-07	提取湖泊边界
Landsat5	2004-12-29	提取湖泊边界	Landsat8	2014-12-09	提取湖泊边界;验证 MODIS 数据
Landsat7	2005-12-08	提取湖泊边界;验证 MODIS 数据	Landsat8	2015-12-28	验证 MODIS 数据
Landsat5	2006-12-19	验证 MODIS 数据	Landsat8	2016-01-13	提取湖泊边界
Landsat5	2007-01-04	提取湖泊边界	Landsat8	2016-12-30	提取湖泊边界;验证 MODIS 数据
Landsat7	2007-12-30	验证 MODIS 数据	Landsat8	2017-12-17	验证 MODIS 数据
Landsat5	2008-02-24	提取湖泊边界	Landsat8	2018-01-02	提取湖泊边界
Landsat5	2008-12-24	验证 MODIS 数据	Landsat8	2018-01-18	验证 MODIS 数据
Landsat5	2009-01-25	提取湖泊边界	Landsat8	2019-02-06	提取湖泊边界
Landsat7	2009-12-03	验证 MODIS 数据	Landsat8	2019-12-23	提取湖泊边界;验证 MODIS 数据
Landsat5	2010-01-28	提取湖泊边界	Landsat8	2020-04-13	验证 MODIS 数据
Landsat5	2010-12-30	验证 MODIS 数据			

2.1.4 MODIS 陆地表面温度数据 为研究湖泊表面温度(lake surface temperatures,LST)对色林错湖冰物候的影响,从美国国家航空航天数据中心(<https://data.giss.nasa.gov>)下载了 620 景 MODIS 地表温度 8 d 合成产品 Terra MOD11A2 影像,空间分辨率为 1 km. MOD11A2 数据已被广泛应用于研究地表温度,并得到了有效验证. 由于 MODIS/Terra 夜间 LST 数据比 Aqua 产品和日间数据准确性更高^[38],因此本文选取 MOD11A2 夜间 LST 数据来计算色林错 LST. 为避免陆水交界处的像元污染,在离岸 500 m 处生成一个缓冲区,再进行 LST 的计算^[39].

2.1.5 气象数据 选取色林错周围的申扎、班戈气象站 2000—2020 年常规气象要素(气温、风速、风向、降水)作为色林错气候背景参考. 数据下载于 NOAA 全球气象站点数据网站(<http://www.climate.gov/data/>).

2.1.6 其他数据 色林错 2000—2019 年湖泊透明度数据来源于文献[40]. 色林错浑浊度数据来源于文献[34]. 这两个数据集用来研究湖泊理化性质对色林错湖冰物候的影响.

2.2 研究方法

2.2.1 湖冰信息提取 冰在可见光和近红外波段反射率高,而水在可见光与近红外波段反射率很低^[28]. 根据冰水在红光和近红外区域的反射率之差,结合直方图及目视解译确定出合适的阈值,这种提取湖冰信息的方法为阈值法^[13]. 本文利用阈值法提取 MODIS 影像的湖冰信息,其计算公式为:

$$\text{Lake ice} = \begin{cases} \text{Band1}-\text{Band2}>a \\ \text{Band1}>b \end{cases} \tag{1}$$

式中,Band 1 和 Band 2 表示 MOD09GQ 及 MYD09GQ 数据的红光、近红外波段; a 、 b 为阈值,Band1-Band2> a 且 Band1> b 的即为湖冰. 对影像数据目视解译并结合反射率直方图分布特征确定出阈值, a 为 0.03, b 为 0.05.

NDSI(normalized difference snow index)指数法可以用来识别湖冰^[30]. 本文基于 NDSI 方法提取 Landsat 系列影像的湖冰信息,计算公式为:

$$NDSI = \frac{Band2 - Band5}{Band2 + Band5} \tag{2}$$

式中,Band2 和 Band5 为 Landsat TM/ETM+/OLI 影像中的绿光波段和短波红外波段. 根据影像的实际反射

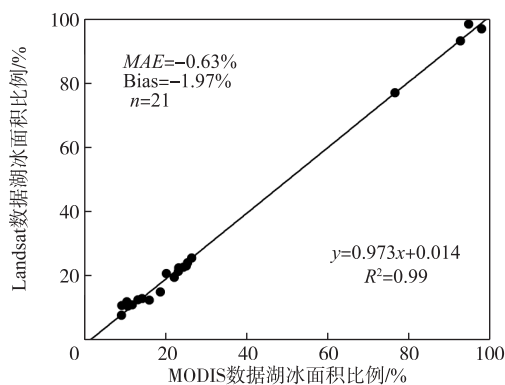


图2 Landsat 数据与 MODIS 数据湖冰面积比例比较

Fig.2 Comparison of lake ice cover proportions derived from the Landsat data and MODIS data

率设置不同的阈值,以区分湖冰和湖水。

Landsat 影像空间分辨率比 MODIS 数据高,因此我们选择了 21 幅无云遮挡且湖泊处于冻结与消融时期的 Landsat TM/ETM+/OLI 影像来验证 MODIS 数据基于阈值法提取湖冰的准确性。计算每幅 Landsat 影像湖冰占湖泊总面积的比例,将其与 MODIS 数据的湖冰覆盖比例进行比较。比较结果 R^2 为 0.99, 平均绝对误差 (MAE) 为 -0.63%, 偏差 (Bias) 为 -1.97%, 表明 MODIS 数据利用阈值法提取色林错湖冰面积精度较高, 可用来监测色林错湖冰物候变化 (图 2)。图 3 为基于阈值法与 NDSI 法提取的 2003 年 3 月 22 日色林错湖冰信息, Landsat ETM+ 影像利用 NDSI 方法提取的湖冰面积为 1958.16 km², MOD09GQ 数据利用阈值法提取的湖冰面积为 1973.88 km², 两者计算的误差约为 0.80%。

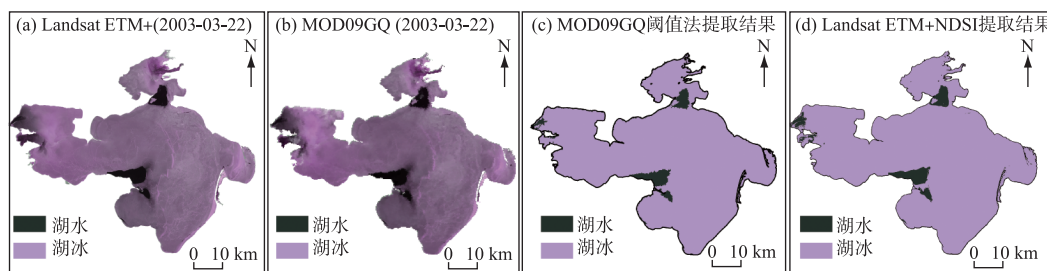


图3 阈值法与 NDSI 提取湖冰信息

Fig.3 Identification of lake ice in remote sensing image based on threshold method and NDSI

