

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0098

FENG Xiaolin, ZHANG Yanlin, CHANG Xiaoli. Analysis of heat and water transferring characteristics in the active layer of permafrost in the wetland of the Greater Khingan Mountains[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(5):1468–1479. [冯晓琳, 张艳林, 常晓丽. 大兴安岭湿地多年冻土区活动层水热特征分析[J]. 冰川冻土, 2021, 43(5):1468–1479.]

大兴安岭湿地多年冻土区活动层水热特征分析

冯晓琳, 张艳林, 常晓丽

(湖南科技大学 资源环境与安全工程学院, 湖南 湘潭 411202)

摘 要: 大兴安岭北部是我国唯一的中高纬度多年冻土区, 其水热特征分析对陆气能量交换、生态系统和气候变化等研究有重要意义。基于2011—2020年期间对大兴安岭森林生态站附近的湿地多年冻土开展的气温和0~2 m地温和土壤含水量数据, 对大兴安岭湿地多年冻土活动层的水热特征进行了分析。结果表明: 湿地多年冻土活动层内地温的变幅随深度减小, 且具有滞后性。融化期地表温度高于深层地温, 冻结期相反。2012年、2013年、2019年和2020年的平均融化速率分别为0.49、0.61、0.47和0.56 cm·d⁻¹, 向上平均冻结速率分别为1.34、2.12、2.58和1.65 cm·d⁻¹。向下平均冻结速率分别为1.69、1.02、3.32和1.00 cm·d⁻¹, 最大融化深度分别为78.73、85.65、66.22和74.94 cm。2012年5月—2013年5月期间, 土壤未冻水含量随地温变化的拟合关系较好, 相关系数大于0.90, 且深层拟合效果优于表层。融化期土壤水分变化幅度大, 与地温的相关性差, 随深度增加相关性减弱。湿地充足的水分为多年冻土的双向冻结提供了条件。研究成果可为大兴安岭湿地多年冻土区的冻融循环、水热耦合机理和模拟研究提供数据基础和理论依据。

关键词: 大兴安岭森林生态站; 多年冻土活动层; 土壤温度; 土壤含水量; 冻融过程

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)05-1468-12

0 引言

冻土是地球冰冻圈系统的主要组成部分, 它的存在、分布和水热状态对陆气能量交换、碳循环、流域生态水文过程和工程建设等具有重要的影响^[1-2]。湿地是地表过湿或经常积水并生长湿地植物的地区, 湿地的储水作用有利于冻土分凝冰的形成, 同时寒区湿地的植被根系层和下覆泥炭层多位于多年冻土的活动层内, 对多年冻土与大气之间的水热交换、土壤内部的水热平衡和迁移过程具有重要的影响, 并导致强烈的地貌和生态水文效应^[3-4]。研究湿地多年冻土活动层的水热状况, 对深入理解湿地多年冻土活动层的冻融循环和土壤水热资源利用、活动层厚度的变化特征、土体冻融对湿地的影响和气候变化的生态环境效应预测具有重要意义^[5-6]。

根据IPCC第五次综合报告, 全球的平均气温

从1880—2012年温度升高了0.85℃^[7]。我国东北地区也总体上呈现了全区变暖的趋势^[8]。在多年冻土地区, 气温的升高势必导致多年冻土的退化, 产生地温上升、活动层变厚、热融湖塘扩张、温室气体排放增多^[9-11]等现象。大兴安岭北部地区是我国唯一的中高纬度多年冻土区, 也是我国第二大多年冻土区, 目前已有不少学者研究了该地区的地温状况^[12-14], 例如多年冻土与生态系统(植被、动物群落、土壤细菌等)的相互影响, 以及森林火灾^[15]和工程建设^[16-17]等对多年冻土的影响。也有学者在松花江流域^[18]和吉林^[19-20]等地分析了土体冻融过程的时空变化及其对气候变化的响应, 得到了最大冻土深度与年均气温为显著负相关, 随纬度升高冻结深度和冻结指数增大等结论。此外, 王宁等^[21]基于气象台站的观测资料, 研究了近50年来黑龙江省冻土厚度

