

青藏高原热融湖塘的水热过程及其对下伏多年冻土的热影响*

胡晓莹^{1,2}, 盛煜^{1**}, 吴吉春¹, 李静¹, 曹伟¹

(1: 中国科学院西北生态环境资源研究院冻土工程国家重点实验室, 兰州 730000)

(2: 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 以青藏高原查拉坪地区一处热融湖塘(40 m×50 m, 最大深度为 1 m)为研究对象, 由实测数据对比分析了热融湖塘与天然地表相同深度的温度变化特征. 结果表明: 与天然地表相比, 热融湖塘融化时间长, 冻结时间短, 且存在接近 4℃ 的水温变化; 受太阳辐射及热对流的影响, 垂向水温梯度仅在水表从 4℃ 降温及冻结阶段较大, 其余时段接近 0; 湖底年均温度比相同深度的天然地表高约 6.4℃, 湖底下部存在约 14 m 深随时间发展的融区, 土体吸热增大, 放热减小; 热融湖塘 2.5~3.0 m 土体的年内热交换为 19592.0 kJ/m², 约是天然地表的 230 倍, 其中吸热量及放热量分别为后者的 1.4 倍及 8.7%. 湖塘下部的融化夹层是深层冻土的主要热源, 湖塘对下部土体放热的抑制作用是湖塘对土体产生热影响的主要原因.

关键词: 热融湖塘; 水热过程; 地温梯度; 融化夹层; 热交换; 青藏高原

Hydrothermal processes of thermokarst ponds in the Tibetan Plateau and its thermal impact on the underlying permafrost

HU Xiaoying^{1,2}, SHENG Yu^{1**}, WU Jichun¹, LI Jing¹ & CAO Wei¹

(1: *State Key Laboratory of Frozen Soil Engineering, Northwest Institute of Eco-Environment and Resources, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, P.R.China*)

(2: *University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, P.R.China*)

Abstract: A thermokarst pond (40 m×50 m, the maximum depth is 1 m) in the Chalaping of Tibetan Plateau was regarded as a research object. Based on the measured data, the temperature variations and characteristics of thermokarst pond and natural ground at the same depth were analyzed. The results indicated that, compared with the natural ground, the thermokarst pond had a longer thawed time, a shorter frozen time, and a special time with water temperature being about 4℃. Due to the solar short radiation and convective heat transfer, the water temperature gradient in vertical was large during the surface temperature being decreasing from 4℃ and in the frozen stage, and other stages the water temperature gradient in vertical was almost zero. The annual average temperature at the bottom of pond was higher about 6.4℃ than that at the same depth of the natural ground. Besides, there was a talik being about 14 m depth under the bottom of pond being developing with time, and the heat absorbed and released of soil under the pond were increased and decreased, respectively. The heat absorbed from the depth of 2.5 to 3.0 m under the thermokarst pond was about 19592.0 kJ/m² being about 230 times of that under the natural ground, the heat absorbed was 1.4 times of the natural ground, but the heat released was only 8.7% of the natural ground. So, the talik was the main heat resource to the deeper permafrost, and the thermal impact of thermokarst pond on the permafrost underlying was due to the decrease of heat released from the soil.

Keywords: Thermokarst pond; hydrothermal processes; gradient of ground temperature; talik; heat exchange; Tibetan Plateau

热融湖塘是由自然或人为因素引起的多年冻土季节融化深度加大, 地下冰或冻土层发生局部融化, 地

* 国家重大科学研究计划项目(91647103)、中国科学院重点部署项目(KZZD-EW-13)和国家自然科学基金项目(41501079)联合资助. 2017-05-10 收稿; 2017-09-16 收修改稿. 胡晓莹(1987~), 女, 博士研究生; E-mail: xiaoyinghu@lzb.ac.cn.

** 通信作者; E-mail: shenglzb@163.com.

表土层随之沉陷,水体不断汇聚低洼地带所形成的,也称为热喀斯特^[1].热融湖塘作为多年冻土区一类典型的热融灾害^[2],可以改变冻土区地形地貌,改变冻土区地下和地表水文状况,导致多年冻土区生态环境发生变化,进而影响冻土区的工程建设及运营^[3-4].然而随着全球气候变暖和人为活动加剧,青藏高原多年冻土区内热融湖塘的数量和面积显著增加^[5-6],因此近年来多年冻土灾害研究领域热融湖塘已成为研究热点.

Johnston 等^[7]及 Jorgenson 等^[8]基于阿拉斯加多年冻土区的气候条件进行了数值模拟,结果表明热融湖将导致区域内多年冻土退化.罗京等^[9]对青藏公路走廊沿线的热融湖塘及多年冻土热状况进行分析,发现热融湖下部存在不连续多年冻土,湖水对周围多年冻土产生较大的热输送.牛富俊等^[10]根据青藏高原地区热融湖塘周围的监测数据,发现热融湖塘与周围多年冻土的热交换导致土体温度升高及冻土上限下降.Li 等^[11]由水热计算模型模拟青藏高原地区热融湖塘下部多年冻土的未来发展,表明热融湖塘下部易形成融区,且融区随着气温的升高而发展甚至融通下部全部多年冻土.热融湖塘对下部冻土的热作用还受到热融湖塘的面积、形状、深度、水温及湖水下部土体的地温状况等因素的影响^[12].湖水对下伏土层的热影响方式随季节变化而不同,秋季和冬季初期的水体翻转和冻结将土体加热;而春季的冰消融则会对土体起到冷却作用^[13-14].长期研究表明热融湖塘自身水热过程是控制其动态演化(湖侧向发展和湖底融化层发展)的关键因素^[12].以往的研究虽然在低海拔、低纬度的湖水温监测分析方面已取得卓越的成果,但对高海拔湖水监测热力学研究较少^[15],特别是深度较浅的小型热融湖塘^[2,16].

因此,本文尝试以热融湖塘水体温度年内变化为出发点,通过研究热融湖塘内水体自身及下部土体的温度变化特征,以及与天然地表条件下土体温度的变化特征对比分析,借助于实地观测研究与热学模拟计算,对比分析热融湖塘与天然地表条件下水层及土层的温度变化与传热过程,探讨热融湖塘的存在对下伏多年冻土产生热源效应的机理.鉴于热融湖塘多分布于道路沿线,且多年冻土路基的稳定取决于多年冻土的热稳定,文中得到的热融湖塘下部土体热交换的结果,也将为有热融湖塘分布的多年冻土路基的热稳定性分析提供数据支持和依据.

