

doi:10.3799/dqkx.2015.013

# 青藏工程走廊热融湖湖底热状态

林战举, 牛富俊, 罗京, 刘明浩, 尹国安

中国科学院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室, 甘肃兰州 730000

**摘要:**热融湖塘对寒区环境可产生较大影响,其侧向热侵蚀会诱发冻土工程病害.选取青藏工程走廊热融湖塘分布密集的楚玛尔河、五道梁、北麓河3个亚区,于2009—2010年通过HOBO水位传感器对4个固定湖塘的连续监测和大量湖塘的随机观测,探讨了不同季节、不同水深湖底的热状态.在结冰期的1月中旬,楚玛尔河90%以上的湖塘湖底温度都在0℃以下,主要与湖塘较浅和湖水高矿化度有关.五道梁和北麓河湖底温度相对较高,只有约20%的湖底温度低于0℃,这些湖水深小于最大冻结冰层厚度;最高温度高于4℃,主要与湖较深有关.但3个亚区湖底温度均随着水深增加而增加.在6~9月融冰期,湖底温度普遍增加,最高达到18℃以上,浅湖增温快于深湖,湖底温度随着水深增加而递减.湖底温度年际变化近似为正弦曲线,在1~2月,湖底温度最低,之后逐渐升高,到7~8月,湖底温度达到最高.

**关键词:**热融湖塘;湖底;热状态;冻土;青藏工程走廊.

中图分类号: P314.5

文章编号: 1000-2383(2015)01-0179-10

收稿日期: 2014-07-06

## Thermal Regime at Bottom of Thermokarst Lakes along Qinghai-Tibet Engineering Corridor

Lin Zhanju, Niu Fujun, Luo Jing, Liu Minghao, Yin Guo'an

State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China

**Abstract:** Thermokarst lakes have greatly influenced landscapes in cold regions, and the thermal erosion of their lakeshores may induce ground instability that affects infrastructure. Our study area includes three sub-regions where thermokarst lakes have obviously extended: the Chumaerhe high plateau, Wudaoliang basin, and Beiluhe basin. Based on continual monitoring of four lakes, and sporadic observation of lake-bottom temperatures of many lakes using HOBO Sensors in 2009—2010, the thermal regime of lake bottoms and the relation between lake-bottom temperature and water depth are examined. The results show that in January, when ice cover was present, the lake-bottom temperatures at 90% of the lakes in Chumarhe high plateau were below 0℃, which is likely because of shallow depths and high salinity of lakes in the region. However, the lake-bottom temperature of most lakes in Wudaoliang and Beiluhe basins were above 0℃, except in some lakes shallower than the maximum ice thickness. In general, lake-bottom temperature in the three sub-regions increased with water depth during this period. When lakes were free of ice between June and October, the lake-bottom temperatures in the three sub-regions were all warm and the highest temperature was near 18℃. The seasonal increase in lake-bottom temperature in summer is more rapid in shallower lakes, and the temperatures were inversely related to water depth. The annual variation in lake-bottom temperature approximates a sinusoidal curve, with the coldest temperature occurring in January to February and the warmest in July to August.

**Key words:** thermokarst lake; lake bottom; thermal regime; frozen soil; Qinghai-Tibet engineering corridor.

**基金项目:** 国家科技支撑计划项目(No.2014BAG05B01); 中科院寒区旱区环境与工程研究所冻土工程国家重点实验室自主项目(No.SKLFSE-ZY-14); 冰川冻土特殊学科点人才培养资助项目(No.1109Y311801).

**作者简介:** 林战举(1975—), 男, 博士, 主要从事寒区岩土工程与地质灾害及环境方面的研究. E-mail: zhanjulin@lzb.ac.cn

**引用格式:** 林战举, 牛富俊, 罗京, 等. 2015. 青藏工程走廊热融湖湖底热状态. 地球科学——中国地质大学学报, 40(1): 179—188.

青藏高原平均海拔 4 000 m 以上,多年冻土面积约为  $1.05 \times 10^6 \text{ km}^2$ , 约占我国冻土面积的 66% (Ran *et al.*, 2012), 是世界中低纬度高海拔冻土面积最大的区域. 多年冻土是地—气热交换作用的产物, 对温度的变化非常敏感. 尤其对于青藏高原来说, 长年冻土具有高温高含冰量的特点 (程国栋, 2002), 环境温度的变化都有可能引起多年冻土发生变化. 全球气候变暖已得到科学家们的证实, 青藏工程走廊作为我国内地进入西藏的主要交通要道之一, 20 世纪 50 年代开展了大量的线型工程建设. 伴随着气候变暖和人类活动的双重影响, 青藏高原上的多年冻土呈现出快速的退化状态 (金会军等, 2006; Wu and Zhang, 2008), 年平均地温升高、活动层厚度增加、地下冰融化, 并诱发了一系列热融地貌的形成 (Niu *et al.*, 2008, 2011; Lin *et al.*, 2010, 2011a, 2011b; 林战举等, 2010). 热融湖塘作为多年冻土区大量发育的热融现象之一, 其持续的增加被认为是多年冻土对气候变暖和地表扰动的响应 (Harris, 2002; Kokelj and Jorgenson, 2013). 学者对热融湖塘的定义是: 在天然或人为因素的影响下, 地下冰层融化, 融水渗浸进入或汇聚于洼地, 便形成湖, 称热融湖, 也称热喀斯特湖 (Thermokarst lake) (周幼吾等, 2000). 近几年的调查发现, 大量的热融湖塘分布在青藏高原的高平原、盆地等冰缘地区 (牛富俊等, 2013), 尤其是青藏工程走廊的大部分区域, 大量的热融湖塘零星状或串状分布. 2007 年笔者开展了一次沿青藏公路的热融湖塘调查, 大约有 69 个热融湖塘和 234 个积水坑分布在可可西里山区至西大滩盆地之间的青藏公路两侧, 总面积约为 2.5 万  $\text{m}^2$ . 2009 年 9 月笔者对相同的区域开展了第二次调

查, 结果表明水体的面积已增加到 35 万  $\text{m}^2$ , 这主要与 2008 年开工的青藏公路改建工程建设及区域性气候变化有关 (Lin *et al.*, 2011c). 此外, 北麓河盆地的一个热融湖塘近 7 年的监测表明, 该热融湖塘湖岸每年以 0.8 m 的速度后退, 面积增加率约为  $70 \text{ m}^2/\text{a}$  (Lin *et al.*, 2010).