收稿日期: 2021-05-06; 修订日期: 2021-08-08

基金项目: 国家自然科学基金项目(41971079; 41671059); 湖南省自然科学基金项目(2019JJ50179; 2020JJ5161)资助

作者简介: 冯晓琳, 硕士研究生, 主要从事冻土变化及气候变化研究. E-mail: fengxiaolinxiaolin@163.com

通信作者: 张艳林, 副教授, 主要从事冻土水热过程建模与模拟. E-mail: zhangyanl02@163.com

的时空演变特征,发现期间冻土的平均厚度减少了 12.86 cm。冯滢瑛等^[22]探讨了 1957—2007 年期间东北地区负积温的变化,结果显示东北地区负积温呈全区一致性上升趋势,且增温率由西南向东北递增。Zhang 等^[6]分析了 1950—2010 年我国东北地区冻土的变化情况,指出其冻土面积已经从 1950 年的 $4.8\times 10^5\text{ km}^2$ 减少到 2010 年的 $3.1\times 10^5\text{ km}^2$,并且伴随着地温的上升,多年冻土的南缘在向北移动,为该地区的多年冻土退化提供了有力的证明。但是以往的研究大部分聚焦在区域冻土变化与气温之间的关系,而对湿地多年冻土活动层冻融过程的水热特征探讨较少。因此,本文依托大兴安岭北部多年冻土监测网络^[23]中的根河森林生态站,基于 2012—2020 年期间在森林湿地中观测的土壤温度和含水量数据,分析了湿地多年冻土活动层的水热特征,研究成果可为中高纬度多年冻土区土壤冻融的水热耦合机制研究提供依据。

1 研究区概况与数据来源

大兴安岭森林生态站地理范围为 $50^{\circ}49'\sim 50^{\circ}51'\text{ N}$, $121^{\circ}30'\sim 121^{\circ}31'\text{ E}$,面积约 110 km^2 ,处于大兴安岭北坡根河上游的中山地带,是典型的寒温带森林生态研究站,也是我国目前纬度最高的森林生态站。气候上,该站属于寒温带大陆性季风气候,受西伯利亚冷空气和蒙古高压控制,冬季漫长而严寒、春秋季节凉爽而短暂,夏季更短,温差变化极大。年平均气温约 $-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$,最低气温 $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$,最高气温 $32\text{ }^{\circ}\text{C}$,年均日照 $2\,594\text{ h}$,全年 $\geq 10\text{ }^{\circ}\text{C}$ 积温 $1\,403\text{ }^{\circ}\text{C}$ 。年降水量为 $450\sim 550\text{ mm}$,60% 的降水集中于 7、8 月份。该站属于典型的季节性积雪区,每年 9 月末至第二年 5 月初为积雪期,积雪厚度达 $20\sim 40\text{ cm}$,每年 10 月到第二年 3 月降雪量占全年降水量的 12%^[24]。全年地表蒸发量 $800\sim 1\,200\text{ mm}$,无霜期仅有 80 天。区内植被主要为寒温带针叶林,基本保留着原始林景观,几乎未受人类活动的影响。