1 观测场地及方法

1.1 区域概况

该试验场地(34.24°N,97.84°E)位于青藏高原东部青海省共玉高速查拉坪沿线路段附近(图1),海拔高度约4725 m,地势平缓.路段内沼泽化的冻融草丘极为发育,地表为含冰量约35%的粉土,其下为卵石土,底层为板岩风化层(图2).研究场地内多年冻土的发育良好且分布连续,以富冰、饱冰冻土和含土冰层为主.多年冻土的天然上限约为地表以下0.8~2.5 m,多年冻土厚度约为60~100 m,多年冻土年均地温约为-2.0~-1.5°C.根据监测场地的经纬度,再利用卫星遥感资料(中国区域地面气象要素数据集)中的近地面气温及降雨率可知,试验场地1979—2015年间年平均气温为-2.5°C,年降水量为374 mm.受气候变暖的影响,区域内的多年冻土地温在过去几十年里逐渐升高,多年冻土已呈现退化趋势.

1.2 观测方法

所布设的现场试验共包括7个测温孔(图2),分别位于热融湖塘(40 m×50 m,最大深度为1 m)的中心位置,及与湖塘中心水平距离分别为7(湖边孔)、20.7、33.7、38.4、43.1及54.8 m的6个测温孔,本文分别将热融湖塘中心孔及距其最远的测温孔分别命名为中心孔及天然地表孔.文中的分析主要是先基于中心孔和天然地表孔进行,温度探头的安装深度为水下/地下0.2 m处,以下在0.5~4.0 m范围内以0.5 m为间隔、在4~10 m范围内以1 m为间隔、在10~20 m深度内以2 m为间隔处,温度传感器采用冻土工程国家重点实验室制作的热敏电阻传感器,测量精度为±0.05°C,数据的采集频率为4 h/次.再根据其余5个测温孔的数据分析热融湖塘水平方向的热影响范围,所采用的实测数据为2014年3月5日—2015年7月6日间的日均数据.

2 结果与分析

2.1 两种地表条件下1 m 内的温度变化

为了对比分析热融湖塘的水温及天然地表的地温变化,且考虑热融湖塘中心深度为1 m,先根据水体及土体0.2 m的年内温度变化进行阶段划分(图3和表1),再分析不同温度阶段下热融湖及天然地表边界1 m

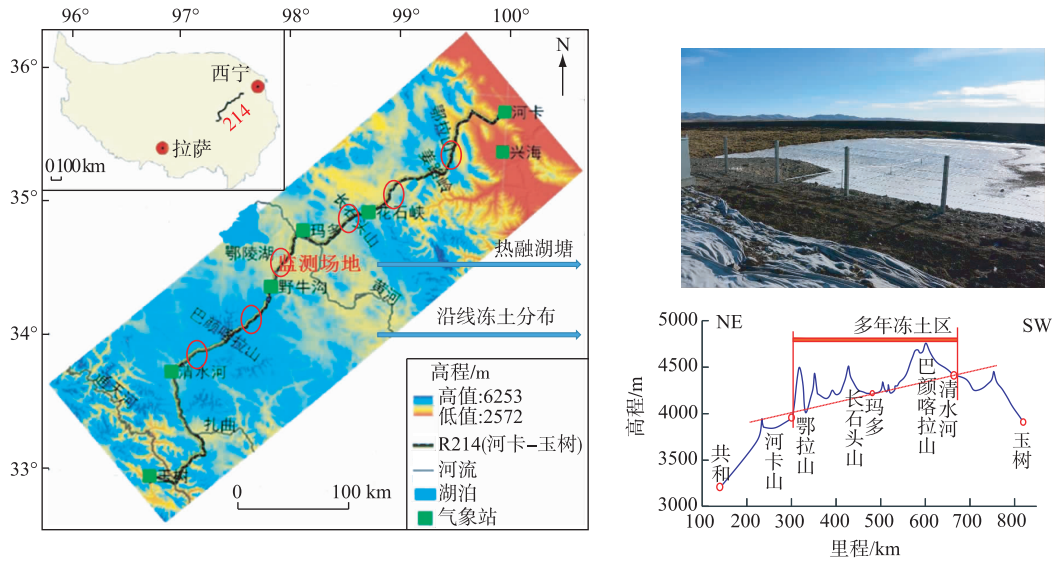


图1 沿线冻土与热融湖分布及试验场地(地图内红圈为沿线的热融湖频发区域)

Fig.1 Distributions of permafrost and thermalkarst ponds and location of the experimental field

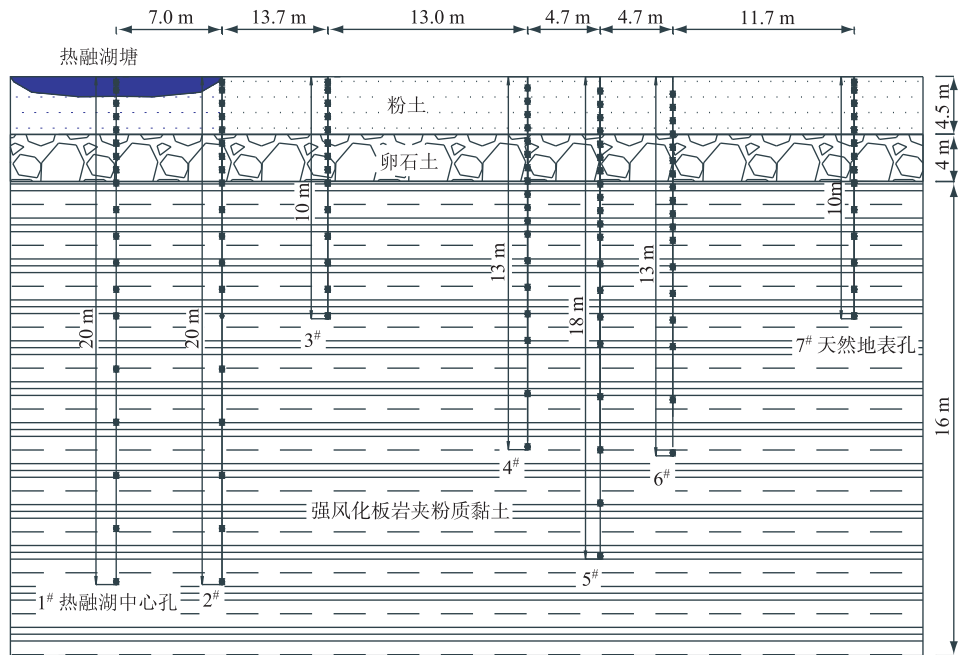


图2 钻孔与土层分布

Fig.2 Distributions of boreholes and soil layers

深度内的垂向温度变化(图4和表2).