2.2.2 湖冰时间属性定义 湖冰时间属性包括: 湖泊开始冻结日期 (freeze-up start, FUS)、完全冻结日期 (freeze-up end, FUE)、开始消融日期 (break-up start, BUS)、完全消融日期 (break-up end, BUE)。湖冰冻结期 (freeze-up duration, FUD) 指湖泊开始冻结至完全冻结的时期。湖冰消融期 (break-up duration, BUD) 是指湖泊开始消融至完全消融的时期。湖冰存在期 (ice cover duration, ICD) 是指从湖泊开始冻结到完全消融这段时期。湖冰完全冻结期 (complete freezing duration, CFD) 指从湖泊完全冻结至开始消融的这段时间^[21]。通常在湖泊冻结期, 湖泊出 (入) 水口附近会有解冻现象, 而在湖冰消融期, 迎风湖岸边会有少量的湖冰堆积。此外, 像元错分类以及云覆盖等噪声会影响到湖冰物候的提取^[23]。因此本文为了自动提取色林错湖冰的时间属性, 将识别的湖冰像元比例 (即湖冰像元与整个湖面像元的比值) $\geq 10\%$ 的日期定义为湖水开始冻结日期; 将湖冰像元比例 $\geq 90\%$ 的日期定义为湖水完全冻结日期。消融时间发生在冻结时间之后, 将湖冰像元比例 $\leq 90\%$ 的日期定义为湖冰开始消融日期; 湖冰像元比例 $\leq 10\%$ 的日期定义为湖冰完全消融日期^[41]。计算公式为:

$$\text{Phenology extraction of lake ice} = \begin{cases} \text{FUS,} & \text{lake ice area} \geq 10\% \text{ of lake area} \\ \text{FUE,} & \text{lake ice area} \geq 90\% \text{ of lake area} \\ \text{BUS,} & \text{lake ice area} \leq 90\% \text{ of lake area} \\ \text{BUE,} & \text{lake ice area} \leq 10\% \text{ of lake area} \end{cases} \quad (3)$$

3 结果与分析

3.1 MODIS 与 AMSRE/2 提取湖冰物候信息的交叉验证

被动微波数据受天气影响较小, 在提取湖冰完全冻结和完全消融信息方面精度较高^[26]; MODIS 数据受

云覆盖影响,在提取湖冰物候时会有误差和不确定性. 因此本研究使用 AMSRE/2 与 MODIS 数据提取的色林错完全冻结日、开始消融日、完全消融日以及完全冻结期结果进行交叉验证. 统计结果表明完全冻结日有很强的一致性, $R^2=0.93$,MAE 为 1.25 d, $RB=-0.33\%$. 由 AMSRE/2 提取的完全冻结日整体上提前于 MODIS 数据,两个数据集提取的 FUE 最大差值为 3 d. 开始消融日一致性也较强,MAE 为 0.91 d, R^2 为 0.91, RB 为 0.95%. MODIS 数据提取的完全消融日整体上滞后于 AMSRE/2 数据,但二者变化趋势一致, $R^2=0.91$,平均绝对误差为 2.91 d. 两个数据集提取的完全冻结期最大差值为 8 d,MAE 为 2.08 d,相对误差为 2.27%, R^2 为 0.91(图 4). 总体上,AMSRE/2 与 MODIS 数据在提取色林错湖冰物候上比较一致,但在某些年份存在差异,这是因为 AMSRE/2 数据会存在某些天数的缺失;且该数据空间分辨率较低,对岸冰和薄冰信息监测不足;同时,MODIS 数据受云影响在提取湖冰物候上存在 2~3 d 的误差. 本文使用的 MOD09GQ/MYD09GQ 相较于微波遥感数据空间分辨率更高,可以监测到湖水开始冻结的信息,因此能更精准地提取湖冰信息.

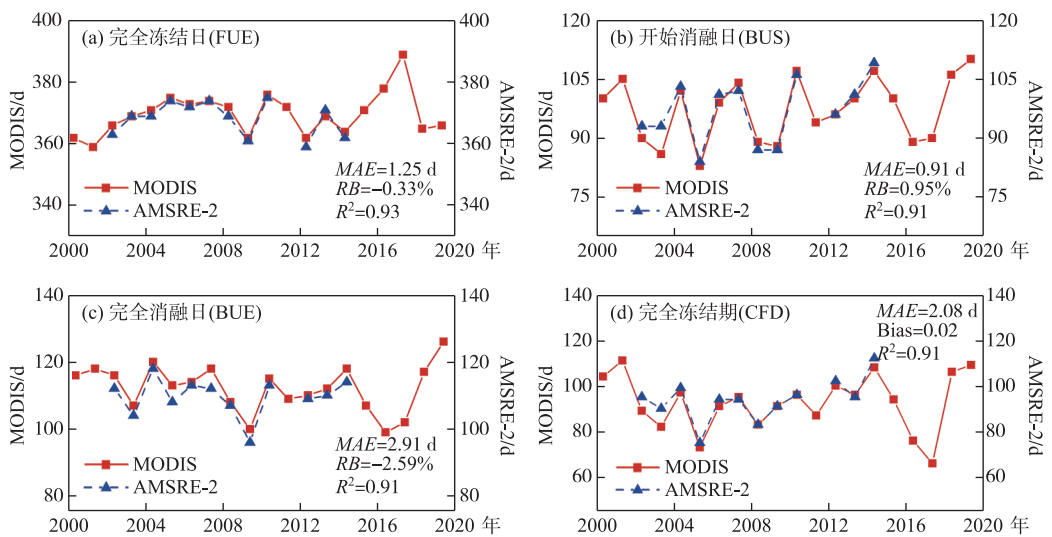


图 4 MODIS 数据与 AMSRE-2 提取色林错湖冰物候比较

Fig.4 Comparisons of ice phenology for Selin Co derived from MODIS data and AMSRE-2