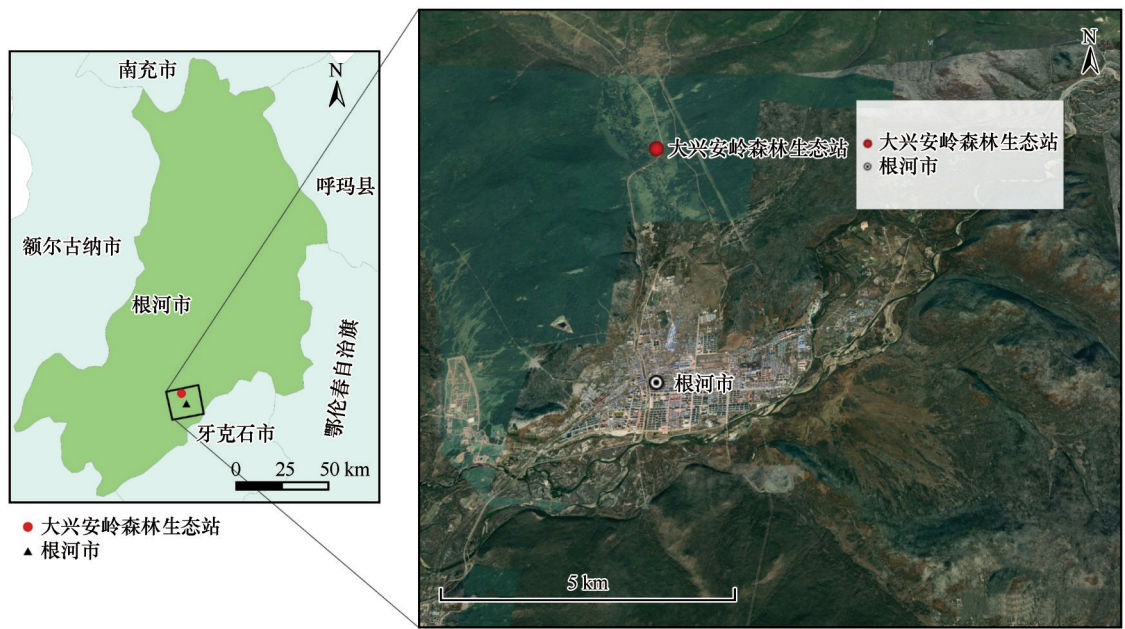


图1 研究区概况图
Fig. 1 Site location of the study area

表1 森林生态站活动层水热观测场仪器信息
Table 1 Instrument information of the soil thermal and moisture observing system installed in the active layer at the forest ecological station

测定指标	仪器型号	生产国及公司	埋设深度	测量精度	测量范围
体积含水量	CS616	美国 Campbell	地下 5、10、20、30、40、50、60、70、80、90、100、120、140、160、180、200 cm	0.05%	0~100%
土壤温度	109SS-L	美国 Campbell		$\pm 0.6\text{ }^{\circ}\text{C}$	$-40\sim +70\text{ }^{\circ}\text{C}$

大兴安岭森林生态站试验区活动层温度水分观测系统^[23]于 2011 年安装在柴桦落叶松林,观测要

素包括气温及地表以下 0~2 m 间的地温和土壤含水量,0~1 m 间的观测间隔为 10 cm,1~2 m 间的观测

间隔为 20 cm。数据通过 CR1000 采集,采样时间间隔为 15 s,记录时间间隔为 10 min。由于观测系统安装时扰动了天然冻土的水热平衡,初期观测数据不稳定。因此本文舍弃 2011 年采集的数据,后期又因为系统电池供电不足和数据采集器损坏,导致 2014—2018 年数据缺失。因此,本文利用已有的 2012 年、2013 年、2019 年、2020 年观测数据进行分析。

2 结果与分析

2.1 多年冻土活动层温度分布特征

根据研究区不同深度的地温观测数据统计,2013 年 0.05、0.2、0.4、0.6、0.8、1、2 m 处的年平均地温分别是 -1.95 、 -2.73 、 -3.17 、 -3.36 、 -3.52 、 -3.55 、 -3.57 $^{\circ}\text{C}$,年平均气温为 -3.73 $^{\circ}\text{C}$ 。地表温度变化最为剧烈,地温的变化幅度随深度而衰减,0.8~2 m 之间地温基本保持平稳,变幅小于 2 $^{\circ}\text{C}$ 。春季[图 2(a)]气温介于 -14.8 ~ 11.4 $^{\circ}\text{C}$ 之间,此时正处于冻结-融化期,温度随时间升高。在深度梯度上,3 月浅层土壤温度低于深层土壤,4 月浅层土壤温度开始高于深层土壤,5 月浅层土壤温度已达 0 $^{\circ}\text{C}$ 以上,进入融化期;夏季[图 2(b)]气温介于 13.4 ~

19.4 $^{\circ}\text{C}$ 之间,始终高于地温,每年的最高气温和最大地温均出现在 7 月,8 月气温降低,受滞后效应的影响,地温仍随深度逐渐升高,浅层土壤温度高于深层土壤;秋季[图 2(c)]为融化-冻结期,气温介于 -19.4 ~ 9.1 $^{\circ}\text{C}$ 之间,9 月浅层土壤温度高于深层土壤,10 月温度大多聚集于 0 $^{\circ}\text{C}$ 附近,11 月浅层土壤温度明显低于深层土壤;冬季[图 2(d)]气温介于 -31.3 ~ -20.3 $^{\circ}\text{C}$ 之间,始终低于地温,且浅层土壤温度低于深层土壤。春秋两季为冻融交替,从图 2(a)和 2(c)可知,5 月融化,10 月冻结。最大融化深度出现在 9 月和 10 月。2012 年、2019 年、2020 年 10 月时,0.8 m 处的平均地温分别为 -0.09 、 -0.51 $^{\circ}\text{C}$ 和 -0.24 $^{\circ}\text{C}$ (低于 0 $^{\circ}\text{C}$)。而 2013 年仍高于 0 $^{\circ}\text{C}$ (0.03 $^{\circ}\text{C}$),因此可以判断,2013 年活动层厚度大于 0.8 m。2012 年、2019 年、2020 年活动层厚度介于 0.4~0.8 m 之间。常晓丽等^[25]分析该地区 2008—2009 年土层 4 月上旬开始融化,10 月底开始冻结,降温速率随深度递减,与之相比,融化时间有所延迟。2009 年 4 月地温在 0 $^{\circ}\text{C}$ 附近,2013 年、2020 年 4 月地温仍低于 0 $^{\circ}\text{C}$,这与气温有很大关系。Zhang 等^[26]分析北极村解冻时间为 3 月 14 日—5 月 31 日,新巴尔虎左旗解冻时间为 3 月 14 日—4 月 5 日,齐齐