热融湖塘的形成和发育对寒区环境可产生较大影响 (Burn, 2002, 2005; Ling and Zhang, 2003). 尤其是湖塘积水深度大于或等于年最大冻结冰层厚度时, 湖底年平均温度始终高于或等于  $0 \text{ }^\circ\text{C}$ , 这些湖塘的长期热影响会融化下部的多年冻土, 甚至多年冻土可能被融穿, 形成贯穿性融区. 同时, 热融湖塘也会产生侧向热侵蚀作用, 影响附近的冻土工程基础, 使之强度降低而失稳. 湖底的温度是热融湖塘热状态的重要指标之一, 湖底温度越高, 对周围环境的热影响程度越严重. 因此, 探讨青藏工程走廊内热融湖塘湖底的水热状态对于研究热融湖塘及其环境、工程相互作用关系意义重大.

## 1 研究区及研究方法

笔者选取青藏工程走廊楚玛尔河至风火山段 (图 1), 研究区包含 3 个亚区: 楚玛尔河高平原、五道梁盆地和北麓河盆地. 该区为工程走廊内热融湖塘主要发育区, 区内海拔 4 400~5 100 m, 分布连续多年冻土. 年平均气温低于  $-4 \text{ }^\circ\text{C}$ , 日最低气温达  $-25 \text{ }^\circ\text{C}$  以下, 日最高气温达  $20 \text{ }^\circ\text{C}$  以上, 年降雨量 180~400 mm, 年蒸发量为 1 300~1 500 mm (数据来自北麓河气象站 2003—2010 年记录). 大部分地区植被稀少, 属高寒草原或高寒草甸区, 植被一般呈

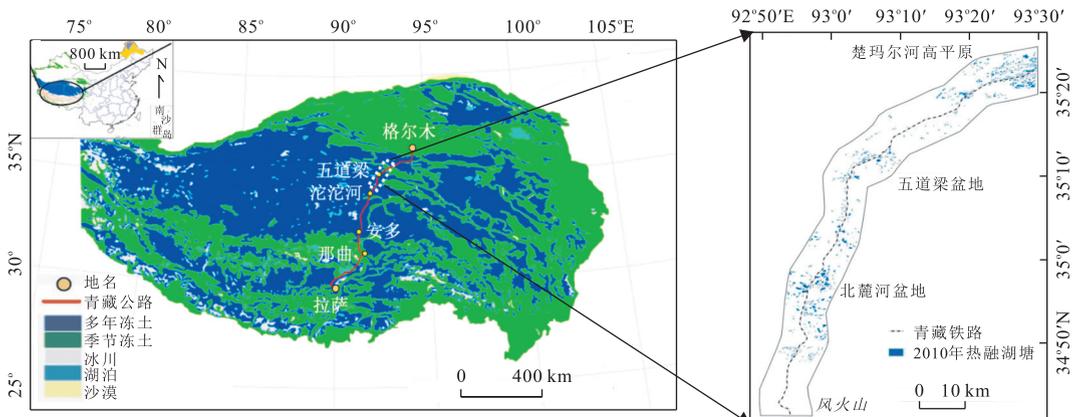


图 1 研究区位置及热融湖塘分布

Fig.1 Location of the study area and the distribution of thermokarst lakes

丘状、斑状、片状,覆盖度小于 50%,在部分相对平缓向阳地段植被盖度相对较高,可达 70%~80%,以低矮针状、蒿草类植物为主(李炳元等,1996; Wang *et al.*, 2009)。

基于 2010 年 8 月的 SPOT-5 影像并对比 2006 年 5 月的 QuickBird 资料,在 ArcGIS 平台上对热融湖塘数量和面积进行了解译。由于青藏高原热融湖塘专题的空间信息数据相对匮乏,单纯选择某一种计算机的自动判别的方法获取的解译精度远低于人工目视解译的精度。因此首先以最大似然法分类为基础,结合面向对象分类法(李奕等,2011),对两期遥感影像进行自动判别获得热融湖塘解译参考数据,而后在热融湖塘解译参考数据的基础上进行人工目视判别,以保证热融湖塘解译的不错不漏,确保信息提取的精度。最后用 2011 年 8 月的实地考察资料,验证解译的准确性不低于 95%。解译结果表明:该区域是以青藏公路为轴线,向两侧各拓展约 5 km,热融湖塘的数量为 2 610 个,最大湖面积约 2.5 km<sup>2</sup>,最小湖面积约 100 m<sup>2</sup>,总积水面积约 15.4 km<sup>2</sup>。其中:楚玛尔河高平原湖的数量为 1 226 个,湖面面积 5.1 km<sup>2</sup>;五道梁湖的数量为 574 个,湖面面积 1.8 km<sup>2</sup>;北麓河盆地湖的数量为 783 个,湖面面积 8.2 km<sup>2</sup>(牛富俊等,2013)。

选择靠近青藏公路两侧的热融湖塘进行观测。湖底温度采用 HOBO 水位传感器观测,同时能够通过大气压换算湖的水深。我们假设在一个研究亚区,气候条件和地质条件近似相同,影响湖塘湖底热状态的主要因素是水深。在这个假设条件下,我们把一个亚区内同一深度的湖分为一类。观测工作分两步进行,第一步是选取 2009—2010 年较多的湖塘进行短期观测,每个区域每个深度的湖每次观测不少于 2 个。首次观测时,找到这个深度的湖观测即可,并记住 GPS 点。以后的观测根据 GPS 找同一个湖进行观测。每次每个区域观测 10~30 个湖塘,每个湖每次观测半小时以上。结冰期观测时,先在冰面钻孔,然后安装 HOBO 水位传感器观测;融冰期观测时,用皮划艇载人至湖心位置,然后安装 HOBO 水位传感器观测。第二步是每个区域选取 2 个几何形状规范、无水源补给、深度 50 cm(被认为是非季节性的)以上且一深一浅的两个代表湖塘实施连续观测,持续观测 1 年以上,每 6 小时记录一次湖底温度,观测工作从 2010 年开始,以获得湖底年平均温度和湖底温度年际变化规律。但由于人为破坏,楚玛尔河 2 个湖的观测设备被破坏,未得到数据。HOBO 水位传