3.2 2000—2020 年色林错湖冰物候特征

基于 MODIS 数据提取色林错 2000—2020 年湖冰物候特征. 由表 2 可知,2000—2020 年间色林错于每年 11 月下旬—12 月中下旬开始冻结,最早开始冻结日期为 2000 年 11 月 20 日,最迟开始冻结日期出现在 2016 年 12 月 23 日,平均开始冻结日期为 12 月 3 日. 色林错于每年的 12 月底到 1 月上中旬完全冻结,最早完全冻结日期为 2001 年 12 月 25 日,最迟完全冻结日期出现在 2018 年 1 月 24 日,平均完全冻结日期为 1 月 4 日. 2018 年湖冰完全冻结时间比较特殊,从影像上看 1 月 9 日湖冰基本完全冻结,1 月 11 日湖冰出现消融现象,湖冰面积比例<90%,至 1 月 24 日,湖冰又完全封冻(图 5). 通过对比 2018 年 1 月份温度与风速数据发现,1 月 10 日气温达到 0℃ 以上,风速也达到最大. 温度骤升和强劲风力使未完全稳定的湖冰破裂消融;之后随着气温的下降,湖冰冻结逐渐稳定,在 1 月 24 日完全冻结(图 6). 3 月下旬到 4 月中旬湖冰开始消融,平均开始消融日期为 4 月 7 日,开始消融最早日期为 2005 年 3 月 24 日,最晚消融日期为 2020 年 4 月 19 日. 湖冰于 4 月中旬到 5 月初完全消融,平均完全消融日期为 4 月 21 日,最早消融日期为 2017 年 4 月 9 日,最迟日期出现在 2020 年 5 月 5 日. 2000—2020 年间色林错平均冻结期为 31 d,最短为 20 d(2014—2015 年),最长为 46 d(2006—2007 年);湖冰消融期平均为 15 d,最短为 7 d(2015—2016 年),最长为 30 d(2005—2006 年). 湖冰完全冻结到开始消融持续时间平均为 92 d,最短和最长持续时间分别为 66 d(2017—2018 年)和 111 d(2001—2002 年). 湖冰存在期平均为 139 d,最短为 107 d(2016—2017 年),最长为 158 d(2004—2005 年).

表 2 2000—2020 年色林错湖冰物候特征(d)¹⁾
Tab.2 The ice phenology characteristics of Selin Co from 2000 to 2020 (d)

年份	开始冻结日 (FUS)	完全冻结日 (FUE)	开始消融日 (BUS)	完全消融日 (BUE)	冻结期 (FUD)	消融期 (BUD)	完全冻结期 (CFD)	湖冰存在期 (ICD)
2000/2001	325	362	100	116	37	16	104	157
2001/2002	332	359	105 *	118 *	27	13 *	111	151
2002/2003	336	1	90	116 *	30	26	89	145
2003/2004	331	4	86	107 *	38	21	82	141
2004/2005	328	5	102	120	43	18	97	158
2005/2006	330	10	83	113	45	30	73	148
2006/2007	327	8	99	114 *	46	15	91	152
2007/2008	335	9	104	118 *	39	14	95	148 *
2008/2009	338	6 *	89	108	34	19	83	136
2009/2010	340	362	88	100 *	22	12	91	125
2010/2011	343	11	107	115	33	8	96	137
2011/2012	340 *	7	94	109	32	15	87	134
2012/2013	331	362	96	110	31	14	100	145
2013/2014	335	4	100	112	34	12	96	142
2014/2015	344	364	107	118	20	11	108	139
2015/2016	347	6	100	107	24	7	94	125
2016/2017	358	13	89	99	21	10	76	107
2017/2018	355	24	90	102	34	12	66	112
2018/2019	340	365	106	117	25	11	106	142
2019/2020	344	1	110	126 *	22	16	109	147
平均	337	4	97	112	31	15	92	139
极差	33	30	27	27	26	23	45	51

1) 表中日期采用年积日法(如 11 月 20 日为年内第 325 天); * 表示有误差的日期,误差最大为 3 d.

3.3 色林错湖冰物候时空变化过程

3.3.1 2000—2020 年色林错湖冰物候变化特征分析 2000—2020 年色林错湖冰物候特征变化如图 7 所示. 湖冰开始冻结日期整体呈现逐渐推迟的波动趋势,推迟率大约为 11.3 d/10 a. 完全冻结日期呈现先波动推迟后提前的趋势,大致以 2017 年为界. 色林错开始消融日期整体呈现缓慢推迟的趋势,推迟趋势为 3.3 d/10 a. 色林错完全消融日期呈现缓慢的提前趋势,提前率为 2 d/10 a. 2000—2020 年色林错湖冰冻冻结期整体呈现波动缩短的趋势,平均变化率为-7.7 d/10 a. 但在 2007 年之前,湖冰冻冻结期呈现显著的延长趋势,2007—2020 年为波动缩短趋势. 消融期整体上略呈缩短趋势,平均缩短率为 5.3 d/10 a. 在 2002—2007 年间,消融期年际变化幅度较大,且各年的消融日数均大于平均消融期. 色林错湖冰存在期整体上呈缩短趋势,缩短率为 13.5 d/10 a;湖冰完全冻结期变化略呈缩短趋势,但变化趋势并不明显.

3.3.2 色林错湖冰冻结消融空间模式 湖泊冻结消融空间模式受湖泊水深、湖冰厚度、湖底地形、湖泊水质以及当地风向等多种因素综合影响^[23]. 图 8 显示了 2000—2001、2005—2006、2008—2009、2015—2016、2018—2019 年这 5 年间色林错湖冰冻结消融状况,可看出色林错先从北部和东部湖岸处开始冻结,之后逐渐向中部湖心处扩张冻结,至 12 月底到 1 月份完全封冻. 色林错湖冰消融模式与冻结模式相反,湖冰中心冰面先破裂,湖北岸、西岸及东岸最后消融,至 4 月底 5 月初,湖冰基本完成消融.