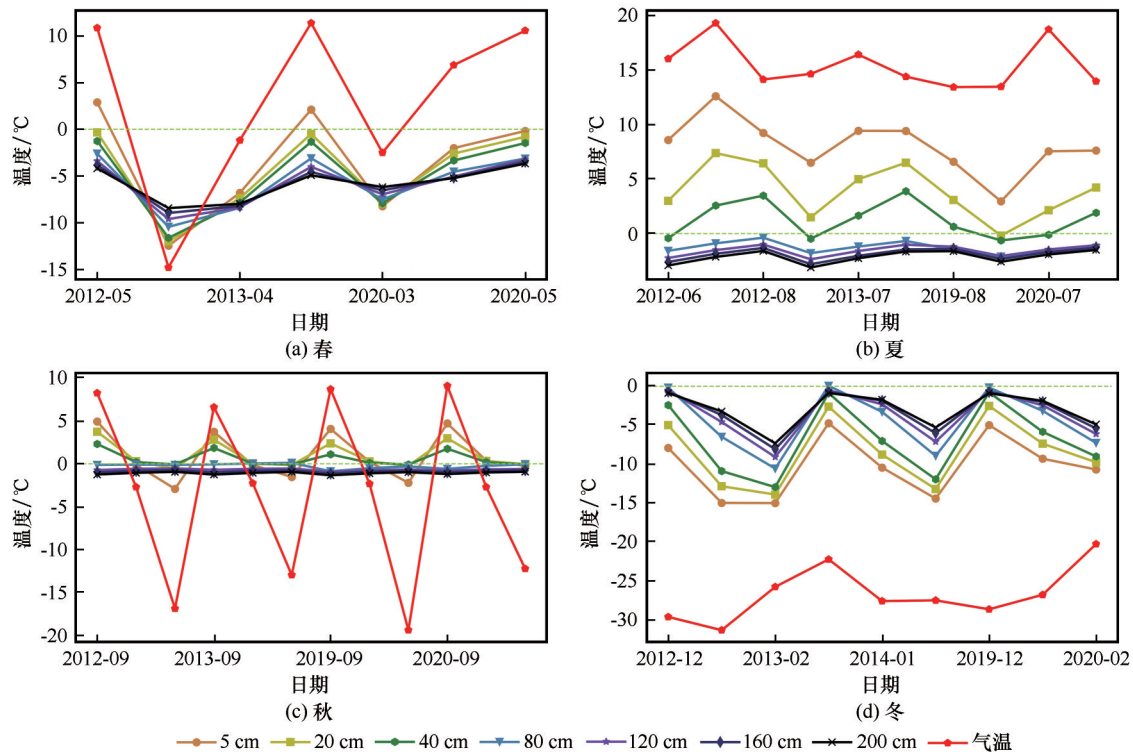


图 2 2012 年、2013 年、2019 年、2020 年不同深度月平均温度变化曲线

Fig. 2 The monthly average temperature at different depths in 2012, 2013, 2019 and 2020: spring (a), summer (b), autumn (c) and winter (d)

哈尔解冻时间为3月24日—4月6日,伊春2012—2014年解冻时间为3月22日—4月11日。与北极村相比,根河纬度更低,冻结情况符合一般规律。但与其他地区相比,根河森林生态站活动层解冻时间明显更晚,因为本区良好的生态及环境功能^[27],受人类活动影响程度小,使得本区的冻土界面未发生明显改变。

2.2 冻融过程变化规律

以根河森林生态站湿地2012年、2013年、2019年和2020年0℃等温线绘制湿地地区多年冻土的冻融变化曲线(图3)。5月开始,研究区进入多年冻土层季节融化期,热量由上至下传导,融化锋面向下缓慢移动,2012年、2013年、2019年、2020年平均融化速率分别为0.49、0.61、0.47、0.56 cm·d⁻¹,此后进入“零点幕”阶段^[28],此时水分相变剧烈,相变潜热能量巨大,融化速率降低。活动层分别在2012年9月24日、2013年9月12日、2019年10月4日、2020年9月14日达到最大融化深度,最大融化深度分别为78.73、85.65、66.22 cm和74.94 cm,零点幕