感器的测温精度是  $\pm 0.37$  °C、分辨率为  $\pm 0.1$  °C (20 °C 时),水位精度为  $\pm 0.5$  cm。

## 2 结果与分析

### 2.1 不同季节湖底热状态

2009—2010 年,笔者对楚玛尔河、五道梁以及北麓河 3 个亚区热融湖湖底温度进行了观测,观测结果见表 1。对每次观测后的数据做如下处理:(1)将每个亚区观测的湖塘按照水深进行分类,将水深相同的湖塘归为一类,分类标准为水深 10 cm;(2)将同一类湖塘的湖底温度进行平均计算。

**2.1.1 结冰期湖底热状态** 每年 11 月初,湖塘开始结冰,至翌年 4 月底,冰面开始融化,这段时间称结冰期,长达约 6 个月。2010 年 1 月 12—1 月 15 日,通过冰面钻孔获得了 3 个亚区 82 个湖的湖底温度,其中楚玛尔河高平原 29 个湖塘、五道梁盆地 25 个湖塘、北麓河盆地 28 个湖塘。从观测数据可以看出,楚玛尔河高平原 90% 以上的湖塘在 1 月中旬湖底温度都低于 0 °C,其中 20~30 cm 深度的湖塘湖底温度最低为 -12.4 °C,只有 90~100 cm 深度的 3 个湖塘湖底的平均温度最高为 0.4 °C,其余包括深度大于 100 cm 的湖塘在 1 月中旬湖底平均温度也都在 -0.3~-1.9 °C 之间。但对于五道梁盆地和北麓河盆地来说,在 1 月中旬湖底温度明显高于楚玛尔河高平原地区。五道梁盆地只有 1 个深度在 50~60 cm 的湖塘湖底温度最低为 -4.8 °C,其余 80% 以上的湖塘湖底平均温度都在 0 °C 以上,其中 3 个大于 250 cm 的湖塘湖底平均温度最高达到 4.5 °C。北麓河盆地有 2 个 40~50 cm 深度的湖塘湖底平均温度最低,为 -10.6 °C,其余 80% 以上的湖塘湖底平均温度都高于 0 °C,其中 2 个 170~180 cm 和 1 个 220 cm 的湖塘湖底平均温度最高达到 4.3 °C。

把 3 个区域 1 月中旬的湖底温度与深度之间的关系拟合在图 2 中,可以看到,在 3 个亚区湖底温度随着湖塘深度增加而增加,它们之间符合如下函数关系:

$$T_{\text{cover}} = T_0 + a(1 - e^{-bh}), \quad (1)$$

式中:  $T_{\text{cover}}$  代表结冰期湖底的温度,单位: °C;  $T_0$ 、 $a$ 、 $b$  为拟合参数,分别见图 2;  $h$  代表湖的深度,单位: cm。3 个亚区拟合的  $R^2$  都在 0.9 以上。

**2.1.2 融冰期湖底热状态** 每年 5 月初,冰开始融化,直至 10 月底,这段时间称融冰期,长约 6 个月。

表 1 2009—2010 年热融湖塘湖底温度调查结果

Table 1 Temperatures at the lake-bottom in study regions in 2009—2010

研究区	水深(cm)	湖底温度(°C)				
		2010年1月	2010年6月	2009年7月	2010年9月	2010年10月
楚玛尔河高原	<20			14.0	11.6	
	20~30	-12.4		15.1	11.6	
	30~40	-12.2			10.8	
	40~50	-8.5	18.1	11.2	11.9	
	50~60	-8.5	17.9	10.8	11.2	4.9
	60~70	-4.4	18.5		11.0	5.3
	70~80	-3.4			11.3	
	80~90	-3.5		9.6	11.8	
	90~100	0.4	18.6		11.7	
	100~110					5.0
	110~120	17.9	11.2			
	120~130	-1.9	17.6		9.2	
	130~140	-0.3				
	140~150	-1.7	15.9		8.7	6.8
	>150	-1.7	14.7			4.9
五道梁盆地	40~50				5.1	
	50~60	-4.8				5.6
	60~70			13.9		
	70~80			13.1	4.4	
	80~90	0.5		9.8		4.1
	90~100	7.2		12.0		
	100~110	1.4	7.7	14.9	12.6	4.8
	110~120	1.9	7.4		13.5	
	120~130	2.6		11.4		4.0
	130~140			12.8	4.1	
	140~150	3.4	7.0			4.6
	150~160		12.0		4.5	
	160~170	7.1		10.9	4.5	
	170~180	7.1	12.1			
	180~190	2.1				5.2
190~200	3.9		12.8			
200~220	3.8			11.0	4.7	
>250	4.5			11.2		
北麓河盆地	<30				13.1	
	30~40		12.8	12.8		
	40~50	-10.6	11.3		7.5	
	50~60			12.1		
	60~70			10.7		
	70~80	10.7			6.8	
	80~90	0.1	10.5		13.0	
	90~100	0.7	11.3	13.4	13.0	
	100~110	8.4		13.4	7.0	
	110~120	9.0			6.7	
	120~130	3.9		12.9		
	130~140	4.1	8.2	13.2		
	140~150	0.2	7.6	13.1	11.6	6.6
	150~160			11.8	6.4	
	160~170	7.8		10.9	6.5	
170~180	4.3		11.9		6.8	
180~190						
190~200	3.5		9.5	11.0		
>200	4.3					