水深差异会影响湖冰冻冻结消融空间模式^[20]. 湖冰开始冻结一般在水深较浅的地方,这是由于陆地(相当于冷源)与水之间的热量交换强度大所致. 图 9a 反映了色林错水深状况,可看出湖东岸北岸和西岸都为浅水区,湖中心和湖南部为深水区^[35]. 湖水冻结首先在东岸和北岸的浅水区形成岸冰,随着固定岸冰形成,冻结逐渐向湖中深水区扩张,在湖面上形成稳定连续的冰盖. 在每年的 3 月末 4 月初,色林错湖中部深水区

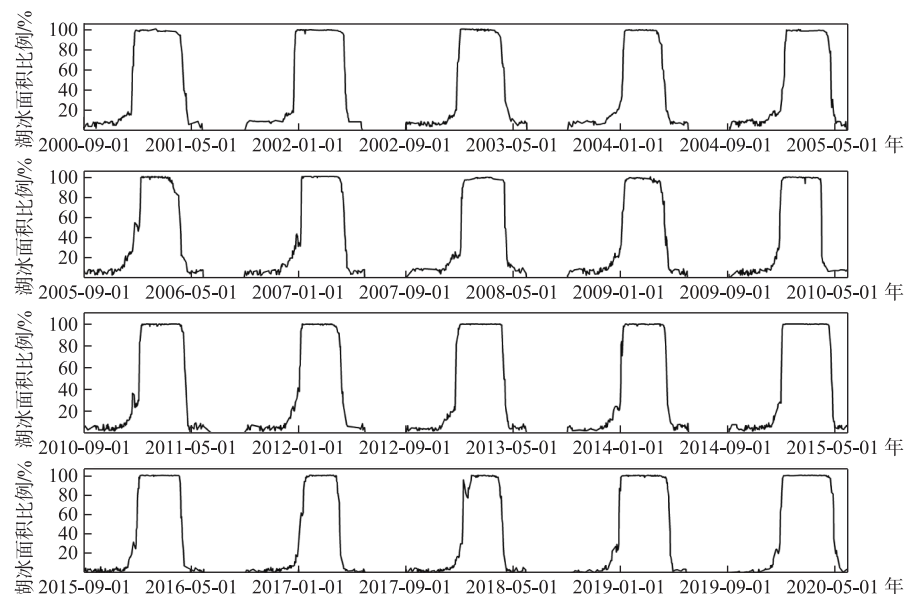


图 5 2000—2020 年色林错冻结与消融过程

Fig.5 The freezing and melting process of Selin Co from 2000 to 2020

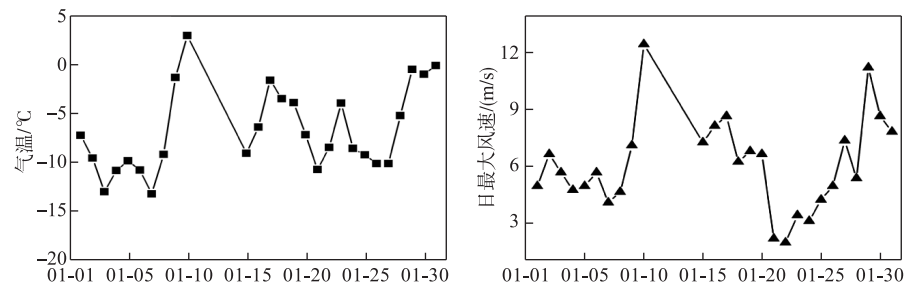


图 6 2018 年 1 月份色林错气温和风速日变化

Fig.6 The daily variations of air temperature and wind speed of Selin Co in January of 2018

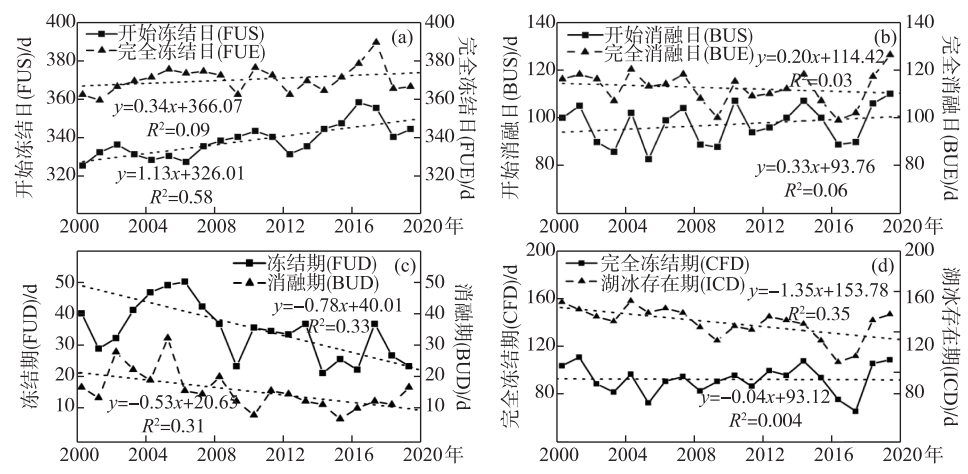


图 7 2000—2020 年色林错湖冰物候特征及其变化趋势

Fig.7 The ice phenology and its trend for Selin Co from 2000 to 2020



图8 色林错冻结与消融空间变化(紫色代表湖冰,黑色代表湖水)

Fig.8 Spatial variation of freezing and melting in Selin Co
(the purple represents lake ice and the black represents water body)

开始破裂消融,这是由于湖中部深水区冻结最晚,湖冰厚度积累较小.随着气温逐渐升高,湖面不断储存热量,湖内部持续消融并向湖岸浅水区推进.湖泊水质会影响湖水冻结过程^[23]. 浑浊度是水体的一种光学性质,也是湖泊水质的一个重要指标^[42]. 浑浊度可能会引起湖泊垂直热结构的变化,这种变化会影响湖水表面温度的演变,进而影响湖水的结冰过程^[34]. 从2005、2008、2018年冬季色林错湖水浑浊度的空间分布(图9b)可以看出,在冬半年,泥沙沉积物在色林错东岸和北岸重新悬浮,导致湖东部和北部浑浊度高^[34]. 悬浮的泥沙会形成大量的凝结核心,加快湖水的冻结,因此东部和北部沿岸一带结冰最早,而湖中部浑浊度较低,结冰时间较晚.湖水透明度会影响湖泊对太阳辐射的吸收及热量垂直传输^[40],进而影响湖冰的冻结过程.图9c为色林错2010、2015和2018年10月份湖泊透明度的空间分布图.色林错透明度反演参考刘翀等的透明度反演模型^[43].在湖冰冻结期色林错北部与东部透明度低,光照能力弱,湖面热量少,先结冰,而湖中部透明度相对较高,湖面接受的光照能力强,湖水冻结时间晚.

风对湖泊的冻结和消融过程也有一定作用^[28]. 从色林错 2007、2009 及 2014 年冬半年最大风速风向(图 9d)可以看出,色林错冬半年以西风为主,西风在色林错的吹程特别长,约 30~70 km^[34]. 持续的西风会导致色林错西岸结的初冰被吹到东岸累积,所以从影像中可以看到湖冰先从东岸和北岸开始冻结逐渐由湖心向西岸递进. 在消融期,风速增大会加快湖冰的破裂加速消融,因此色林错西岸深水区的湖冰先融化,而东岸冰消融速度则相对缓慢.

