

# 近10年来可可西里地区主要湖泊冰情时空变化

姚晓军<sup>1</sup>, 李 龙<sup>1</sup>, 赵 军<sup>1</sup>, 孙美平<sup>1,2</sup>, 李 净<sup>1</sup>, 官 鹏<sup>1</sup>, 安丽娜<sup>1</sup>

(1. 西北师范大学地理与环境科学学院, 兰州 730070;

2. 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室, 兰州 730000)

**摘要:** 基于2000-2011年可可西里地区湖泊边界矢量数据、MODIS和Landsat TM/ETM+遥感影像和气象数据等资料, 利用RS和GIS技术综合分析该地区主要湖泊冰情变化特征及其影响因素。结果表明: ①可可西里地区湖泊开始结冰和完全结冰出现在每年的10月下旬至11月上旬和11月中旬至12月上旬, 湖泊由开始冻结至完全冻结持续时间约半个月; 湖冰开始消融和完全消融时间较为分散, 主要出现在每年的4月下旬至6月初和5月初至6月上旬, 湖泊完全封冻期和封冻期为181 d和196 d。②2000-2011年间, 可可西里地区湖冰物候特征发生了显著变化, 湖泊开始冻结和完全冻结时间推迟, 湖冰开始消融和完全消融时间提前, 湖泊完全封冻期和封冻期持续时间普遍缩短, 平均变化速率分别为-2.21 d/a和-1.91 d/a。③湖冰物候特征及湖泊冰情演变是区域气候变化和湖泊自身条件共同作用的结果, 其中气温、湖泊面积、湖水矿化度和湖泊形态是影响湖冰物候特征的主要因素, 而湖泊热储量、地质构造等因素对湖冰演化的作用亦不可忽视。④可可西里地区湖泊冻结空间模式与消融过程相反, 以湖冰由湖泊一岸扩展到另一岸的湖泊数量居多。

**关键词:** 湖冰; 湖泊; 物候; 气候变化; 可可西里; MODIS

DOI: 10.11821/dlxb201507008

## 1 引言

气候变化是当今全球共同面临的重大课题<sup>[1]</sup>。IPCC第五次评估报告显示, 1951-2012年期间全球平均气温增加0.89 °C, 且增温速率呈明显加快趋势<sup>[2]</sup>。湖泊冰情演化与气候变化存在密切联系, 已有证据表明湖冰观测的长时间序列可作为代用气候记录, 且湖冰冻结(freeze-up, FU)/解冻(break-up, BU)趋势监测提供了一个便利、集成的和季节专用的气候扰动指数<sup>[3]</sup>。经验和模式研究表明湖泊冻结期和解冻期与过渡季节的气温相关很好, 即气温每变化1 °C, 冻结与解冻日数变化约为4~7 d<sup>[4]</sup>。因此, 湖泊冰情年际状况、冻结和消融时间、冰厚变化被视作区域气候变化的灵敏指示器<sup>[1-2, 5-8]</sup>。通常, 湖泊冻结与解冻日数由表面观测测定, 但是自20世纪80年代以来湖冰表面观测一直持续下降, 观测网几乎消失。资金减少、湖泊周围自动气象站的架设和工作人员的安全考虑是湖冰地面观测网衰退的主要原因<sup>[9]</sup>。作为湖冰表面观测的替代手段, 遥感技术应用日益广泛<sup>[10-11]</sup>。

目前, 国外对于湖泊冰情研究主要集中在北美中部、东北部和北欧地区, 如Wang等发现1973-2010年北美五大湖的冰盖减少71%<sup>[12]</sup>; Benson等对北美的75个湖泊冬季结冰

收稿日期: 2015-03-21; 修订日期: 2015-05-15

**基金项目:** 国家自然科学基金(41261016); 甘肃省高等学校科研项目(2014A-001, 2013A-018) [Foundation: National Natural Science Foundation of China, No.41261016; Scientific Research Project of Higher Learning Institution in Gansu Province, No.2014A-001, No.2013A-018]

**作者简介:** 姚晓军(1980-), 男, 山西夏县人, 博士, 副教授, 主要从事地理信息技术与冰冻圈变化研究。

E-mail: xj\_yao@nwnu.edu.cn

情况研究发现近30年湖冰变化迅速,完全结冰平均滞后1.6 d/10a,完全消融平均提前1.9 d/10a,并认为湖泊封冰期和秋冬气温、春季气温存在关系<sup>[13]</sup>。在我国,陈贤章等利用AVHRR遥感资料反演了1958-1983年青海湖湖冰的变化<sup>[14]</sup>;车涛等利用低频亮度温度数据建立了青海湖1978-2006年的湖冰封冻和解冻期序列,发现近28年来青海湖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,且湖冰融化日期对于区域气温变化更为敏感,而封冻日期与月平均气温呈低相关关系<sup>[15]</sup>。近期,一些学者对纳木错湖的冰情变化及不同卫星传感器在湖冰变化识别的适用性进行了研究,如曲斌等的研究表明纳木错湖完全冻结日期集中在2月,完全解冻日期在5月中旬,封冻期平均天数为90 d,封冻期与冬季负积温具有较好的对应关系<sup>[16]</sup>;魏秋方和叶庆华对MODIS和AMSR-E数据在识别纳木错湖冰情特征进行了对比研究,发现MODIS对纳木错开始消融时间判断最为准确,而AMSR-E对完全封冻和完全消融时间监测较准<sup>[17]</sup>。

青藏高原的隆起对其及毗邻地区自然环境的演化影响深刻,其气候变化与全球环境变化密切相关,被认为是“全球气候变化的驱动机与放大器”<sup>[18]</sup>。可可西里地区湖泊众多(图1),且多为咸水湖—半咸水湖,淡水湖和盐湖分布较少<sup>[19-20]</sup>。据姚晓军等的研究,可可西里地区面积大于10 km<sup>2</sup>的湖泊共83个,面积7746.94 km<sup>2</sup>,且自1990s初期以来,湖泊面积增加迅速<sup>[21-22]</sup>。由于自然条件恶劣,可可西里地区人迹罕至,湖泊及其冰情演化很少受到人类活动影响。因此,开展可可西里地区湖泊冰情时空特征及变化研究,不仅有助于填补青藏高原大范围地区湖冰研究空白,而且对于深入认识青藏高原气候变化规律及构建湖泊动态变化对全球气候变化的响应模型具有重要的参考价值。