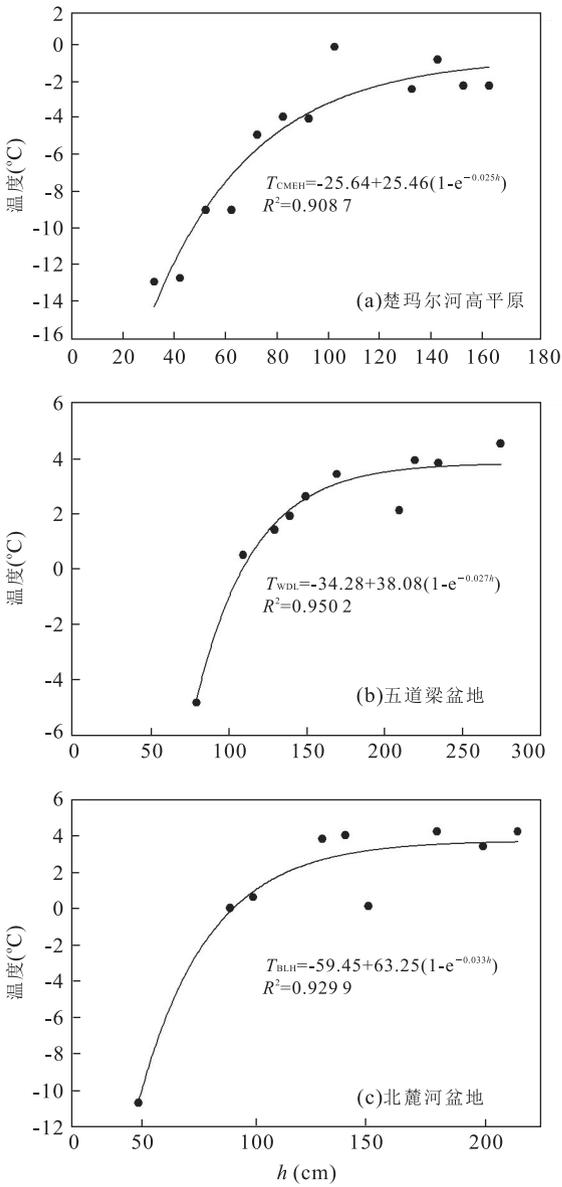


图 2 3 个研究亚区湖底温度与 1 月份水深拟合关系

Fig.2 Relationship between the basal temperature of thermokarst lakes and the January lake water depth at three sub-regions along the Qinghai-Tibet engineering corridor

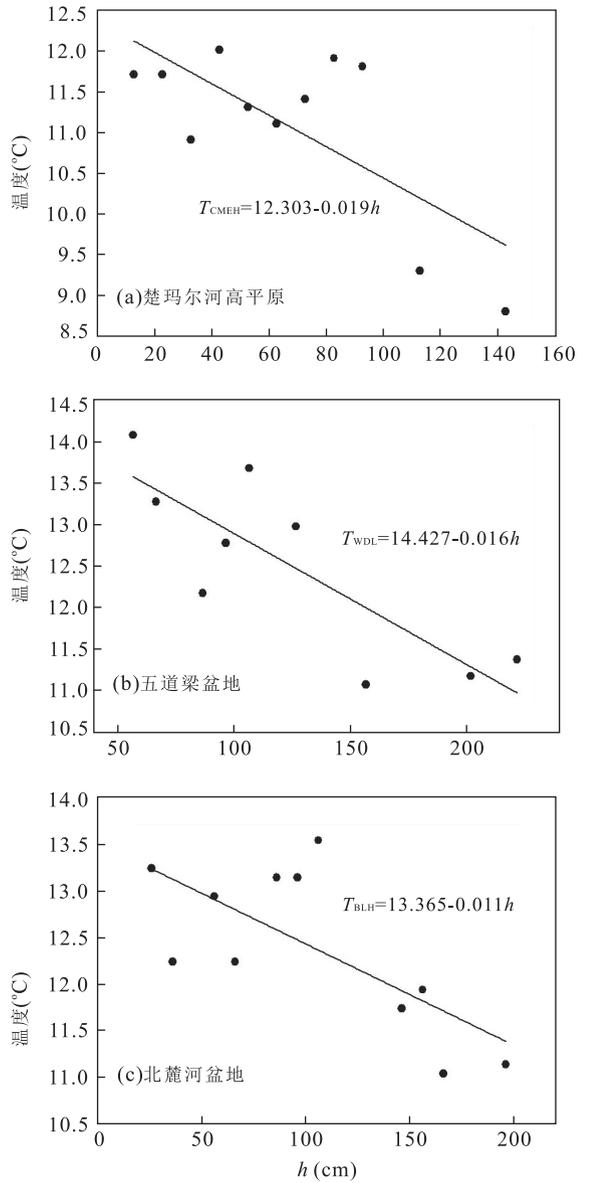


图 3 3 个研究亚区湖底温度与 9 月份水深拟合关系

Fig.3 Relationship between the basal temperature of thermokarst lakes and the September lake water depth at three sub-regions along the Qinghai-Tibet engineering corridor

2009—2010 年, 4 次对融冰期的湖底温度进行调查。其中: 2009 年 7 月 11 日—2009 年 7 月 17 日调查湖塘总数为 37 个, 楚玛尔河 16 个、五道梁 9 个、北麓河 12 个; 2010 年 6 月 13 日—2010 年 6 月 14 日调查湖塘总数为 39 个, 楚玛尔河 14 个、五道梁 16 个、北麓河 9 个; 2010 年 9 月 1 日—2010 年 9 月 3 日调查湖塘总数为 64 个, 楚玛尔河 24 个、五道梁 16 个、北麓河 24 个; 2010 年 10 月 8 日—2010 年 10 月 14 日调查湖塘总数为 34 个, 楚玛尔河 11 个、五道梁 10 个、北麓河 13, 调查结果见表 1。