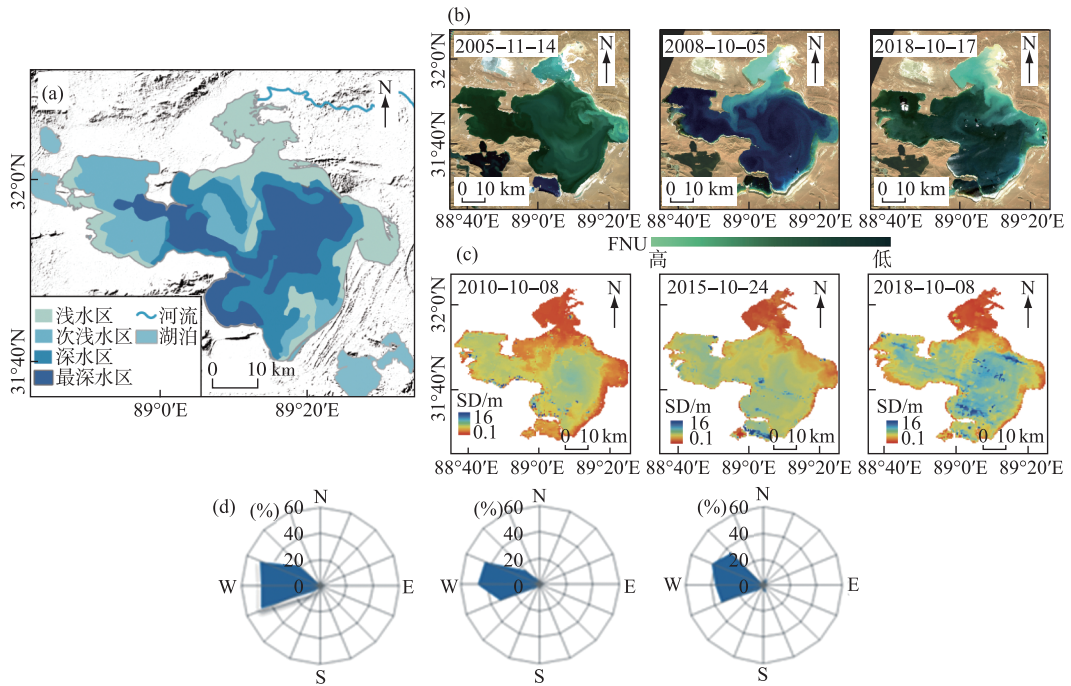


图 9 色林错水深梯度(a)、湖泊浑浊度(b)、湖泊透明度(c)、冬半年最大风速风向(d)

Fig.9 Gradient of water-depth of Selin Co(a), lake turbidity(b), lake water clarity(c) and wind direction of maximum wind speed during the winter season (d)

3.4 色林错湖冰物候变化影响因素分析

3.4.1 气象因素分析 影响湖冰物候的气象因素有气温、降水、太阳辐射、风速、风向等. 气温是影响湖泊冰情的主要因素^[23]. 为研究色林错湖冰物候变化对气候变化的响应规律,本文分析了冬半年平均气温、平均风速和冬半年降水总量与湖冰物候之间的相关性(图 10). 色林错流域从 11 月开始日均温均低于 0℃,在 4 月中下旬日均温位于 0℃以上,因此将 11 月至次年 4 月份定义为色林错流域的冬半年^[34]. 分析 2000—2020 年色林错湖冰物候特征与冬半年平均气温发现,湖冰存在期、完全冻结期、开始消融及完全消融日与冬半年平均气温之间具有一定相关性. 在色林错冬半年平均气温较低的年份,湖冰存在期与完全冻结期较长(图 11a);而在冬半年平均气温较高的年份,则湖冰存在的时间较短. 色林错开始消融日、完全消融日与冬半年平均气温也存在很强的负相关. 当色林错冬半年平均气温较高时,湖冰消融时间较早(图 11b);反之较晚. 这表明气温是驱动湖冰消融的关键因素.

积雪可通过其反照率及保温性来延迟湖冰的消融,如爱沙尼亚湖在冬季降雪量越大,湖冰消融时间越晚,湖冰存在时间越长^[29]. 研究色林错 2000—2020 年湖冰物候与冬半年降雪总量发现,湖冰开始消融及完全消融的时间与冬半年降雪总量呈正相关. 冬半年降雪总量大的年份,湖冰开始消融与完全消融的时间较晚(图 11c). 但在个别年份不一致,例如 2002 年与 2007 年,开始消融日与完全消融日对冬半年降雪总量变化并不敏感.

风速会影响湖冰冰情特征. 在湖冰冻结期,强风天气可加强空气对流,带走热量,使湖面快速降温,加快

湖水冻结;湖冰消融期,大风天气可以使消融的湖冰破裂,加快消融^[28]. 分析色林错近 20 a 冬半年平均最大风速与湖冰物候特征发现,湖冰冻结期对平均最大风速较为敏感. 在色林错冬半年平均最大风速较大的时候,湖冰冻结时间较长(图 11d),反之亦然.

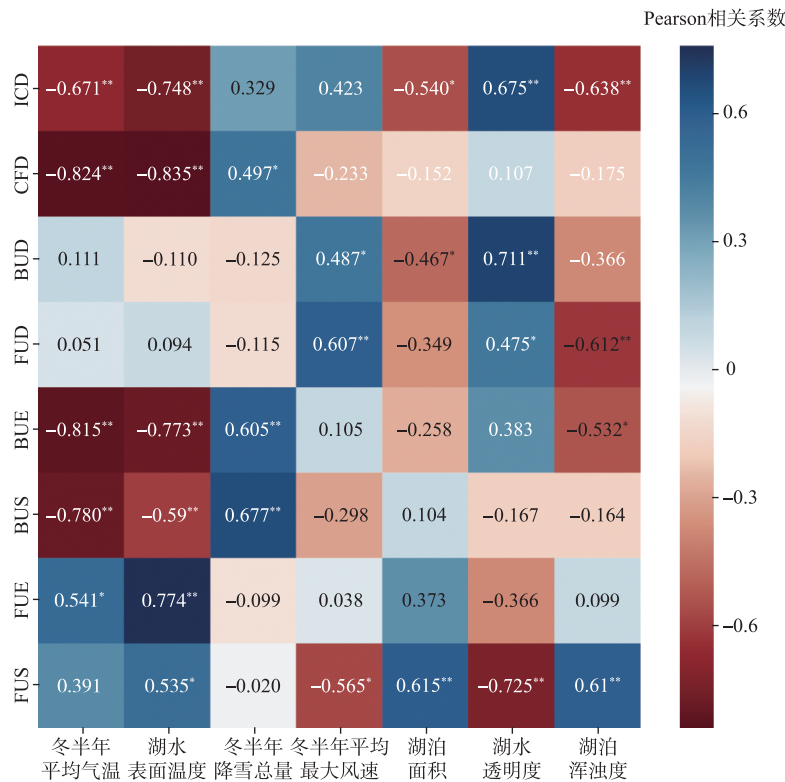


图 10 色林错湖冰物候特征与各影响因素间的相关性(** 和 * 分别表示置信水平 P 值在 0.01 和 0.05 水平)
Fig.10 Correlations between ice phenology of Selin Co and some influencing factors