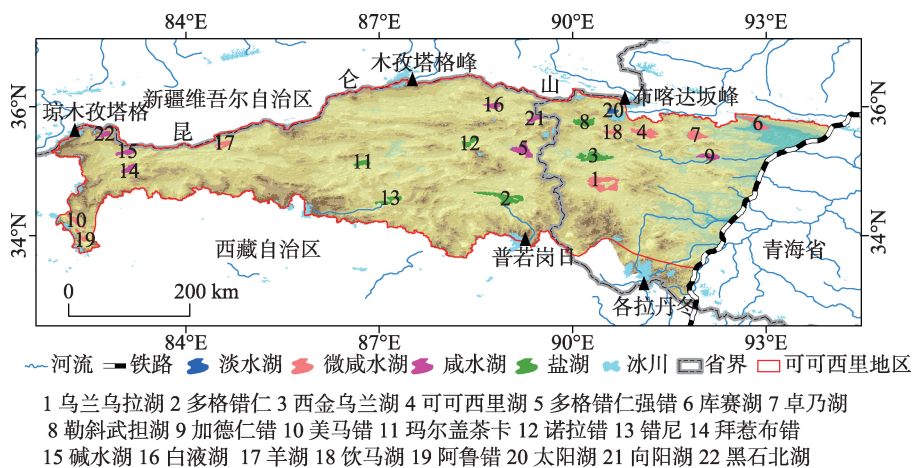


图1 可可西里地区主要湖泊(面积≥100 km<sup>2</sup>)

Fig. 1 Lakes with an area above 100 km<sup>2</sup> in the Hoh Xil region

## 2 数据与方法

### 2.1 数据

为认识可可西里地区湖泊冰情变化状况,共搜集和整理由中国科学院计算机网络信息中心(<http://www.gscloud.cn>)提供的2816景MODIS MOD09GA数据产品,该数据具有较高的时间分辨率(1 d)和中等空间分辨率(第1、2波段为250 m,3、4波段为500 m),有利于监测湖泊冰情演变空间模式和提取湖冰开始冻结、完全冻结、开始解冻、完全解冻等时间属性参数<sup>[23]</sup>。由于MODIS遥感影像数据量较大(约250 G),提取可可西里地区

所有湖泊冰情信息工作量极大,因此本文仅针对22个面积大于100 km<sup>2</sup>的湖泊进行研究。为验证基于MODIS数据提取的湖泊冰情数据精度及数据补充,从USGS/NASA网站(<http://earthexplorer.usgs.gov>)下载了891景空间分辨率为30 m的Landsat TM/ETM+遥感影像。此外,本研究还采用了2000-2011年可可西里地区主要湖泊边界矢量数据<sup>[22]</sup>、《中国湖泊志》中的湖泊数据<sup>[20]</sup>和由中国气象科学数据共享服务网(<http://cdc.cma.gov.cn>)提供的0.5°×0.5°气温插值数据。

## 2.2 方法

湖泊冰情信息提取方法主要有地面观测和遥感监测两大类,其中地面观测方法精度高,但费时费力,且存在着一定的局限性。遥感监测方法具有观测范围大、更新速率快等优点,逐渐成为湖冰监测的主要技术手段。湖冰遥感识别的基础是冰水的波谱特性,主要有人工目视解译法、阈值法和指数法等<sup>[17, 24-25]</sup>,其中人工目视解译法精度高,但工作量大且工作人员专业知识和经验对解译精度有很大影响;指数法主要是根据冰水波谱特性和极化特性,做波段运算后间接区分冰水;阈值法是根据冰水反射率、温度、后向散射系数等特征因子的不同直接区分冰水,精度较高<sup>[17]</sup>。本文采用阈值法,计算方法为:

$$result = \begin{cases} lake\ ice, & if\ \rho_{red} - \rho_{NIR} > a\ and\ \rho_{red} > b \\ no - lake\ ice, & if\ \rho_{red} - \rho_{NIR} < a\ or\ \rho_{red} < b \end{cases} \quad (1)$$

式中: $\rho_{red}$ 和 $\rho_{NIR}$ 为红光波段和近红外波段反射率,分别对应MODIS MOD09GA数据的第1、2波段, $a$ 和 $b$ 为阈值,分别为0.02和0.05<sup>[17]</sup>。图2为库赛湖2001年11月28日湖泊结冰状况,基于Landsat TM遥感影像人工目视解译的湖冰面积为175.41 km<sup>2</sup>,基于MODIS数据利用阈值法提取的湖冰面积为178.01 km<sup>2</sup>,二者误差为1.48%,表明运用阈值法提取湖冰数据具有较高精度。