2.1.1 两种地表条件 0.2 m 的温度变化及阶段划分 为了得到完整的冻结阶段分析,选取可以体现两种地表条件连续融化与冻结的时间段,进行各自的温度阶段划分(图3).

1)冻结转融化阶段:随着气温回升,2014年4月9日中心孔0.2 m水温升高至约0°C,水体发生相变,持续

时间约 29 d. 2014 年 5 月 27 日天然地表孔 0.2 m 土体发生相变,明显晚于 0.2 m 的中心孔,持续时间约 5 d.

2) 融化阶段:2014 年 5 月 8 日,中心孔 0.2 m 水温从 0℃ 升温,持续时间约 175 d;7 月 15 日 0.2 m 水温升至最高为 14.34℃,融化阶段后期的 37 d 水温在 4℃ 附近变化. 2014 年 6 月 1 日天然地表孔 0.2 m 土体从 0℃ 升温,持续时间约 132 d,7 月 18 日 0.2 m 土温达到最大值(8.19℃).

3) 融化转冻结阶段:2014 年 10 月 30 日之后的 25 d 0.2 m 水温由 4℃ 向 0℃ 下降. 天然地表孔 0.2 m 土体 10 月 11 日进入了约 24 d 融化转冻结的相变期,土温均在 0.2℃ 至 0℃ 之间变化.

4) 冻结阶段:中心孔 2014 年 11 月 24 日—2015 年 4 月 13 日,0.2 m 水温均低于 0℃,冻结时间近 141 d;0.2 m 水温的最大值和最小值分别为 -0.07℃ 和 -11.86℃,分别出现在 2015 年 4 月 1 日和 2015 年 1 月 18 日. 天然地表孔 2014 年 11 月 4 日—2015 年 5 月 24 日 0.2 m 土温低于 0℃,冻结时间约 202 d;0.2 m 土温的最大值和最小值分别为 -0.33 和 -9.11℃,分别出现在 2014 年 11 月 4 日和 2015 年 2 月 16 日. 中心孔 0.2 m 的冻结时间比气温下降 0℃ 以下的时间晚了近 1 个月,比天然地表 0.2 m 冻结晚约 20 d.

因此,与天然地表相比,热融湖的融化阶段长而冻结阶段短,冻结与融化相互转化阶段的现象更明显,且存在一段特殊的水温 4℃ 变化期. 0.2 m 水温随气温上升的升温响应更快,而随气温下降的降温响应更慢.

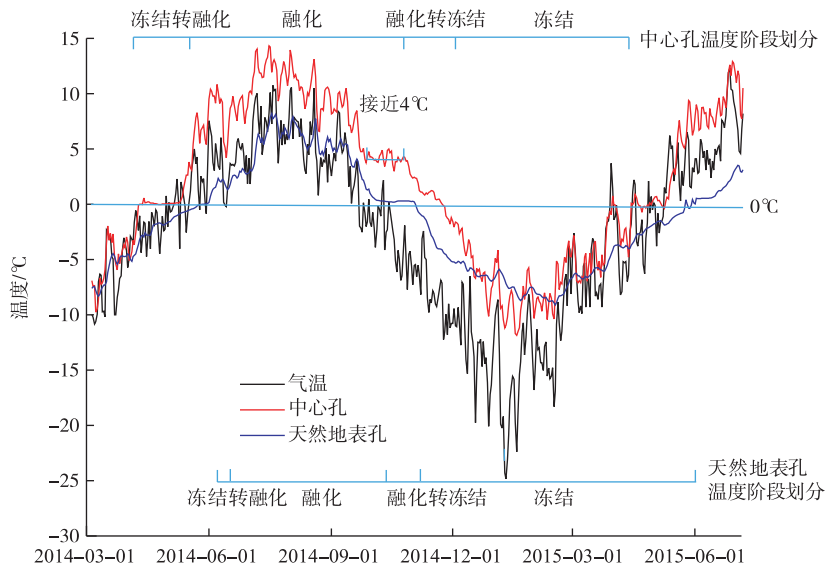


图 3 两种地表条件下 0.2 m 深度的温度变化及气温变化

Fig.3 Variations of air temperature and temperatures at the depth of 0.2 m under the two kinds of ground surface conditions

表 1 两种地表条件的温度阶段划分

Tab.1 Temperature stages of the two kinds of ground surface conditions

阶段划分	0.2 m 温度特征		开始时刻		持续时间/d	
	中心孔	天然地表孔	中心孔	天然地表孔	中心孔	天然地表孔
冻结转融化	接近 0℃	接近 0℃	2014-04-09	2014-05-27	29	5
融化	>0℃	>0℃	2014-05-08	2014-06-01	175	132
融化转冻结	4℃ 降至 0℃	接近 0℃	2014-10-30	2014-10-11	25	24
冻结	<0℃	<0℃	2014-11-24	2014-11-04	141	202

2.1.2 两种地表条件 1 m 内温度垂向分布变化 图 4 为中心孔及天然地表孔在 4 个温度阶段内 0.2、0.5 及 1.0 m 的温度变化,各阶段下 3 个深度的平均温度见表 2.