3.4.2 色林错自身物理化学因素分析 湖冰物候特征不仅与气象因素有关,与湖泊自身理化性质也密切相关,如 LST、湖泊面积大小、湖泊形状、湖水透明度、湖泊浑浊度、矿化度及湖泊水深等^[30]. LST 对湖冰物候的影响比气温更加直接^[24]. 本文分析了色林错 2000—2020 年冬半年 LST 与湖冰物候之间的相关性,发现湖冰存在期、完全冻结期与 LST 存在很强的负相关. 在冬半年 LST 高的年份,湖冰覆盖的时间较短,冬半年 LST 较低的年份则湖冰覆盖时间较长(图 12a). 完全冻结日与 LST 呈正相关,冬半年 LST 低的年份,湖冰完全冻结的时间较晚. 湖冰消融时间对 LST 也较为敏感. 冬半年 LST 低的年份,开始消融日与完全消融日偏早,反之偏晚.

湖泊面积会影响湖冰冻结与消融. 湖泊面积越大其蓄水能力越强,湖泊动力混合作用增强有利于热量传输,湖泊热容量增大,从而延缓湖冰冻结^[23]. 色林错自 1979 年以来,面积急剧扩张,分析色林错 2000—2020 年湖泊面积动态变化与湖泊冰情发现,随着湖泊面积扩张,湖水开始结冰时间有逐渐推迟的趋势,湖冰存在期有缩短趋势(图 12c).

湖水透明度会影响湖冰的冻结与消融过程. 湖水透明度高,光照能力强;湖水透明度低,光照能力弱,湖面吸收热量少^[43]. 本文分析色林错湖冰物候与透明度之间的相关性,发现 2000—2019 年间随着湖水透明度的下降,湖水开始冻结时间呈逐渐推迟趋势(图 12d),湖冰消融期逐渐缩短,湖冰存在期有缩短趋势(图 12e). 分析色林错浑浊度与湖冰物候之间的关系,发现随着湖水浑浊度整体呈现上升趋势,湖冰存在期逐渐缩短(图 12f),湖冰冻结期缩短,湖冰开始冻结时间延迟. 在全球变化背景下,色林错未来还可能继续扩张,

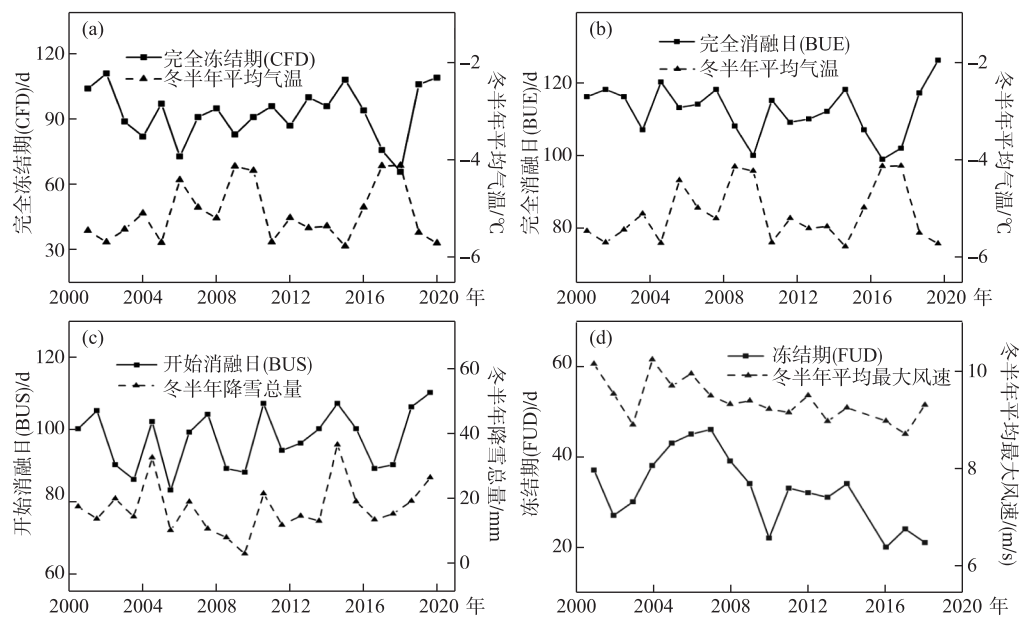


图 11 2000—2020 年色林错湖冰物候与气象因素间的关系

Fig.11 Relationship between meteorological factors and ice phenology of Selin Co from 2000 to 2020

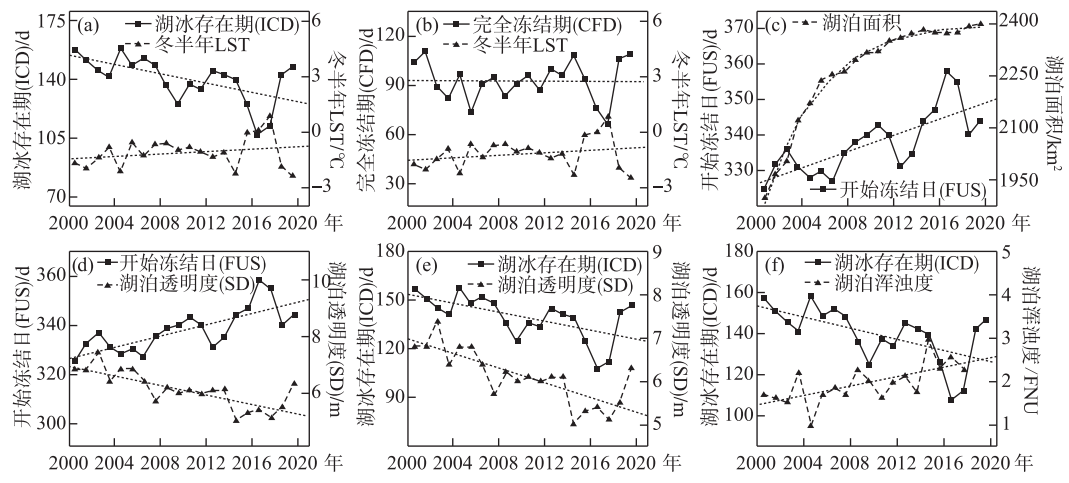


图 12 2000—2020 年色林错湖冰物候与湖泊自身理化性质的关系

Fig.12 Relationship between ice phenology of Selin Co and its physical and chemical factors from 2000 to 2020

湖泊面扩张所导致的泥沙再悬浮物增强,湖水浑浊度将进一步上升,这会使色林错湖冰物候特征变化更为复杂^[32].