从观测数据可以看出, 融冰期湖底温度都在 0℃ 以上。以 6 月份为例, 楚玛尔河高平原湖底温度都高于 14.0℃, 其中深度为 90~100 cm 的 2 个湖, 湖底平均温度最高达到 18.6℃。五道梁盆地的 16 个深度为 90~180 cm 的湖, 湖底温度为 7.0~7.7℃ 之间, 湖底温度与水深相关性不显著。北麓河盆地的 9 个深度为 70~170 cm 的湖, 湖底温度为 7.6~11.3℃ 之间, 湖底温度与水深相关性显著程度介于楚玛尔河与五道梁之间。7~9 月份, 3 个亚区所有湖塘湖底温度都在 10℃ 左右, 最低为楚玛尔河高平原

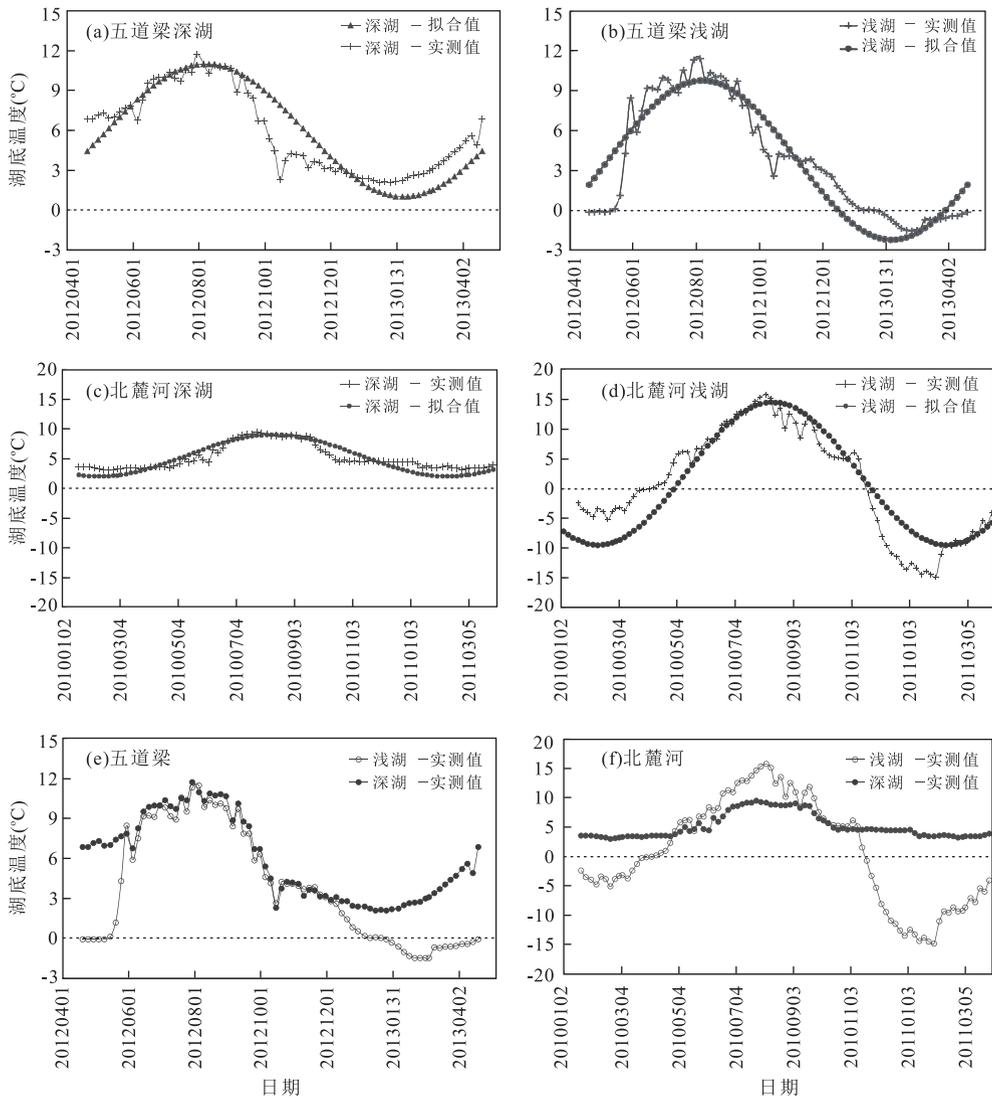


图 4 两个研究亚区湖底温度年际变化特征

Fig.4 Variations of temperatures at lake-bottom at two sub-regions along the Qinghai-Tibet engineering corridor

的 3 个湖塘,深度为 140~150 cm,平均湖底温度为 8.7 °C,最高为楚玛尔河高平原的一个湖塘,深度为 20~30 cm,湖底温度为 15.1 °C.到了 10 月中旬,大部分湖底温度降了 5.0~6.0 °C,介于 4.0~7.0 °C 之间。

笔者以调查湖塘数量较多的 2010 年 9 月为例,将湖底温度与深度之间的关系拟合在图 3 中,可以看到,在 3 个亚区湖底温度与水深之间的关系虽不能符合较为密切的函数关系,但能明显看到随着湖塘深度增加而湖底温度降低.它们之间呈近似线性关系:

$$T_{\text{open}} = T_0 + ah, \quad (2)$$

式中: $T_{\text{open}}$ 代表融冰期湖底的温度,单位为°C; $T_0$ 和  $a$ 为拟合参数,分别见图 3; $h$ 代表湖的深度,单位为 cm.

## 2.2 湖底温度年际变化特征

湖底温度随着季节变化而变化.图 4 列出了五道梁和北麓河盆地 2 个亚区 4 个湖塘湖底温度年际变化特征(楚玛尔河高平原的两个湖塘监测设备被破坏).从图 4 中可以看出,在 2 个亚区,无论是深湖还是浅湖,湖底温度的年际变化趋势基本一致,它们可以拟合成如下函数关系(图 4a~4d):

$$T = T_0 + A \sin\left(\frac{2\pi t}{365} - \frac{n\pi}{10}\right), \quad (3)$$

式中: $T$ 代表湖底的温度,单位为°C; $T_0$ 代表湖底的年平均温度,单位为°C; $A$ 代表湖底温度年最大振幅,单位为°C; $t$ 代表时间,单位为 d; $n$ 代表相位. 2 个亚区 4 个湖塘相关参数见表 2.