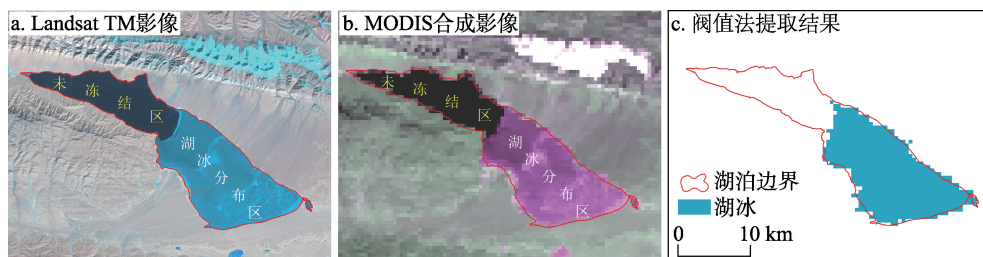


图2 2001年11月28日库赛湖结冰状况

Fig. 2 The status of ice cover of Kusai Lake on November 28, 2001

湖泊冰情物候特征是区域气候季节与年内变化的体现,反映了湖冰周期性形成与消失的时间信息<sup>[23]</sup>,包括湖冰开始冻结、完全冻结、开始消融和完全消融出现的时间节点。通常,在湖泊封冻期湖泊入(出)水口处存在未冻结区域,而在消融期迎风湖岸会出现少量湖冰堆积现象,这些区域面积通常小于湖泊面积的10%<sup>[24]</sup>。因此,本文将湖泊开始冻结定义为下半年湖冰面积约为湖泊面积1/10时的日期;湖泊完全冻结定义为下半年湖冰面积约为湖泊面积9/10时的日期;湖泊开始消融和完全消融则分别定义为上半年湖冰面积约为湖泊面积9/10、1/10时的日期,计算方法如下<sup>[24]</sup>:

$$result = \begin{cases} FUS, & if\ IA \geq 0.1 \times LA \\ FUE, & if\ IA \geq 0.9 \times LA \\ BUS, & if\ IA \leq 0.9 \times LA \\ BUE, & if\ IA \leq 0.1 \times LA \end{cases} \quad (2)$$

式中: $FUS$  (freeze-up start)、 $FUE$  (freeze-up end)、 $BUS$  (break-up start) 和  $BUE$

(break-up end) 分别为湖冰开始冻结、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。

由于不同学者对湖泊封冻期 (ice duration, ID) 的定义不尽相同, 如 Reed 等将湖泊封冻期定义为湖泊完全冻结到完全消融的时间间隔<sup>[24]</sup>, Kropáček 等则认为是湖泊开始冻结至湖冰完全消融的持续时间, 并提出了湖泊完全封冻期 (complete ice duration, CID) 的概念, 即湖泊完全冻结至开始消融的时间间隔<sup>[23]</sup>。根据对陈贤章等<sup>[14]</sup>和车涛等<sup>[15]</sup>对青海湖封冻日期和解冻日期对比, 文献<sup>[15]</sup>所提的封冻期应与 Kropáček 等<sup>[23]</sup>提出的湖泊完全封冻期定义相同。因此, 为便于与国内外已有研究成果相比较, 本文分别采用 Reed 等<sup>[24]</sup>提出的湖泊封冻期概念和 Kropáček 等<sup>[23]</sup>提出的湖泊完全封冻期定义。

3 结果与讨论

3.1 可可西里地区湖泊冰情物候特征

2000-2011 年可可西里地区主要湖泊冰情物候信息显示 (表 1), 可可西里地区湖冰开始冻结时间较为集中, 主要出现在每年的 10 月下旬至 11 月上旬, 其中玉液湖开始冻结时间最早, 为第 283 d (即 10 月 9 日); 勒斜武担湖开始冻结时间最晚, 为第 319 d (即 11 月 14 日)。除多格错仁和多格错仁强错开始冻结日期波动较大外, 其他湖泊均在 1 周以内。湖泊完全冻结主要出现在 11 月中旬-12 月上旬, 完全冻结最早和最晚的湖泊分别是玉液湖 (第 304 d, 10 月 30 日) 和多格错仁 (第 353 d, 12 月 18 日)。与湖泊开始冻结日期波

表 1 可可西里地区主要湖泊冰情统计(d)  
Tab. 1 The statistics of lake ice phenology in the Hoh Xil region (day)

序号	湖泊名称	面积 (km <sup>2</sup> )	海拔 (m)	开始冻结 (FUS)	完全冻结 (FUE)	开始消融 (BUS)	完全消融 (BUE)	完全封冻期 (CID)	封冻期 (ID)
1	乌兰乌拉湖	563.79	4854	297±2	321±4	116±23	164±8	160±23	208±11
2	多格错仁	459.62	4921	308±16	353±8	61±8	112±15	72±11	124±20
3	西金乌兰湖	395.95	4769	301±8	350±18	34±23	127±15	49±33	142±19
4	可可西里湖	319.43	4878	300±3	318±3	161±4	174±6	208±4	221±7
5	多格错仁强错	313.08	4787	310±13	327±17	107±31	124±24	146±49	163±42
6	库赛湖	268.01	4475	318±2	337±3	129±5	141±8	157±6	169±9
7	卓乃湖	261.32	4751	312±5	326±2	146±6	160±7	185±7	198±9
8	勒斜武担湖	246.27	4867	319±6	334±6	109±17	126±12	140±22	158±18
9	加德仁错	205.33	4688	300±7	310±8	116±13	147±9	171±16	202±14
10	美马错	147.77	4920	304±5	322±5	145±6	167±8	188±10	210±11
11	玛尔盖茶卡	144.19	4785	300±6	310±5	137±7	153±8	192±10	208±12
12	若拉错	142.63	4807	293±6	311±3	128±8	150±9	182±9	204±11
13	错尼	137.73	4902	296±3	315±6	121±16	160±6	171±20	210±11
14	拜惹布错	136.25	4958	302±7	319±5	152±8	167±8	197±11	212±11
15	碱水湖	129.65	4884	291±4	307±4	146±8	161±9	204±11	219±12
16	玉液湖	120.16	4850	283±2	304±7	153±15	166±12	214±18	227±16
17	羊湖	118.12	4778	296±3	315±6	148±5	161±4	198±10	210±9
18	饮马湖	107.41	4918	289±2	311±2	135±19	166±8	189±20	220±10
19	阿鲁错	105.16	4940	313±5	331±6	81±17	134±12	115±15	168±13
20	太阳湖	101.91	4882	316±4	329±3	145±11	164±9	181±13	201±10
21	向阳湖	100.58	4870	300±4	310±3	150±7	162±2	205±9	217±5
22	黑石北湖	100.55	5048	301±6	317±5	159±3	169±4	207±4	217±6