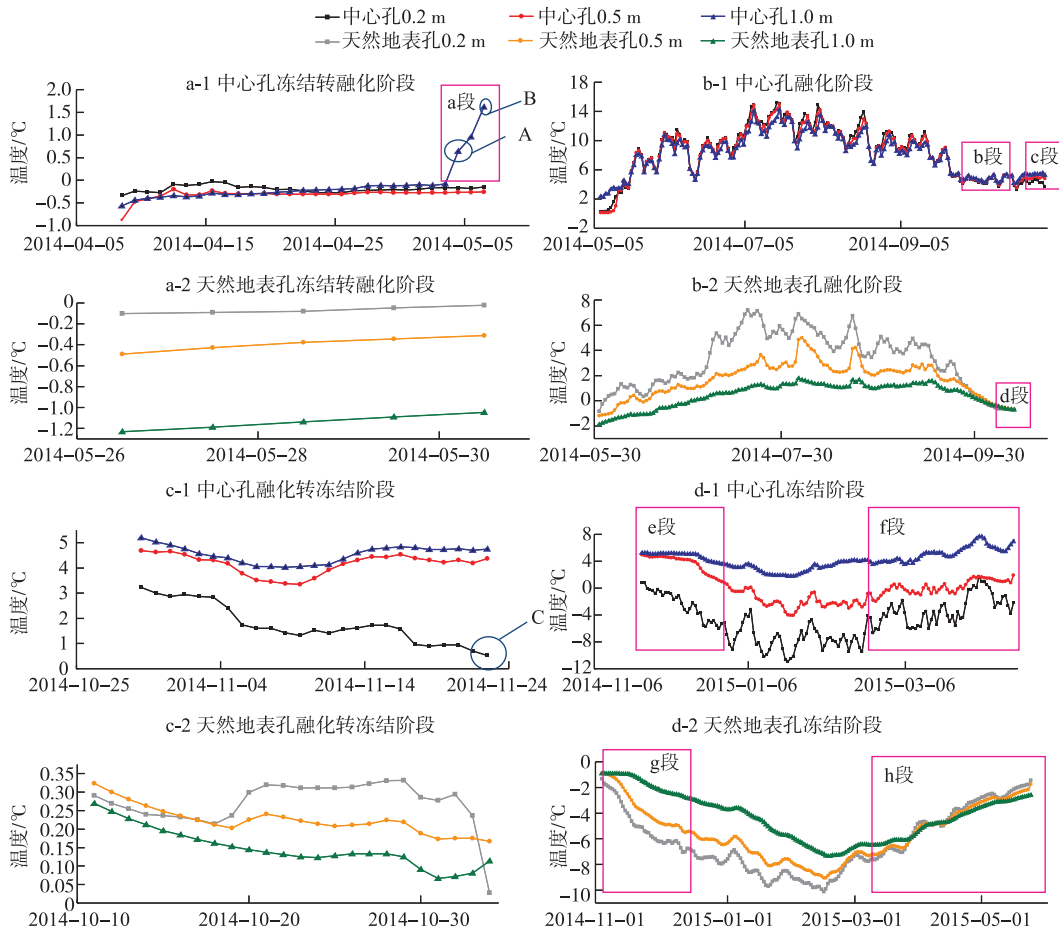


图4 两种地表条件4个温度阶段下1 m深度内的垂向温度变化

Fig.4 Variations of temperature in the vertical depth of 1 m under the two kinds of ground surface conditions during four temperature stages

表2 两种地表条件4个温度阶段下0.2、0.5及1.0 m深度的平均温度

Tab.2 Average temperatures at the depths of 0.2, 0.5 and 1.0 m under the two kinds of ground surface conditions during four temperature stages

深度/ m	温度/°C							
	冻结转融化阶段		融化阶段		融化转冻结阶段		冻结阶段	
	中心孔	天然地表孔	中心孔	天然地表孔	中心孔	天然地表孔	中心孔	天然地表孔
0.2	0.07	0.03	8.96	4.22	1.26	0.25	-5.66	-5.15
0.5	-0.06	-0.29	8.72	2.69	3.66	0.20	-0.83	-4.47
1.0	0.13	-1.04	8.40	1.46	4.05	0.12	3.29	-3.25

1) 冻结转融化阶段:中心孔水温沿深度均接近0°C,1.0及0.2 m水温比0.5 m先到达0°C以上,湖底温度升温速率更快,0.2与1.0 m的最大温差为1.76°C.天然地表孔0.2 m土温在0°C附近时,0.5及1.0 m土温均小于0°C,0.2与1.0 m的最大温差为1.13°C;各深度土体升温曲线的斜率几乎相等,沿深度土体相继发生相变,进入短暂的0点幕.

2) 融化阶段:中心孔融化阶段初期,2014年5月8日0.2与1.0 m的最大温差为2.94℃,之后的近5个月各深度水温变化一致,呈现等温性的垂向水温分布;9月24日各深度的水温均降低至4℃附近,10月21日各深度的水温存在微小差异,0.2 m水温率先降至4℃以下.天然地表孔土温随深度的增加而减小,土温的垂向温差先随0.2 m土温的升高而增大,2014年7月0.2与1.0 m的土温差值最大为6.14℃,之后土温的垂向温差又随0.2 m土温的降低而减小.

3) 融化转冻结阶段:中心孔3个深度的水温均从4℃向0℃下降,0.2 m的降温速率最大;水温随深度的增加而增大,0.2与1.0 m的最大温差为4.4℃.天然地表孔3个深度的土温从0.3℃向0℃下降,0.5和1.0 m的土温降低速率大;土温随深度的增加而减小,0.2与1.0 m的最大温差为0.42℃.

4) 冻结阶段:中心孔水温随深度的增加而增大,2015年1—4月0.2及0.5 m水温降至0℃以下时,1.0 m水温仍然高于0℃;水体始终存在较大的垂向温差,0.2与1.0 m的最大温差为13.5℃.天然地表孔土温在冻结阶段快速升温的2015年4—5月随深度的增加而减小,在冻结阶段降温的2014年11月—2015年2月随深度的增加而增大,冻结阶段的202 d 1.0 m土温均低于0℃,1.0 m的最低土温约为-6.3℃;土温的垂向温差明显小于相同阶段的水温,0.2与1.0 m的土温差值最大为4.7℃.

2.2 两种地表条件下1 m以下的土温变化分析

热融湖塘及天然地表1 m内的温度差异将导致各自1 m以下的地温产生较大的差异.监测时间内2014年4月9日—2015年4月9日中心孔及天然地表孔1 m以下地温的变化见图5,地温包络线及平均值如图6所示,不同深度年均地温及4个温度阶段下的平均地温见表3.

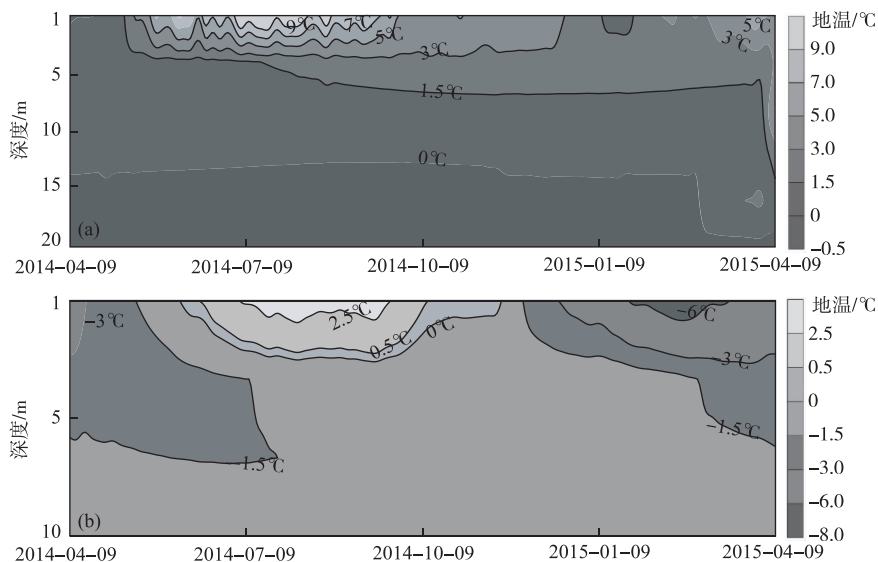


图5 两种地表条件(a:中心孔;b:天然地表孔)1年内的地温变化

Fig.5 Variations of ground temperature under the two kinds of ground surface conditions (a: centre of the thermokarst pond; b: the natural ground) for one year