从表 2 可知,水越深,湖底的年平均温度越高,

表2 4个湖塘相关参数

Table 2 Parameters of four lakes at two sub-regions

亚区	湖塘类型	深度 $h$ (cm)	湖底年平均温度 $T_0$ (°C)	湖底温度年振幅 $A$ (°C)
五道梁盆地	深湖	227	5.9	10
	浅湖	108	3.8	14
北麓河盆地	深湖	231	5.5	7
	浅湖	68	2.5	29

表3 4个湖塘湖底温度最高最低值出现情况

Table 3 Max and min temperatures at lake-bottom of four lakes and the date of occurrence

亚区	湖塘类型	深度 $h$ (cm)	最低温度		最高温度	
			出现日期	温度 (°C)	出现日期	温度 (°C)
五道梁盆地	深湖	227	1月26日	2.1	8月26日	11.8
	浅湖	108	2月21日	-1.7	7月29日	13.0
北麓河盆地	深湖	231	2月18日	3.0	7月27日	10.6
	浅湖	68	1月20日	-14.0	8月7日	15.0

湖底温度年振幅越小;水越浅,湖底的年平均温度越低,湖底温度年振幅越大,绝对最高和最低温度出现在相对浅的湖底。

表3中列出了4个湖塘湖底极端温度值及出现日期。可以看到,1月中旬至2月底,湖底温度达到最低值,之后湖底温度在经历波动后逐渐上升,到7月底至8月底,湖底温度达到最高值。对于不同深度的湖,达到最高和最低温度的时间也有差异,但总体上浅湖湖底在达到最高和最低温度时稍提前深湖数日或半月左右。

### 3 讨论

#### 3.1 湖底温度与区域环境

湖底温度受区域环境和湖塘特征的影响,大的气候背景和冻土条件决定了湖底的水热状态。而水深、水质、湖塘分布、湖塘形状、主导风向、地质条件、湖底有机物等在一定程度上也影响着湖底的温度状态。

一般而言当湖深大于或等于最大冻结冰层厚度时,湖塘在冬季末期不会被冻到底部,湖底温度常年会保持在0°C以上,湖底的年平均温度也在0°C以上。当湖深小于最大冻结冰层厚度时,湖塘在冬季会被冻到底部,冬季湖底温度在0°C以下,湖底的年平均温度也可能在0°C以下(Niu *et al.*, 2011)。根据调查,楚玛尔河高原区湖塘平均水深为70 cm,最大冻结冰层厚度为56 cm,但小于最大冻结冰层厚度的湖塘数量占67%以上。所以在这个区域,大部分浅

湖冬季都会冻到湖底,湖底温度低于0°C。但从表1中发现,那些大于最大冻结冰层厚度的湖(>60 cm),包括深度在100~150 cm的湖塘,冬季湖底温度也低于0°C,但水仍然是液态水。为此,对这些湖塘的水质和阴、阳离子成份进行实验室测试发现这些湖塘属于咸水到强咸水湖,矿化度介于5~31之间(林战举等, 2014)。由于湖水矿化度较高,使得水的冻结温度低于0°C。位于青藏公路里程K2948西侧一带的3个水深120~166 cm的湖塘,1月湖底温度在-1.68~-1.91之间。可见,水理化特性对湖底温度有较大影响。

五道梁盆地湖塘平均水深为180 cm,最大冻结冰层厚度为54 cm。北麓河盆地湖塘平均水深为138 cm,最大冻结冰层厚度为50 cm(Niu *et al.*, 2011)。这两个区域80%以上的湖塘都大于最大冻结冰层厚度,有一小部分湖塘深度小于最大冻结冰层厚度,约20%的湖塘冬季冻到湖底,湖底温度在0°C以下。水质和阴、阳离子成份的实验室测试表明,这两个区域湖塘均属于淡水或弱咸水,矿化度小于3。

在结冰期,湖面封闭,太阳辐射进入湖中的热量较少,湖底温度受气候条件的影响较小,故湖底温度与水深关系拟合较好(图2),3个亚区 $R^2$ 都在0.90以上。但当水深达到一定深度后,即临界深度时,湖底温度随着水深增加而减缓增加,它们之间符合指数函数关系。但在融冰期,湖底温度既受水深的影响,也受其他气候条件的影响,尤其对于青藏高原来说,浅湖湖底温度直接受到湖底吸收太阳辐射能力强弱的影响,深色湖底和浅色湖底吸收太阳辐射的

差异直接影响湖底的热状态.所以湖底温度与水深关系拟合较差(图 3).但由于融冰期湖的温度主要来自太阳辐射,所以湖底温度和水深之间是反比例关系.

湖底沉积层中微生物的活动也可能引起湖底温度差异.对于微生物的作用国内外的报道较少,但毫无疑问微生物活动释放出的能量对引起湖底下部土层的温度升高有一定的作用(Brewer, 1958).同时,水文地质构造,如温泉、地热、断裂带等也可能在一定程度上对湖底温度产生影响.湖的面积大小、形状不同可能吸收太阳辐射的能量也不同,同样会引起相同水深但湖底温度不同的现象.

湖底的温度受区域气候条件的影响,其年际变化与气温变化趋势基本相似,只是年平均温度、最高温度、最低温度以及出现的时间有较大差异.由于受诸多因素,如湖的形状、面积大小、地质条件等的影响,湖底温度并不能很好地拟合成正弦曲线.从图 4e 可以看出,在五道梁盆地,深湖和浅湖湖底温度在融冰期,即 6~10 月近似相等,但在结冰期,相差较大,深湖湖底温度明显高于浅湖.从图 4f 也可以看出,北麓河盆地深湖和浅湖湖底温度始终不相等;结冰期,深湖湖底温度大于浅湖;融冰期,浅湖湖底温度大于深湖.且深湖湖底温度变化比浅湖湖底温度变化平稳,深湖年最大温度振幅为 7 °C 和 10 °C,浅湖却达到 14 °C 和 29 °C(表 2),主要是因为深湖湖底受外界环境的影响相对浅湖较弱,浅湖受气候环境的影响较强.