动类似,可可西里地区大部分湖泊完全冻结日期波动幅度在1周以内,仅西金乌兰湖和多格错仁强错超过半个月。湖泊由开始冻结至完全冻结过程约17 d,其中17个湖泊冻结过程持续时间在20 d以下,只有西金乌兰湖和多格错仁湖冰冻结过程持续时间超过40 d,但波动较大,如西金乌兰湖在2004-2005年从开始冻结至完全冻结持续104 d,但2009-2010年仅21 d。

相比较而言,可可西里地区湖泊开始消融日期较为分散,可从每年的2月初(第34 d,西金乌兰湖)一直开始持续到6月上旬(第161 d,可可西里湖),但约4/5的湖泊开始消融时间出现在4月下旬至6月初。除西金乌兰湖和多格错仁完全冻结天数较短之外,分别为49 d和72 d,其他湖泊完全冻结持续天数约181 d,即可可西里地区湖泊约有半年时间处于完全冻结状态。湖冰完全消融主要出现在5月初至6月上旬,其中多格错仁湖冰完全消融日期最早,为4月下旬(第112 d,4月21日);可可西里湖最晚,出现在6月下旬(第174 d,6月22日)。在研究时段内,可可西里地区湖泊平均封冻期为196 d,其中多格错仁封冻期最短(124 d),玉液湖封冻期最长(227 d)。然而,不同年份各湖泊冰情都有极端情况出现。例如,多格错仁强错在2000-2001年封冻期仅55 d,2002-2003年封冻期长达191 d。就封冻期变化幅度而言,向阳湖最小(14 d),多格错仁强错最大(136 d)。

### 3.2 可可西里地区湖冰冻结/消融空间模式

湖冰冻结/消融空间模式可以反映湖泊水深和盐度差异,如青海湖和纳木错湖均从湖岸浅水处开始结冰并逐渐扩张至湖心<sup>[14-17]</sup>。可可西里地区湖泊形态多样,湖冰冻结/消融过程呈现出明显的差异性。图3为库赛湖、加德仁错和乌兰乌拉湖湖冰形成与消失过程,显然,库赛湖湖冰首先在其东南岸形成,然后逐步向其东北方向延伸直至完全覆盖湖面,而湖冰消融过程则与冻结过程相反。加德仁错湖冰首先在其西北方向形成,继而湖泊四周均有湖冰逐渐形成并向湖泊中心前进,同样,湖冰消融过程与其冻结过程相反。乌兰乌拉湖由于钐湖岭的阻隔,形成由狭窄水道相连的北、南、东三部分,由图3可知,南湖最先冻结,其次是北湖,东湖冻结最晚,且各子湖水道连接处湖冰形成也较早。总体而言,可可西里地区湖泊湖冰消融空间模式与冻结空间模式相反,即湖冰形成较早的区域则消融较晚,反之亦然。

对可可西里地区22个面积大于100 km<sup>2</sup>的湖泊冻结过程进一步分析发现,湖泊冻结空间模式主要有3类(图4),其中湖冰由湖泊一岸扩展到另一岸类型的湖泊数量最多(11个);湖冰由湖岸蔓延至湖心的湖泊次之(7个),集中分布在研究区域北部;湖冰由子湖扩展到全湖最少,仅有乌兰乌拉湖、多格错仁、西金乌兰湖和错尼4个湖泊。湖泊冻结空间模式不仅与湖泊形态、构成有关,可能与湖底地貌亦有密切关系。以库赛湖为例,罗重光等<sup>[26]</sup>的研究表明,该湖湖底地势由东南向西北倾斜,深水区位于湖西北部,浅水区位于湖东南部,结合库赛湖冻结过程可知,湖泊冻结首先由湖泊浅滩处开始,然后逐渐蔓延至湖泊深水区,即湖冰冻结空间模式与湖底地貌具有较好的一致性。

### 3.3 可可西里地区湖冰物候特征变化趋势

2000-2011年期间,可可西里地区湖泊冰情物候特征发生了较显著的变化(图5)。统计表明,在研究时段内有20个湖泊开始冻结时间推迟,变化速率为0.73 d/a,只有勒斜武担湖和多格错仁强错2个湖泊开始冻结时间有所提前。与湖泊开始冻结时间变化趋势类似,研究区共有18个湖泊完全冻结时间亦呈推迟趋势,变化速率为0.34 d/a;完全冻结时间呈提前趋势的湖泊有4个且都位于研究区中部,分别为西金乌兰湖、多格错仁强错、勒斜武担湖和玉液湖。尽管湖泊开始冻结和完全冻结时间都有所推迟,但大多数湖泊冻结过程持续时间缩短,变化速率为-0.39 d/a;仅错尼和羊湖冻结过程有所延长,变