1 m以下,中心孔14 m以内深度的土温均为正,天然地表孔只在融化及融化转冻结阶段2.5 m以内深度的土温为正,其余阶段及深度的土温基本为负.中心孔下部土温均大于相同深度的天然地表孔,两个测温孔的年均地温差值随着深度的增加而减少,10 m处中心孔的年均地温为0.57℃,比相同深度的天然地表孔高约1.74℃.中心孔年均地温梯度为负,冻土的最大融化深度约为14 m;天然地表孔年均地温的垂向梯度接近0℃,冻土的最大融化深度约为2.5 m.因此,中心孔下部土体为负梯度型,土体主要处于吸热状态,湖底较高的温度成为下部土体的热源,导致多年冻土退化;天然地表孔下部土体近似为零梯度型,多年冻土处于临界状态.中心孔下部土体的年均地温梯度的斜率大于天然地表,因为热融湖塘下部各深度处土层接受的热输

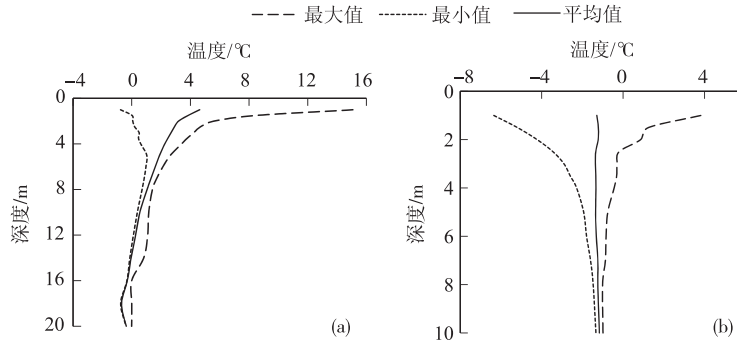


图6 两种地表条件(a:中心孔;b:天然地表孔)的地温包络线及平均值

Fig.6 The envelope and average of ground temperature under the two kinds of ground surface conditions (a: centre of the thermokarst pond; b: the natural ground)

送远大于天然地表,而且天然地表下土体热量交换中涉及土体相变热消耗,减少了土层间传热,使得各土层间的温差减小。

表3 两种地表条件 1.0 m 以下相同深度的土体在 4 个温度阶段下的平均地温及年均地温

Tab.3 Average temperatures at the same depth below 1.0 m under the two kinds of ground surface conditions during four temperature stages and one year

深度/m	温度/°C									
	中心孔					天然地表孔				
	冻结转融化阶段	融化阶段	融化转冻结阶段	冻结阶段	年均地温	冻结转融化阶段	融化阶段	融化转冻结阶段	冻结阶段	年均地温
1.5	0.40	5.50	4.09	3.06	3.80	-1.60	0.07	0.02	-2.11	-1.50
3.0	0.96	3.02	3.54	2.78	2.67	-2.13	-0.68	-0.62	-1.38	-1.52
5.0	1.22	1.76	2.58	2.21	1.90	-1.91	-1.12	-1.06	-1.14	-1.38
7.0	1.18	1.10	1.64	1.61	1.34	-1.55	-1.21	-1.19	-1.07	-1.24
10.0	0.66	0.46	0.56	0.65	0.57	-0.94	-1.24	-1.30	-1.28	-1.17
20.0	-0.35	-0.38	-0.38	-0.34	-0.36					

2.3 热融湖塘水平方向不同位置的土温变化

2014年10月气温下降至0°C以下,次年1月气温达到最低(图3),根据所有测温孔的监测数据,得到2014年10月15日—2015年1月15日热融湖监测断面水平向的地温分布(图6)。从图6中可知热融湖塘下部呈现碗状的融区,随着与热融湖塘间距的增加,热影响的程度逐渐减弱,热量在土体中的传递具有滞后性^[17],融区是受前期高温水体的热影响累积形成的。中心孔下土体的融化深度约为14m,水平方向6#及7#位置的地温变化基本相同,因此热融湖塘水平方向的热影响半径约为43m(图6a)。2015年1月15日处于1年中气温最低的时段,此时监测场地表表层完全冻结(图6b),但热融湖塘下部仍存在约14m的融区,与图6b相比,热融湖塘下部2°C及1.5°C的等温线区域变小,而0.5°C及0°C的等温线变得更平缓,融区5m以下底部变得更平缓,而与热融湖水平方向相距较远的位置受其热影响相对较小。因此热融湖塘下部的融区应该称为闭合的融化夹层,不随表层降温而发生回冻,且冷季仍不断向垂直方向及水平方向上温度更低的土体输送热量,使得融化夹层持续发展,间接表明此热融湖塘仍处于活跃期,也将继续发展。

3 讨论

3.1 热融湖塘水体及天然地表土体的传热过程

冻结转融化阶段:热融湖塘垂向温度无分层,基本为0°C(图4a-1),而天然地表垂向温度分层显著(图

4a-2),这是因为两者的热源及传热机制不同. 土体的热源仅有地表温升,内部传热为热传导,使得各层土温存在明显的温度差异;而水体的热源包括水表温升、内部透射的太阳辐射及受湖底较高的土温(表3)^[18],3个热源同时在不同深度的水层中起到加热水体的作用,水体吸收的热量在2014年5月6日之前几乎全部用于融冰,致使此时间内的相变过程中温度几乎处于熔点0℃附近. 但之后,1.0 m的水温很快升至0.5℃(图4a-1的A点),表明该湖塘底部的水温比0.2及0.5 m处的水温提前达到0℃以上,这是因为湖塘底部存在14 m的融化夹层(图7),成为冷季热融湖塘底部的热源,间接表明湖底温度大于0℃之前,湖塘为双向融化,即从湖表面及底部向中心融化,使得图4a-1中0.2及1.0 m处的温升速率大于0.5 m处的温升速率. 湖底温度高于0℃之后(图4a-1的a段),湖塘吸收的热量一部分继续用于上层融冰,另一部分则用于底层融水的持续升温,甚至会升高至高于下伏融土的温度(图4a-1的B点),此时湖底则会向下部融土输送热量. 由于垂向土体热量传递的滞后性,将导致5月中旬中心孔2.5~3.0 m的热流密度曲线发生由负向正的转变(图8),该深度土体的热量交换由放热转为吸热.