### 3.2 湖底温度与冻土环境

在多年冻土区,湖塘在结冰期和融冰期具有完全不同的热过程,尤其是湖底年平均温度高于 0 °C 的湖塘.图 5 给出了图 4c 湖在 1 个冻融周期内湖水、湖底以及湖底下 -10 m 深度土壤温度变化趋势.从图 5 中可以看到,在融冰期水的温度最高,其次是湖底温度,-10 m 土壤温度最低,这时期湖底既处于向土壤放热过程,也处于吸收水的热能过程,但热收支是吸热;在结冰期,湖底温度最高,湖水温度最低,湖底处于放热状态.这时候由于太阳辐射进入湖中的热量较少以及湖周围冷的环境,湖的温度整体较低.在青藏高原,长的结冰期使得热融湖塘放热导致下部土层温度升高,形成融化层.除了湖塘几何尺寸外,湖底温度也是影响湖底下部融化层形态的主要因素之一(Burn, 2005).融化层是否贯穿决定着湖水是否与地下水相通.

Burn(2002, 2005)讨论了加拿大 Richards Is-

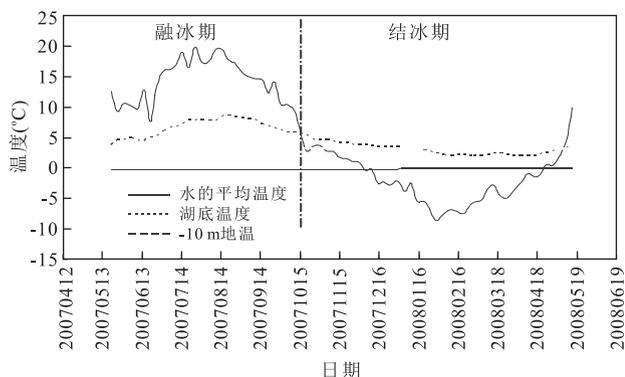


图 5 在 1 个冻融周期内湖水、湖底与下部土层之间温度变化曲线

Fig. 5 Variations of temperatures of water, lake-bottom, and sediment in 10 m depth during a freeze-thaw cycle

land 上 1 220 多个湖塘的湖底融化层状态认为当气候变化导致湖底温度达到 5.5 °C 时,将有超过 45% 的湖塘下部存在贯穿性融化层.为此, Ling *et al.* (2012) 和林战举等 (2013) 在柱坐标下,运用带相变的数值热传导模型,预测了千年尺度上热融湖对多年冻土的影响过程.表明在湖深相同的情况下,湖底年平均温度越高,对多年冻土的热影响越明显.当湖底年平均温度等于 0 °C 时,湖底下部多年冻土一般不会形成融化层,只可能引起地温升高;当湖底年平均温度大于 0 °C 时,多年冻土不但温度升高,而且可能形成融化层,最终导致多年冻土可能被融穿.对于青藏高原来说,湖底年平均温度如保持在 5 °C 时(如图 4a, 4c),预测在 400 年后湖底下部多年冻土可被融穿.当然这只是假设在没有其他因素影响的情况下.总之,湖底年平均温度越高,释放的热量越多,融穿多年冻土的时间越短.

## 4 结论与展望

(1) 青藏工程走廊大量分布热融湖塘,楚玛尔河由于湖塘较浅以及湖水以咸水或强咸水为主,90% 的湖塘冬季湖底温度低于 0 °C.而五道梁及北麓河盆地由于大部分湖塘较深,湖底温度全年都在 0 °C 以上.

(2) 在结冰期,湖底温度随着湖塘深度增加而增加;在融冰期,湖底温度随着湖塘深度增加而降低.湖底温度强烈地受气温的影响,年际变化近似正弦曲线.深湖湖底年平均温度大于浅湖,但最高和最低温度出现在浅湖湖底.