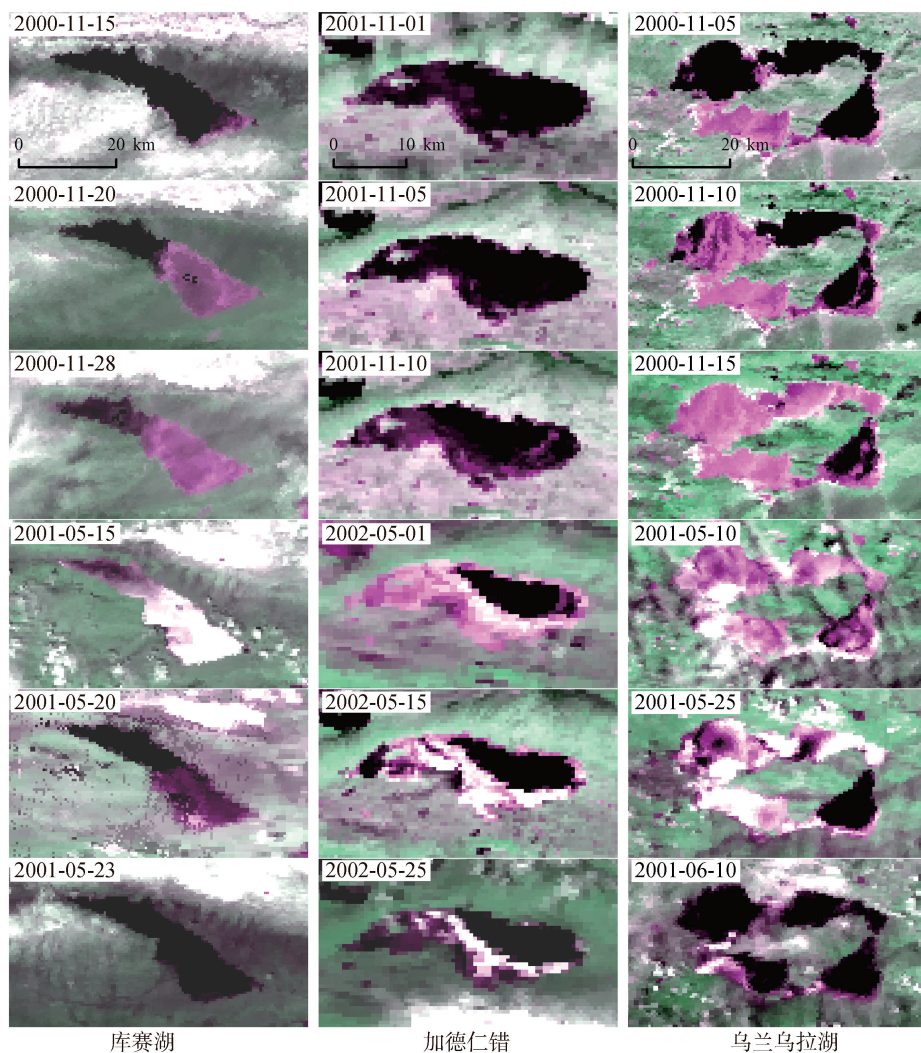


图3 湖冰冻结与消融过程(紫色或白色表示湖冰, 黑色表示水体)

Fig. 3 The process of lake ice freezing and melting (the purple or white region denotes lake ice, and the black region represents lake water)

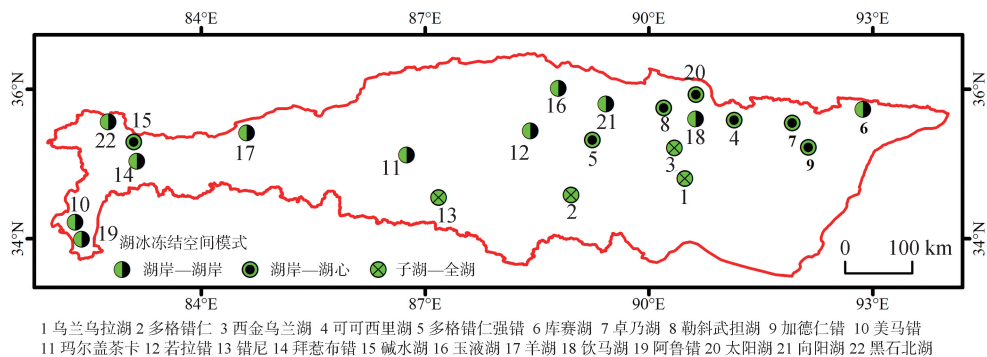


图4 可可西里地区主要湖泊冻结空间模式

Fig. 4 The spatial pattern of lake ice freeze-up in the Hoh Xil region

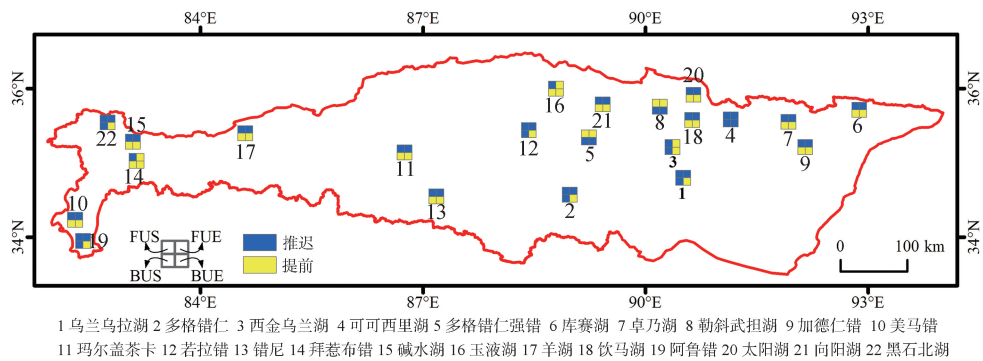


图5 2000-2011年可可西里地区主要湖泊冰情物候特征变化趋势  
Fig. 5 The variation trend of ice phenology of lakes in the Hoh Xil region from 2000 to 2011

化速率分别为1.11 d/a和1.14 d/a。

相比较而言，可可西里地区湖泊湖冰开始消融时间变化较为复杂，其中13个湖泊湖冰开始消融时间呈提前趋势（-1.66 d/a）；9个湖泊呈推迟趋势（3.26 d/a），除阿鲁错和黑石北湖位于可可西里地区西部之外，其余7个湖泊均位于研究区中部。湖冰完全消融时间变化规律较为明显，共有19个湖泊呈提前趋势，变化速率为-0.81 d/a，仅有西金乌兰湖、可可西里湖和玉液湖3个湖泊湖冰完全消融时间略有滞后。由于湖泊完全冻结时间推迟和湖冰开始消融时间提前，可可西里地区有14个湖泊完全冻结持续时间普遍缩短，变化速率为-2.21 d/a。与青海湖相比，可可西里地区湖泊完全封冻期天数减少远大于前者（-0.52 d/a）。除勒斜武担湖和多格错仁强错外，可可西里地区湖泊封冻期亦呈缩短趋势，变化速率为-1.91 d/a。