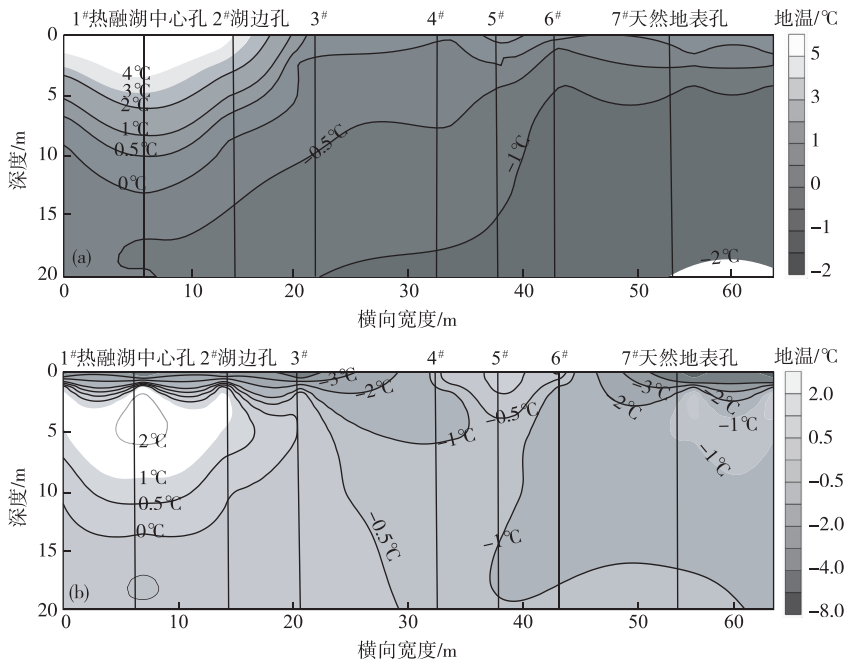


图7 监测场地水平方向的地温变化(a:2014年10月15日;b:2015年1月15日)

Fig.7 Variations of ground temperature along the horizontal direction of experimental field monitored (a:October 15th, 2014;b:January 15th, 2015)

融化阶段:热融湖塘垂向水温梯度基本为0,水温几乎同步变化,而天然地表垂向土温梯度大,土温随深度的增加而减小. 这是因为水表风速、太阳辐射及对流传热,使各层水温近似相同. 融化阶段后期气温降低导致表层水温从高温向4℃下降,因为近4℃时水体密度最大^[19],表层水的密度大于下层,湖水上下等温且降低,由于密度差引起的重力掺混使整个水层降至4℃(图4b-1的b段). 之后水温开始分层(图4b-1的c段),此时表层水温低于或大于4℃,其下部水温仍等于4℃,表层密度低、下部密度大,不会产生上下水层重力混合. 而且水的粘性系数随水温降低而增大^[20],浮力对流减弱,形成微弱的水温分层,水体内热机制由热对流逐渐转换为热传导,也减缓了水体的进一步降温,致使近10 d内水温在4~5℃波动(图4b-2的d段).

融化转冻结阶段:由于湖塘下部的融化夹层(图7),水表降温形成单向冻结. 直至表层水温率先降至0℃,形成薄冰层(图4c-1的C点),冰层的温度将随着表面散热而持续降低. 此时,天然地表的垂向土温存在微弱分层,且各层水温接近0.3℃,这是因为土里面未冻水的含量减少,冻结相变过程中土温的下降趋势

缓慢,进入零点幕。

冻结阶段:热融湖表层结冰后,由于冰的生长点为下部水体的冻结点 0°C ,只在冰水交界面形成新的冰层,冰水交界面逐渐向下移动(图 4d-1 的 e 段),即同一位置处不会出现 0°C 的恒温状态。之后受冰导热系数偏大的影响,垂向温差先逐渐增大至稳定(图 4d-1 的 f 段),再随着冻结阶段的 2015 年 2 月中旬的升温而减小。冻结阶段前期,天然地表内表层 0.2 m 土温先降至 0°C 以下,各深度土温再分别下降,逐层进入零点幕(图 4d-2 的 g 段)。冻结阶段后期,在冻结状态土温回升,使得 1 m 内土温出现重合(图 4d-2 的 h 段)。

3.2 热融湖塘及天然地表进入土体的热量估算

热融湖塘及天然地表均通过改变地气间的热交换影响下伏冻土的地温及热收支。为了定量描述此处热融湖塘对下部多年冻土的热影响,采用热传导原理近似估算了以热融湖塘冻结转融化阶段开始时刻为起点,即 2014 年 4 月 9 日—2015 年 4 月 9 日 1 年内的中心孔与天然地表孔下部 $2.5\sim 3.0\text{ m}$ 深度处的土体热收支,因为天然地表下多年冻土上限约为 2.5 m (图 5)。计算中,中心孔下部土温基本高于 0°C ,无水分迁移^[21],采用融土导热系数;天然地表孔下部 $2.5\sim 3.0\text{ m}$ 的土温低于 0°C ,忽略水分迁移及相变,采用冻土导热系数。利用一维热传导公式估算的土层间热量为^[22]:

$$q_z = -\lambda \frac{\partial T}{\partial Z} \approx -\lambda \frac{T_3 - T_{2.5}}{0.5} \quad (1)$$

式中, q_z 为热流密度(W/m^2); λ 为土层的导热系数($\text{W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$); T_3 和 $T_{2.5}$ 分别为计算热量的深度 3.0 和 2.5 m 的地温($^{\circ}\text{C}$); 0.5 m 为两层位间的土层厚度。

两钻孔下 $2.5\sim 3.0\text{ m}$ 的土体均为含水量 35% 的粉土(图 2),根据文献[23]选取融土的导热系数为 $1.11\text{ W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$,冻土的导热系数为 $1.93\text{ W}/(\text{m}\cdot^{\circ}\text{C})$ 。估算的热流随时间变化如图 7 所示,再两热流曲线分别对时间积分 $Q = \int_{t_0}^{t_1} q \Delta t$,得到不同温度阶段下 $2.5\sim 3.0\text{ m}$ 土体的热收支(表 4)。