4 结论

本文基于 MODIS MOD09GQMYD09GQ 数据集分析了西藏第一大湖色林错 2000—2020 年湖冰物候特征及其影响因素,主要结论如下:

- 1) 2000—2020 年间,色林错通常于每年 11 月下旬到 12 月初开始冻结,次年的 12 月底到 1 月初完全冻

结. 湖冰于3月底到4月上旬开始消融, 至4月下旬基本消融殆尽. 色林错平均冻结期和平均消融期为31和15 d, 平均完全冻结期和平均湖冰存在期为92和139 d.

2) 近20年来, 色林错开始冻结日期整体呈现逐渐推迟的波动趋势, 推迟率为11.3 d/10 a. 开始消融日期有缓慢推迟的趋势. 湖冰冻结期呈现波动缩短的趋势, 平均变化率为-7.7 d/10 a. 消融期整体上略呈缩短趋势, 平均缩短率为5.3 d/10 a. 湖冰存在期整体上呈缩短趋势, 缩短率为13.5 d/10 a.

3) 从色林错冻结消融空间模式上看, 湖面先从北部、东部湖岸及南岸雅根错(2005年之后)开始冻结之后逐渐向中部湖心处扩张. 解冻时, 湖冰中心冰面先破裂, 向湖岸边逐渐消融. 色林错冻结消融空间模式受到湖水深度、湖泊浑浊度、湖水透明度及当地风向等要素综合影响.

4) 色林错湖冰物候特征与气候因素和湖泊自身物理化学因素密切相关. 在气候因素上, 冬半年平均气温大小决定湖冰封冻时间长短. 降雪量会影响湖冰消融时间, 风速对湖冰冻结期有一定影响. 在湖泊自身因素方面, 湖水表面温度会直接影响湖冰的冻结和消融, 湖泊面积会影响湖冰开始冻结时间. 随着色林错湖水透明度降低, 湖冰开始冻结时间推后, 消融期缩短; 随着湖泊浑浊度升高, 湖冰冻结期和湖冰存在期呈缩短趋势.

5 参考文献

- [1] Zhu LP, Zhang GQ, Yang RM *et al.* Lake variations on Tibetan Plateau of recent 40 years and future changing tendency. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, 2019, **34**(11): 1254-1263. [朱立平, 张国庆, 杨瑞敏等. 青藏高原最近40年湖泊变化的主要表现与发展趋势. 中国科学院院刊, 2019, **34**(11): 1254-1263.]
- [2] Guo LN, Wu YH, Zheng HX *et al.* Uncertainty and variation of remotely sensed lake ice phenology across the Tibetan Plateau. *Remote Sensing*, 2018, **10**(10): 1534. DOI: 10.3390/rs10101534.
- [3] 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. DOI: 10.1623/hysj.51.2.336.
- [4] Johnson SL, Stefan HG. Indicators of climate warming in Minnesota: Lake ice covers and snowmelt runoff. *Climatic Change*, 2006, **75**(4): 421-453. DOI: 10.1007/s10584-006-0356-0.
- [5] Brown LC, Duguay CR. The response and role of ice cover in lake-climate interactions. *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, 2010, **34**(5): 671-704. DOI: 10.1177/0309133310375653.
- [6] Woolway RI, Kraemer BM, Lenters JD *et al.* Global lake responses to climate change. *Nature Reviews Earth & Environment*, 2020, **1**(8): 388-403. DOI: 10.1038/s43017-020-0067-5.
- [7] Qi MM, Liu SY, Yao XJ *et al.* Monitoring the ice phenology of Qinghai Lake from 1980 to 2018 using multisource remote sensing data and google earth engine. *Remote Sensing*, 2020, **12**(14): 2217. DOI: 10.3390/rs12142217.
- [8] Liu XD, Chen BD. Climatic warming in the Tibetan Plateau during recent decades. *International Journal of Climatology*, 2000, **20**(14): 1729-1742.
- [9] Chen BX, Zhang XZ, Tao J *et al.* The impact of climate change and anthropogenic activities on alpine grassland over the Qinghai-Tibet Plateau. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2014, **189/190**: 11-18. DOI: 10.1016/j.agrformet.2014.01.002.
- [10] Zhang GQ, Luo W, Chen WF *et al.* A robust but variable lake expansion on the Tibetan Plateau. *Science Bulletin*, 2019, **64**(18): 1306-1309. DOI: 10.1016/j.scib.2019.07.018.
- [11] Guo LN, Zheng HX, Wu YH *et al.* Responses of lake ice phenology to climate change at Tibetan Plateau. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 2020, **13**: 3856-3861.
- [12] Duguay CR, Bernier M, Gauthier Y *et al.* Remote sensing of lake and river ice. *Remote Sensing of the Cryosphere*, 2015, **12**: 273-306.
- [13] Wei QF, Ye QH. 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] Che T, Li X, Jin R. 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.]