3.4 可可西里地区湖泊冰情影响因素分析

湖泊冰情物候特征不仅受气候因素影响，如气温、风速、太阳辐射和积雪覆盖等，而且与湖泊自身因素相关，如湖深、矿化度、海拔、湖岸线形态和湖泊面积等<sup>[27-30]</sup>。其中，气温被认为是影响湖冰物候特征的最主要因素<sup>[27, 31]</sup>。受可获取资料限制，本文仅分析气温、湖泊面积、湖泊形态因子、湖面海拔和湖水矿化度等要素与可可西里地区湖冰物候特征间的关系，其中湖水矿化度和湖面高程数据来自《中国湖泊志》<sup>[20]</sup>，各湖泊气温数据以距离最近为原则从0.5°×0.5°气温插值数据提取得到。

影响湖泊开始冻结的因素主要是湖泊形态因子（湖岸线长度与湖泊面积的比值）且二者呈负相关（表2），即湖岸线越复杂的湖泊开始冻结时间往往较早。通常，对于相同面积的湖泊而言，如果湖岸线越复杂，则意味着该湖泊存在着更多的浅水湾，该区域湖水冻结所需的热量条件较少<sup>[23]</sup>，往往成为湖冰最先形成的区域，且由于冻结时间长湖冰厚度也较大<sup>[14]</sup>。湖泊面积和湖水矿化度是影响湖泊完全冻结的关键因素。湖泊面积越大，则其贮水量也越大，湖泊动力混合作用增强有利于热量垂直传输并降低水面蒸发及其热量消耗，热容量随之增大，从而导致湖泊结冰较为缓慢；湖水矿化度高则冰点降低，在咸水湖范围内冰点可以降低至-2℃<sup>[32]</sup>，可在一定程度上延迟湖泊冻结过程。湖泊面积、湖水矿化度和气温是影响湖冰开始消融及完全消融的主要因素，且呈负相关关系，即湖泊面积越大、湖水矿化度和气温越高，湖冰开始消融和完全消融时间越早。从湖泊完全封冻期和封冻期来看，共同影响二者的因素是气温和湖泊面积，湖水矿化度的高低只与湖泊封冻期相关，这说明影响可可西里地区湖泊封冻期的主要因素是气温和湖泊面积。由于研究区自2000年以来湖泊面积的急剧扩张和气温上升，导致湖泊开始消融



表2 可可西里地区湖冰物候特征与各影响因素间的相关系数

Tab. 2 Correlation of lake ice phenology and some influencing factors

湖冰物候特征	湖泊面积	湖泊形态因子	湖面海拔	湖水矿化度	年均气温
开始冻结	0.22	-0.72**	-0.24	0.03	0.26
完全冻结	0.59**	-0.28	-0.15	0.55**	0.49*
开始消融	-0.53**	-0.03	0.12	-0.65**	-0.69**
完全消融	-0.43*	0.18	0.28	-0.62**	-0.61**
完全封冻期	-0.58**	-0.25	0.26	-0.04	-0.75**
封冻期	-0.53**	0.24	0.24	-0.63**	-0.60**

注：\*\*和\*分别表示置信水平P值在0.01和0.05水平。

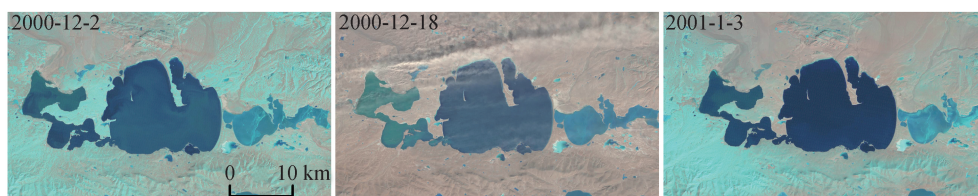


图6 2000-2001年西金乌兰湖

Fig. 6 Xijin Wulan Lake from 2000 to 2001

时间提前、封冻期和完全封冻期缩短，进一步说明湖冰物候特征是区域气候和湖泊自身因素共同作用的结果。

### 3.5 可可西里地区湖泊冰情的复杂性

在研究时段内，尽管可可西里地区湖泊封冻期整体上呈减少态势，但个别湖泊仍呈现一定的特殊性，根据高分辨率遥感影像证实（图6），西金乌兰湖在2000年12月至2001年1月期间并没有完全结冰。西金乌兰湖多年平均完全封冻期仅49 d（表1），但年际波动极大（33 d），说明西金乌兰湖湖冰演化不仅受气候变化影响，而且与其自身条件相关。据《中国湖泊志》<sup>[20]</sup>记载，西金乌兰湖为硫酸镁亚型盐湖，矿化度高达256.73 g/L，其中Na<sup>+</sup>、Cl<sup>-</sup>离子含量分别为92.98 g/L和152.37 g/L，湖水的高盐度可极大降低水体结冰临界温度，这是西金乌兰湖完全封冻期较短甚至在个别年份无法冻结的主要原因。

同时，在空间上相邻较近的湖泊冰情也表现出一定的差异性，如阿鲁错和美马错、西金乌兰湖和乌兰乌拉湖（图7）。美马错（4920 m）位于阿鲁错（4940 m）北侧，后者湖水可经水道注入前者。2009年5月20日美马错湖面几乎完全被湖冰覆盖（图7），而阿鲁错湖冰处于完全消融状态。在区域气候背景近似情况下，尽管美马错的矿化度（19.61 g/L）较阿鲁错（1.82 g/L）略高，而海拔更低，面积更大，理论上前者湖冰更易消融，但事实却与之相反。由于热量是影响湖冰最直接的因素，因此我们推测阿鲁错的热容量应大于美马错，即前者的储水量（或湖泊平均水深）可能大于后者，但这一推论有待于野外实地考察验证。与美马错和阿鲁错类似，距离较近的西金乌兰湖和乌兰乌拉湖在2007年4月18日亦出现湖冰完全消融和湖面完全被湖冰覆盖的情况，无论是湖泊水深还是湖泊面积，乌兰乌拉湖都大于西金乌兰湖，前者较后者湖冰提前消融可能是二者湖水盐度的巨大差异所造成，其中西金乌兰湖矿化度高达256.73 g/L，乌兰乌拉湖矿化度仅为10.92 g/L<sup>[20]</sup>。