(3) 长期水的存在以及湖底与下部土层之间的

热交换过程, 热融湖会导致湖底下部多年冻土融化, 形成融化层并可能融穿多年冻土, 造成区域水文环境、冻土环境的恶化。

(4) 在多年冻土区如何区分热融湖塘和其他湖塘以及咸水湖对多年冻土的影响和融化层的形成是目前面对的新的课题, 希望在今后的研究中给予更多的关注。

## References

- Brewer, M. C., 1958. The Thermal Regime of an Arctic. *Eos Transactions American Geophysical Union*, 39 (2): 278—284. doi:10.1029/TR039i002p00278
- Burn, C. R., 2002. Tundra Lakes and Permafrost, Richards Island, Western Arctic Coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 39 (8): 1281—1298. doi: 10.1139/e2012-043
- Burn, C. R., 2005. Lake-Bottom Thermal Regimes, Western Arctic Coast, Canada. *Permafrost and Periglacial Processes*, 16(4): 355—367. doi:10.1002/ppp.542
- Cheng, G. D., 2002. Interaction between Qinghai-Tibet Railway Engineering and Permafrost and Environmental Effects. *Bulletin of Chinese Academy of Sciences*, (1): 21—25 (in Chinese with English abstract).
- Harris, S. A., 2002. Causes and Consequences of Rapid Thermokarst Development in Permafrost or Glacial Terrain. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13 (3): 237—242. doi:10.1002/ppp.419
- Jin, H. J., Zhao, L., Wang, S. L., et al., 2006. The Temperature's Features of Permafrost and Its Degradation Modes along the Qinghai-Tibet Highway. *Science in China (Series D)*, 36(11): 1009—1019 (in Chinese).
- Kokelj, S. V., Jorgenson, M. T., 2013. Advances in Thermokarst Research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 24(2): 108—119. doi:10.1002/ppp.1779
- Li, B. Y., Gu, G. A., Li, S. D., 1996. The Series of the Comprehensive Scientific Expedition to the Hoh Xil Region—Physical Environment of Qinghai. Science Press, Beijing, 100—114 (in Chinese).
- Li, Y., Gao, Y. P., Tang, Y., 2011. A Study of Information Extraction Based on QuickBird—Taking the Extraction of Cultivated Land for an Example. *Guangdong Agriculture Sciences*, (17): 144—146 (in Chinese with English abstract).
- Lin, Z. J., Niu, F. J., Ge, J. J., et al., 2010. Variation Characteristics of Thawing Lakes in Permafrost Regions of the Qinghai-Tibetan Plateau and Their Influence on the Thermal State of Permafrost. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 32(2): 341—350 (in Chinese with English abstract).
- Lin, Z. J., Niu, F. J., Liu, H., et al., 2011a. Hydrothermal Processes of Alpine Tundra Lakes, Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Cold Regions Science and Technology*, 65 (3): 446—455. doi: 10.1016/j.coldregions.2010.10.013
- Lin, Z. J., Niu, F. J., Liu, H., et al., 2011b. Disturbance-Related Thawing of a Ditch and Its Influence on Roadbeds on Permafrost. *Cold Regions Science and Technology*, 66 (2): 105—114. doi:10.1016/j.coldregions.2011.01.006
- Lin, Z. J., Niu, F. J., Lu, J. H., et al., 2011c. Changes in Permafrost Environments Caused by Construction and Maintenance of Qinghai-Tibet Highway. *Journal of Central South University of Technology*, 18 (5): 1454—1464. doi:10.1007/s11771-011-0861-9
- Lin, Z. J., Niu, F. J., Liu, H., et al., 2013. Numerical Simulation of Permafrost Degradation under Influence of Thaw Lake on Qinghai-Tibet Plateau. *Acta Geologica Sinica*, 87(5): 737—746 (in Chinese with English abstract).
- Lin, Z. J., Niu, F. J., Luo, J., et al., 2014. Analysis on Physical and Chemical Properties of Water in Thermokarst Lakes along Qinghai-Tibet Engineering Corridor. *Advances in Water Science*, 25(2): 217—224 (in Chinese with English abstract).
- Lin, Z. J., Niu, F. J., Xu, Z. Y., et al., 2010. Thermal Regime of a Thermokarst Lake and Its Influence on Permafrost, Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(4): 315—324. doi:10.1002/ppp.692
- Ling, F., Zhang, T. J., 2003. Numerical Simulation of Permafrost Thermal Regime and Talik Development under Shallow Thaw Lakes on the Alaskan Arctic Coastal Plain. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, 108(D16): 26—36. doi:10.1029/2002JD003014
- Ling, F., Wu, Q. B., Zhang, T. J., 2012. Modelling Open-Talik Formation and Permafrost Lateral Thaw under a Thermokarst Lake, Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23 (4): 312—321. doi:10.1002/ppp.1754
- Niu, F. J., Dong, S., Lin, Z. J., et al., 2013. Distribution of Thermokarst Lakes and Its Thermal Influence on Permafrost along Qinghai-Tibet Highway. *Advances in Earth Science*, 28(6): 695—702 (in Chinese with English abstract).
- Niu, F. J., Lin, Z. J., Liu, H., et al., 2011. Characteristics of Thermokarst Lakes and Their Influence on Permafrost in Qinghai-Tibet Plateau. *Geomorphology*, 132 (3—4): 222—233. doi:10.1016/j.geomorph.2011.05.011

- Niu, F. J., Xu, J., Lin, Z. J., et al., 2008. Engineering Activity Induced Environmental Hazards in Permafrost Regions of Qinghai-Tibet Plateau. In: Kane, D. L., Hinkel, K. M., eds., Proceedings of 9th International Conference on Permafrost, Institute of Northern Engineering, University of Alaska Fairbanks, USA.
- Ran, Y. H., Li, X., Cheng, G. D., et al., 2012. Distribution of Permafrost in China: An Overview of Existing Permafrost Maps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 23 (4): 322—333. doi:10.1002/ppp.1756
- Wang, G. X., Hu, H. C., Li, T. B., 2009. The Influence of Freeze-Thaw Cycles of Active Soil Layer on Surface Runoff in a Permafrost Watershed. *Journal of Hydrology*, 375 (3—4): 438—449. doi:10.1016/j.jhydrol.2009.06.046
- Wu, Q. B., Zhang, T. J., 2008. Recent Permafrost Warming on the Qinghai-Tibetan Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 113 (D13): 1—22. doi:10.1029/2007JD009539
- Zhou, Y. W., Guo, D. X., Qiu, G. Q., et al., 2000. Geocryological in China. Science Press, Beijing (in Chinese).

#### 附中文参考文献

- 程国栋, 2002. 青藏铁路工程与多年冻土相互作用及环境效

- 应. 中国科学院院刊, (1): 21—25.
- 金会军, 赵林, 王绍令, 等, 2006. 青藏公路沿线冻土的地温特征及退化方式. 中国科学(D辑), 36(11): 1009—1019.
- 李炳元, 顾国安, 李树德, 1996. 可可西里综合科学考察系列丛书—青海可可西里地区自然环境. 北京: 科学出版社, 100—114.
- 李奕, 高雅萍, 唐尧, 2011. 基于 QuickBird 数据的信息提取方法研究——以耕地提取为例. 广东农业科学, (17): 144—146.
- 林战举, 牛富俊, 葛建军, 等, 2010. 青藏铁路北麓河地区典型热喀斯特湖变化特征及其对冻土热状况的影响. 冰川冻土, 32(2): 341—350.
- 林战举, 牛富俊, 刘华, 等, 2013. 热融湖影响下多年冻土退化的数值模拟. 地质学报, 87(5): 737—746.
- 林战举, 牛富俊, 罗京, 等, 2014. 青藏工程走廊热融湖塘水理化特性分析. 水科学进展, 2014, 25(2): 217—224.
- 牛富俊, 董晟, 林战举, 等, 2013. 青藏公路沿线热喀斯特湖分布特征及其热效应研究. 地球科学进展, 28(6): 695—702.
- 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等, 2000. 中国冻土. 北京: 科学出版社.