- [15] Wang GX, Zhang TJ, Li XD *et al.* Detecting changes of ice phenology using satellite passive microwave remote sensing data in Qinghai Lake. *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. 冰川冻土, 2021, **43**(1): 296-310.]
- [16] Cai Y, Ke CQ, Duan Z. Monitoring ice variations in Qinghai Lake from 1979 to 2016 using passive microwave remote sensing data. *Science of the Total Environment*, 2017, **607/608**: 120-131
- [17] Ke CQ, Tao AQ, 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.
- [18] Howell SEL, Brown LC, Kang KK *et al.* Variability in ice phenology on Great Bear Lake and Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada, from SeaWinds/QuikSCAT; 2000-2006. *Remote Sensing of Environment*, 2009, **113**(4): 816-834. DOI: 10.1016/j.rse.2008.12.007.
- [19] Qiu YB, Wang XX, Ruan YJ *et al.* Passive microwave remote sensing of lake freeze-thawing over Qinghai-Tibet Plateau. *J Lake Sci*, 2018, **30**(5): 1438-1449. DOI: 10.18307/2018.0525. [邱玉宝, 王星星, 阮永俭等. 基于星载被动微波遥感的青藏高原湖冰物候监测方法. 湖泊科学, 2018, **30**(5): 1438-1449.]
- [20] Qi MM, Yao XJ, Li XF *et al.* Spatial-temporal characteristics of ice phenology of Qinghai Lake from 2000 to 2016. *Acta Geographica Sinica*, 2018, **73**(5): 932-944. [祁苗苗, 姚晓军, 李晓锋等. 2000—2016 年青海湖湖冰物候特征变化. 地理学报, 2018, **73**(5): 932-944.]
- [21] 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. DOI: 10.5194/tc-7-287-2013.
- [22] Yang Q, Song KS, Wen ZD *et al.* Recent trends of ice phenology for eight large lakes using MODIS products in Northeast China. *International Journal of Remote Sensing*, 2019, **40**(14): 5388-5410. DOI: 10.1080/01431161.2019.1579939.
- [23] Yao Xj, Li L, Zhao J *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. DOI: 10.11821/dlxb201507008. [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] Cai Y, Ke CQ, Yao GH *et al.* MODIS-observed variations of lake ice phenology in Xinjiang, China. *Climatic Change*, 2020, **158**(3/4): 575-592. DOI: 10.1007/s10584-019-02623-2.
- [25] Caldwell TJ, Chandra S, Albright TP *et al.* Drivers and projections of ice phenology in mountain lakes in the western United States. *Limnology and Oceanography*, 2021, **66**(3): 995-1008. DOI 10.1002/lno.11656(2020).
- [26] Du JY, Kimball JS, Duguay C *et al.* Satellite microwave assessment of Northern Hemisphere lake ice phenology from 2002 to 2015. *The Cryosphere*, 2017, **11**(1): 47-63.
- [27] Gou P, Ye QH, Wei QF. Lake ice change at the Nam Co 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.]
- [28] Wu QH, Li CY, Sun B *et al.* Change of ice phenology in the Hulun Lake from 1986 to 2017. *Progress in Geography*, 2019, **38**(12): 1933-1943. [吴其慧, 李畅游, 孙标等. 1986—2017 年呼伦湖湖冰物候特征变化. 地理科学进展, 2019, **38**(12): 1933-1943.]
- [29] Nöges P, Nöges T. Weak trends in ice phenology of Estonian large lakes despite significant warming trends. *Hydrobiologia*, 2014, **731**(1): 5-18. DOI: 10.1007/s10750-013-1572-z.
- [30] Cai Y, Ke CQ, Li XG *et al.* Variations of lake ice phenology on the Tibetan Plateau from 2001 to 2017 based on MODIS data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2019, **124**(2): 825-843. DOI: 10.1029/2018jd028993.
- [31] Guo LN, Wu YH. Investigating lake ice phenology in Tibetan Plateau using satellite data. Yokohama: IGARSS 2019–2019 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2019. DOI: 10.1109/igarss.2019.8900347.
- [32] Zhang GQ, Yao TD, Xie HJ *et al.* Lakes' state and abundance across the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2014, **59**(24): 3010-3021. DOI: 10.1007/s11434-014-0258-x.
- [33] Wang KX, Zhang YS, Zhang T *et al.* Analysis of climate change in the Selin Co Basin, Tibetan Plateau, from 1979 to 2017. *Arid Zone Research*, 2020, **37**(3): 652-662. DOI: 10.13866/j.azr.2020.03.13. [王坤鑫, 张寅生, 张腾等. 1979—2017 年青藏高原色林错流域气候变化分析. 干旱区研究, 2020, **37**(3): 652-662.]
- [34] Mi H, Fagherazzi S, Qiao G *et al.* Climate change leads to a doubling of turbidity in a rapidly expanding Tibetan Lake. *Sci-*

- ence of the Total Environment, 2019, **688**: 952-959. DOI: 10.1016/j.scitotenv.2019.06.339.
- [35] Chen YF, Chen ZM, He DK *et al.* Hydrographic features of Sêrling Co, north Tibetan Plateau. *J Lake Sci*, 2001, **13**(1): 21-28. DOI: 10.18307/2001.0104. [陈毅峰, 陈自明, 何德奎等. 藏北色林错流域的水文特征. 湖泊科学, 2001, **13**(1): 21-28.]
- [36] Zhu LP, Wang JB, Ju JT *et al.* Climatic and lake environmental changes in the Serling Co region of Tibet over a variety of timescales. *Science Bulletin*, 2019, **64**(7): 422-424. DOI: 10.1016/j.scib.2019.02.016.
- [37] Meng K, Shi XH, Wang EQ *et al.* High-altitude salt lake elevation changes and glacial ablation in Central Tibet. *Chinese Science Bulletin*, 2012, **57**(7): 668-676. [孟恺, 石许华, 王二七等. 青藏高原中部色林错湖近 10 年来湖面急剧上涨与冰川消融. 科学通报, 2012, **57**(7): 668-676.]
- [38] Zhang GQ, Yao TD, Xie HJ *et al.* Estimating surface temperature changes of lakes in the Tibetan Plateau using MODIS LST data. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2014, **119**(14): 8552-8567. DOI: 10.1002/2014jd021615.
- [39] Du J, Jacinthe PA, Zhou HH *et al.* Monitoring of water surface temperature of Eurasian large lakes using MODIS land surface temperature product. *Hydrological Processes*, 2020, **34**(16): 3582-3595. DOI: 10.1002/hyp.13830.
- [40] Liu C, Zhu LP, Li JS *et al.* The increasing water clarity of Tibetan lakes over last 20 years according to MODIS data. *Remote Sensing of Environment*, 2021, **253**: 112199. DOI: 10.1016/j.rse.2020.112199.
- [41] 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. DOI: 10.1016/j.rse.2008.07.020.
- [42] Shi K, Zhang YL, Zhu GW *et al.* Long-term remote monitoring of total suspended matter concentration in Lake Taihu using 250 m MODIS-Aqua data. *Remote Sensing of Environment*, 2015, **164**: 43-56. DOI: 10.1016/j.rse.2015.02.029.
- [43] Liu C, Zhu LP, Wang JB *et al.* Remote sensing-based estimation of lake water clarity on the Tibetan Plateau. *Progress in Geography*, 2017, **36**(5): 597-609. [刘翀, 朱立平, 王君波等. 基于 MODIS 的青藏高原湖泊透明度遥感反演. 地理科学进展, 2017, **36**(5): 597-609.]