在可可西里地区，错尼湖面部分区域完全无法冻结（图8）。错尼湖位于尼玛县一断陷盆地内，由东、西两部分组成，中部以狭窄水道连通。由图8可知，在两湖连接处湖面并没有结冰，且以该部位为中心，湖冰呈扇形向东逐渐消融。根据《中国湖泊志》<sup>[20]</sup>，错尼水温垂直分布呈“S”型，水深0~15 m水温逐渐下降，15 m以下逐渐升高，30~35 m



达  $16.3\sim 17.3\text{ }^{\circ}\text{C}$ , 并据此认为该湖湖底存在温泉补给。因此, 两湖连接处偏东的部位应是该温泉所处位置, 同时, 这也表明区域地热活动对于湖冰的空间演化也起着重要作用。

## 4 结论

(1) 可可西里地区湖泊开始结冰和完全结冰主要集中在每年的10月下旬至11月上旬和11月中旬至12月上旬, 湖泊由开始冻结至完全冻结持续时间约半个月; 开始消融和完全消融时间较为分散, 主要出现在每年的4月下旬至6月初和5月初至6月上旬, 湖泊完全封冻期约181 d, 平均封冻期为196 d。

(2) 在空间上湖泊冻结过程与其消融过程相反, 湖冰冻结/消融空间模式与湖底地貌具有较好的一致性。可可西里地区湖泊冻结空间模式主要有3种, 其中湖冰由湖泊一岸扩展到另一岸类型的湖泊数量最多, 其次是湖冰由湖岸蔓延至湖心的湖泊, 湖冰由子湖扩展到全湖最少。

(3) 2000-2011年期间, 可可西里地区湖泊开始冻结和完全冻结时间有所推迟, 变化速率分别为  $0.73\text{ d/a}$  和  $0.34\text{ d/a}$ 。湖泊开始消融时间变化较为复杂,  $3/5$  湖泊呈提前趋势 ( $-1.66\text{ d/a}$ ); 湖泊完全消融时间普遍提前, 变化速率为  $-0.81\text{ d/a}$ 。在湖泊冻结推迟和消融提前作用下, 可可西里地区湖泊完全封冻期和封冻期持续时间普遍缩短, 平均变化速率分别为  $-2.21\text{ d/a}$  和  $-1.91\text{ d/a}$ 。

(4) 湖冰物候特征及湖泊冰情演变是气候变化和湖泊自身条件共同作用的结果。其中, 湖泊形态(反映湖岸线的复杂程度)是影响湖泊开始冻结的关键要素, 湖泊面积、湖水矿化度和气温是影响湖冰完全冻结、开始消融、完全消融和封冻期的主要因素。由于各湖泊地质构造条件差异, 地热、湖泊矿化度、湖泊热储量对湖泊冰情演变亦有着重要影响, 受可获取资料限制, 本文所提出的一些推论仍有待于野外科学考察的验证。此外, 大范围湖泊封冻期的减少势必影响该区域热量收支平衡, 如湖泊年内蒸发量是否增加以及对区域小气候会产生什么样的影响等科学问题都有待于进一步深入研究。

## 参考文献(References)

- [1] 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.]
- [2] 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

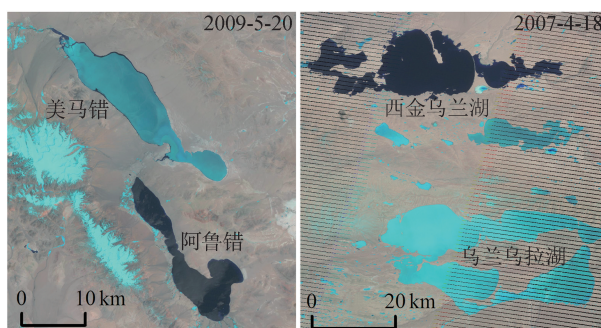


图7 可可西里地区空间相邻湖泊的冰情特征  
Fig. 7 The characteristics of ice of adjacent lakes in the Hoh Xil region