虽然 2014 年 4 月 9 日—2014 年 5 月 27 日未在天然地表完整的温度阶段划分的时间内,但是由图 3 可知,此时天然地表 0.2 m 的地温均小于 0°C ,属于冻结阶段。因此后面将此时间段的计算结果归为冻结阶段内的热量交换进行分析。

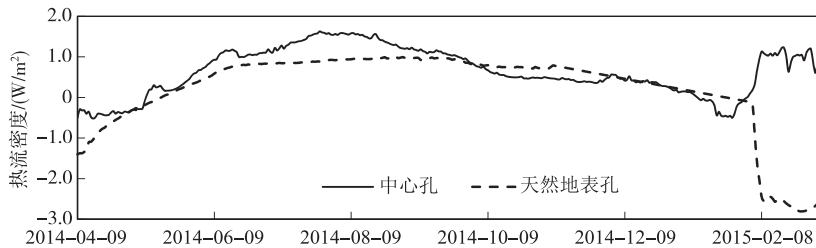


图 8 热融湖塘和天然地表下 $2.5\sim 3.0\text{ m}$ 土体中的热流密度曲线

Fig.8 Heat flux from the depth of 2.5 to 3.0 m of the thermokast pond and natural ground

一年内中心孔和天然地表孔下部土体主要的吸热及放热时间基本相同,分别为融化及冻结阶段(图 7)。中心孔下土体的平均吸热与放热热流分别为 0.84 和 $-0.31\text{ W}/\text{m}^2$,而天然地表孔下部土体的平均吸热与放热热流分别为 0.66 和 $-1.44\text{ W}/\text{m}^2$,中心孔下部土体的吸热比天然地表孔略大,约为 $0.18\text{ W}/\text{m}^2$,而放热比天然地表孔小得多,约为 $1.13\text{ W}/\text{m}^2$ 。因此,中心孔下部土体吸热的增大程度远小于土体放热的减小程度。

全年中心孔下部土体的吸热天数比天然地表孔多近 49 d 。热融湖塘下部单位面积上的土体一年热收支为 $19592.0\text{ kJ}/\text{m}^2$,总吸热量是放热量的 15.6 倍;天然地表孔下部单位面积上的土体一年热收支为 $85.1\text{ kJ}/\text{m}^2$,吸热与放热接近平衡。中心孔下部土体全年的热交换量约为天然地表的 230 倍,其中吸热量约为天然地表的 1.4 倍,放热量仅为天然地表的 8.7% (表 4)。因此,热融湖塘对下部土体产生的热效应主要源于其下部土体全年放热的显著减小。

表 4 热融湖塘及天然地表下各温度阶段内 2.5~3.0 m 的热量交换
 Tab.4 Heat exchange from the depth of 2.5 m to 3.0 m of the thermokast pond and natural ground during the four temperature stages

温度阶段	中心孔				天然地表孔			
	吸热/ (kJ/m ²)	吸热 百分比	放热/ (kJ/m ²)	放热 百分比	吸热/ (kJ/m ²)	吸热 百分比	放热/ (kJ/m ²)	放热 百分比
冻结转融化	0		-896.4	67%	133.2	1%	0	
融化	14094.7	68%	-29.1	2%	9716.6	63%	0	
融化转冻结	902.0	4%	0		1540.2	9%	0	
冻结	5936.3	28%	-415.6	31%	4094.4	27%	-15399.3	100%
总量/(kJ/m ²)	20933		-1341		15484.3		-15399.3	
吸热天数/d			307				258	
热交换量/(kJ/m ²)			19592.0				85.1	

3.3 热融湖塘下部融化夹层的变化

热融湖塘下部的融区形状受湖塘的宽度、湖底温度、湖周围冻土的温度及地温梯度影响^[24],对于处于活跃时期,湖下部的融区一般呈现闭合碗状^[25].本研究的热融湖下部并没有形成贯穿融区,而是形成融化夹层,其形状由 10 月的尖底碗状发展为次年 1 月的平底碗状,因此热融湖仍处于发展时期.与青藏高原北麓河地区下部贯通融区的热融湖相比,该区域内的热融湖发展显著缓慢且对冻土的热影响程度较小,主要原因是,北麓河地区热融湖 1 月的湖底温度均超过了 4℃^[16],该区域属于青藏高原东部,为低温冻土区,热融湖 1 月湖底温度接近 1℃,不利于该地区热融湖的发展.

4 结论

1) 热融湖塘水体的温度变化与天然地表土体相比,融化阶段时间长约 43 d,冻结阶段时间短约 68 d,有明显的相变过程,且融化过程中存在一段特殊的接近 4℃ 的温度变化时期.热融湖塘表层水体对升温的响应敏感,比土体提早约 46 d 开始融化,而对降温响应缓慢,比土体推迟约 20 d 发生冻结.

2) 热融湖塘水温受风速、太阳辐射及对流传热的影响,只在水表从 4℃ 降温及结冰后才形成正梯度的垂向温度分布,而其余温度阶段,水体垂向温度变化差异小,且水温随深度的增加有微弱的减小,湖塘内水体为双向融化,单向冻结的相变规律.热融湖塘 1.0 m 的平均水温始终大于 0℃,大于天然地表孔 1.0 m 的土温约 6.4℃.

3) 热融湖塘下部存在约 14 m 深的融化夹层,与天然地表相比,显著降低了该地区原多年冻土的上限约 11.5 m.热融湖水平方向的热影响半径约为 43 m,随时间发展融化夹层持续在垂直及水平方向上发生扩张,使融化夹层底部逐步加深且平缓,扩大了深层冻土的热源区域.

4) 热融湖塘 2.5~3.0 m 的一年热交换为 19592.0 kJ/m²,吸热为天然地表的 1.4 倍,放热仅为天然地表的 8.7%,因此热融湖塘下部土层放热显著下降是其向下部土层产生热输送的主要原因.而热融湖塘边界内高于 0℃ 的温度状态持续时间较长又是其减小下部土体放热的主要原因.

致谢:中国科学院西北生态环境资源研究院的冯子亮博士、王生廷博士及马帅硕士在野外仪器维护及数据监测方面做了大量工作,在此表示感谢.