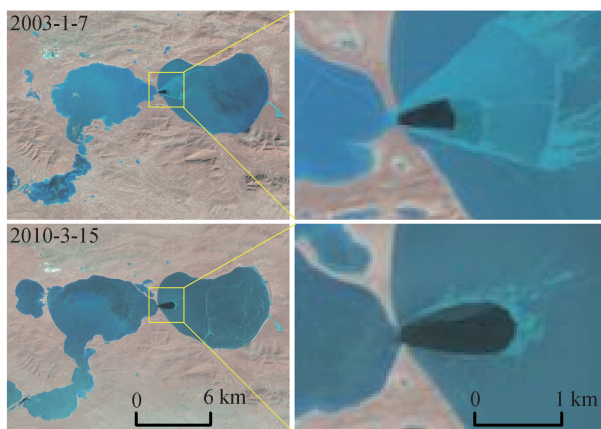


图8 错尼湖冰情特征  
Fig. 8 The characteristics of ice of the Cuoni Lake

- Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge: Cambridge University Press, 2013.
- [3] Deguay C R, Prowse T D. Recent trends in Canadian lake ice cover. *Hydrology Process*, 2006, 20: 781-801.
- [4] Palecki M A, Barry R G. Freeze-up and break-up of lakes as an index of temperature changes during the transition seasons: A case study for Finland. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 1986, 25: 893-902.
- [5] Hodgkins A G, James I C, Huntington T G. Historical changes in lake ice-out dates as indicators of climate change in New England, 1850-2000. *International Journal of Climate*, 2002, 22: 1819-1827.
- [6] Gould M. Temperature variations in lake ice in central Alaska, USA. *Annals of Glaciology*, 2005, 40(1): 89-94.
- [7] 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.
- [8] 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.
- [9] 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.
- [10] Hall D K, Riggs G A. MODIS snow-cover products. *Remote Sensing of Environment*, 2002, 83: 181-194.
- [11] 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: 492-507.
- [12] Wang J, Bai X, Hu H, et al. Temporal and spatial variability of Great Lakes ice cover, 1973-2010. *Journal of Climate*. 2012, 25: 1318-1329.
- [13] 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: 299-323.
- [14] 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.]
- [15] 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: 2294-2299. [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]
- [16] 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.]
- [17] 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.]
- [18] Wu Shaohong, Yin Yunhe, Zheng Du, et al. Climate change in the Tibetan Plateau during the last three decades. *Acta Geographica Sinica*, 2005, 60(1): 3-11. [吴绍洪, 尹云鹤, 郑度, 等. 青藏高原近30年气候变化趋势. *地理学报*, 2005, 60(1): 3-11.]
- [19] Hu Dongsheng. Investigation and study on lake resources in Kekexili region. *Arid Land Geography*, 1992, 15(3): 50-58. [胡东生. 可可西里地区湖泊资源调查研究. *干旱区地理*, 1992, 15(3): 50-58.]
- [20] Wang Sumin, Dou Hongshen. *Records of Chinese Lakes*. Beijing: Science Press, 1998. [王苏民, 窦鸿身. *中国湖泊志*. 北京: 科学出版社, 1998.]
- [21] Yao Xiaojun, Liu Shiyi, Sun Meiping, et al. Changes of Kusai Lake in Hoh Xil region and causes of its water overflowing. *Acta Geographica Sinica*, 2012, 67(5): 689-698. [姚晓军, 刘时银, 孙美平, 等. 可可西里地区库赛湖变化及湖水外溢成因. *地理学报*, 2012, 67(5): 689-698.]
- [22] Yao X, Liu S, Li L, et al. Spatial-temporal characteristics of lake area variations in Hoh Xil region from 1970 to 2011. *Journal of Geographical Sciences*, 2014, 24(4): 689-702.
- [23] 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: 287-301.
- [24] 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: 1443-1452.
- [25] Choinski A, Kolendowicz L, Pociask K J, et al. Changes in lake ice cover on the Morskie Oko Lake in Poland (1971-2007). *Advances in Climate Change Research*, 2010, 1(2): 71-75.
- [26] Luo Chongguang. Study on sublacustrine morphology of main lakes in Hoh Xil region. *Journal of Salt lake Research*, 2010, 18(1): 1-8. [罗重光. 青海可可西里主要湖泊湖底地貌研究. *盐湖研究*, 2010, 18(1): 1-8.]

- [27] Ménard P, Duguay C R, Flato G M, et al. Simulation of ice phenology on Great Slave Lake, Northwest Territories, Canada. *Hydrology Process*, 2002, 16: 3691-3706.
- [28] Todd M C. Large-scale climate controls on Lake Baikal ice cover. *Journal of Climate*, 2003, 16(19): 3186-3199.
- [29] Ghanbari R N, Bravo H R, Magnuson J J, et al. Coherence between lake ice cover, local climate and teleconnections. *Journal of Hydrology*, 2009, 374(3/4): 282-293.
- [30] Barrie R B, Terry D P, Claude R D, et al. Impacts of large-scale teleconnections on freshwater-ice break/freeze-up dates over Canada. *Journal of Hydrology*, 2006, 330: 340-353.
- [31] Livingstone D M. Break-up dates of alpine lakes as proxy data for local and regional mean surface air temperatures. *Climatic Change*, 1997, 37: 407-439.
- [32] Zheng Mianping, Xiang Jun, Wei Xinjun, et al. Saline Lakes on the Qinghai-Xizang (Tibet) Plateau. Beijing: Science Press, 1989. [郑绵平, 向军, 魏新俊, 等. 青藏高原盐湖. 北京: 科学出版社, 1989.]

## Spatial-temporal variations of lake ice in the Hoh Xil region from 2000 to 2011

YAO Xiaojun<sup>1</sup>, LI Long<sup>1</sup>, ZHAO Jun<sup>1</sup>, SUN Meiping<sup>1,2</sup>, LI Jing<sup>1</sup>, GONG Peng<sup>1</sup>, AN Lina<sup>1</sup>

(1. College of Geography and Environment Sciences, Northwest Normal University, Lanzhou 730070, China;

2. State Key Laboratory of Cryosphere Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, CAS, Lanzhou 730000, China)

**Abstract:** Based on the boundary data of lakes, some moderate-high resolution remote sensing datasets including MODIS and Landsat TM/ETM+ images and the meteorological data, the spatial-temporal variations of lake ice in the Hoh Xil region during the period 2000-2011 are analyzed by using RS and GIS technology. And the factors affecting the lake ice phenology are also discussed. Some conclusions can be drawn as follows. (1) The freeze-up start (FUS) and freeze-up end (FUE) of lake ice appears in late October - early November, and mid-November - early December, respectively. The duration of lake ice freeze-up is about half a month. The time of break-up start (BUS) and break-up end (BUE) of lake ice is relatively dispersed, and appears in late April - early June, and early May - early June, respectively. The ice duration (ID) and the complete ice duration (CID) of lakes are 196 days and 181 days, respectively. (2) The phenology of lake ice in the Hoh Xil region changed dramatically in the last 10 years. Specifically, the FUS and FUE time of lake ice showed an increasingly delaying trend. In contrast, the BUS and BUE time of lake ice presented an advance. This led to the reduction of the ID and CID of lake ice. The average rates of ID and CID were -2.21 d/a and -1.91 d/a, respectively. (3) The variations of phenology and evolution of lake ice are the results of local and climatic factors. The temperature, lake area, salinity and shape of the shoreline are the main factors affecting the phenology of lake ice. (4) The spatial process of lake ice freeze-up is contrary to its break-up process. The type of lake ice extending from one side of lakeshore to the opposite side is dominant in the Hoh Xil region.

**Keywords:** lake ice; lake; phenology; climate change; Hoh Xil region; MODIS