5 参考文献

- [1] Lin ZJ. Study of thermokast lake and its influence on the permafrost environment and engineering [Dissertation]. Lanzhou: Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, 2011: 4-5. [林战举. 多年冻土区热喀斯特湖特征及其对冻土环境与工程的影响研究[学位论文]. 北京: 中国科学院研究生院, 2011: 4-5.]
- [2] Huang WF, Han HW, Niu FJ *et al.* Field observations on water temperature and stratification in a seasonally ice-covered shallow thermokast lake. *Advances in Water Science*, 2016, 27(2): 280-289. [黄文峰, 韩红卫, 牛富俊等. 季节性冰封热融浅湖水温原位观测及其分层特征. 水科学进展, 2016, 27(2): 280-289.]

- [3] Kokelj SV, Jorgenson MT. Advances in thermokarst research. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2013, **24**: 108-119.
- [4] Niu F, Lin Z, Liu H *et al.* Characteristics of thermokarst lakes and their influence on permafrost in Qinghai-Tibet Plateau. *Geomorphology*, 2011, **132**(3): 222-233.
- [5] Zhang G, Yao T, Xie H *et al.* Lakes' state and abundance across the Tibetan Plateau. *Chinese Science Bulletin*, 2014, **59**(24): 3010-3021.
- [6] Luo J, Niu F, Lin Z *et al.* Thermokarst lake changes between 1969 and 2010 in the Beilu river basin, Qinghai-Tibet Plateau, China. *Science Bulletin*, 2015, **60**(5): 556-564.
- [7] Johnston GH, Brown RJE. Occurrence of permafrost at an Arctic Lake. *Nature*, 1966, **211**(5052): 952-953.
- [8] Jorgenson MT, Shur Y. Evolution of lakes and basins in northern Alaska and discussion of the thaw lake cycle. *Journal of Geophysical Research; Earth Surface*, 2007, **112**(F2): 1-12.
- [9] Luo J, Niu FJ, Lin ZJ *et al.* Development of thawing hazards and thermal influence on permafrost along Qinghai Tibet engineering corridor. *Journal of Engineering Geology*, 2014, **2**: 22. [罗京, 牛富俊, 林战举等. 青藏工程走廊典型热融灾害现象及其热影响研究. 工程地质学报, 2014, **2**: 22.]
- [10] Niu FJ, Dong S, Lin ZJ *et al.* Characteristics of thermokarst lakes and their influence on permafrost in Qinghai Tibet Plateau. *Advances in Earth Sciences*, 2013, **28**(6): 695-702. [牛富俊, 董晟, 林战举等. 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, 2013, **28**(6): 695-702.]
- [11] Li S, Zhan H, Lai Y *et al.* The coupled moisture-heat process of permafrost around a thermokarst pond in Qinghai-Tibet Plateau under global warming. *Journal of Geophysical Research; Earth Surface*, 2014, **119**(4): 836-853.
- [12] Lin ZJ, Niu FJ, Fang JH *et al.* Interannual variations in the hydrothermal regime around a thermokarst lake in Beiluhe, Qinghai-Tibet Plateau. *Geomorphology*, 2017, **276**: 16-26.
- [13] Subin ZM, Riley WJ, Mironov D. An improved lake model for climate simulations: Model structure, evaluation, and sensitivity analyses in CESM1. *Journal of Advances in Modeling Earth Systems*, 2012, **4**(1): 1-27.
- [14] Butcher JB, Nover D, Johnson TE *et al.* Sensitivity of lake thermal and mixing dynamics to climate change. *Climatic Change*, 2015, **129**(1/2): 295-305.
- [15] Wang M, Hou J, Lei Y. Classification of Tibetan lakes based on variations in seasonal lake water temperature. *Chinese Science Bulletin*, 2014, **59**(34): 4847-4855.
- [16] Lin ZJ, Niu FJ, Liu H *et al.* Hydrothermal processes of Alpine Tundra lakes, Beiluhe Basin, Qinghai-Tibet Plateau. *Cold Regions Science and Technology*, 2011, **65**(3): 446-455.
- [17] Xu XZ, Wang JC, Zhang LX eds. *Physics of frozen soil*. Beijing: Science Press, 2001: 102. [徐敦祖, 王家澄, 张立新. 冻土物理学. 北京: 科学出版社, 2001: 102.]
- [18] Lenz J, Jones BM, Wetterich S *et al.* Impacts of shore expansion and catchment characteristics on lacustrine thermokarst records in permafrost lowlands, Alaska arctic coastal plain. *Arktos*, 2016, **1**(2): 1-15.
- [19] Huang L, Wang JB, Zhu LP *et al.* Water temperature and characteristic of thermal stratification in Nam Co, Tibet. *J Lake Sci*, 2015, **27**(4): 711-718. DOI:10.18307/2015.0420. [黄磊, 王君波, 朱立平等. 纳木错水温变化及热力学分层特征初步研究. 湖泊科学, 2015, **27**(4): 711-718.]
- [20] Zhou JY, Sheng YM, Wang JH. Numerical simulation of summer circulation in NaiHu lake. *Oceanologia et Limnologia Sinica*, 2013, **44**(5): 1130-1137. [周杰源, 沈永明, 王金华. 太湖夏季环流成因的数值研究. 海洋与湖沼, 2013, **44**(5): 1130-1137.]
- [21] Zeng GJ, Zhang MY, Li ZP *et al.* Study of moisture migration and frost heave model of freezing saturated soil. *Rock and Soil Mechanics*, 2015, **36**(4): 1085-1092. [曾桂军, 张明义, 李振萍等. 饱和正冻土水分迁移及冻胀模型研究. 岩土力学, 2015, **36**(4): 1085-1092.]
- [22] Yang SM, Tao WS eds. *Heat transfer*. Beijing: Higher Education Press, 2006: 115-116. [杨世铭, 陶文铨. 传热学: 第四版. 北京: 高等教育出版社, 2006: 115-116.]
- [23] Xu XZ, Tao ZX, Fu SL. Thermal properties of typical permafrost. *Lanzhou Institute of Glaciology and Cryopedology, Chinese Academy of Sciences*, 1981: 55-71. [徐敦祖, 陶兆祥, 付素兰. 典型融冻土的热学性质. 中国科学院兰州冰川冻土研究所集刊, 1981: 55-71.]
- [24] Burn CR. Tundra lakes and permafrost, Richards Island, western Arctic coast, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 2002, **39**(8): 1281-1298.
- [25] Burn CR, Smith MW. Development of thermokarst lakes during the Holocene at Mayo, Yukon Territory. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1990, (1): 161-176.