持续时间分别为23、21、21、23 d。之后进入季节冻结期,由底部开始向上冻结,冻结锋面快速向上移动,在2012年10月17日、2013年10月8日、2019年10月12日和2020年10月15日开始出现多年冻土区特有的“双向冻结”现象。此时活动层温度中部高两端低,融化层上部的冻结锋面和下部的冻结锋面分别向下和向上移动,2012年、2013年、2019年和2020年向上平均冻结速率分别为1.34、2.12、2.58 cm·d⁻¹和1.65 cm·d⁻¹,向下平均冻结速率分别为1.69、1.02、3.32和1.00 cm·d⁻¹。2012年和2019年向下冻结速率大于向上冻结,2013年和2020年与之相反。冻结速率大于融化速率。2012年10月22日、2013年10月13日、2019年10月16日、2020年10月19日开始进入相对稳定阶段,冻结速率减小,水分从融化层向冻结锋面两侧迁移,并在此处聚集和冻结,2012年和2019年最终在30 cm处形成闭合,而2013年和2020年曲线右端出现交叉闭合,出现短时间的“冻融交替”,明显可以看到20、30、40 cm处存在“融化台阶”,此处有冰层出现,融化速率降低。

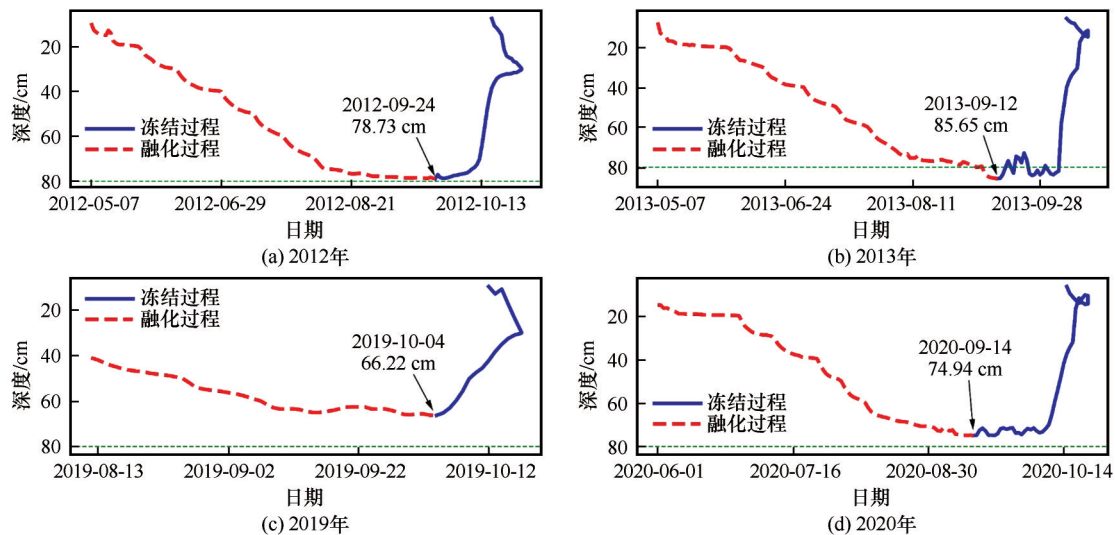


图3 土壤冻融过程

Fig. 3 The freezing-thawing process of soil

2.3 多年冻土活动层水分变化规律

在冻融过程中,土壤水分发生相变,使得土壤空间结构发生改变。如图4所示,按照土壤含水量的变化,在深度方向将其分成三个区域:上层(0~20 cm)、中层(20~90 cm)、下层(90~200 cm)。非冻结期间,上层土壤含水量变化幅度较大,变幅达0.25%。2012年和2013年变化幅度达60%,主要原因是降雨集中在6—8月,高温引起活动层融化,

致使表层土壤含水量突增,且高于深层土壤。在土壤冻结过程中,中层土壤含水量明显高于浅层及深层土壤,主要是因为气温持续下降,冻结深度逐渐增大,土壤水分受土水势^[29]及负地温梯度的影响向冻结锋面迁移,最终集中在中部土层。明显看到每年土壤含水量都出现双峰现象,但2019年最为明显。40 cm处峰值明显,水分含量高。2012年、2013年和2020年聚集在9和10月,分别为80%、81%、

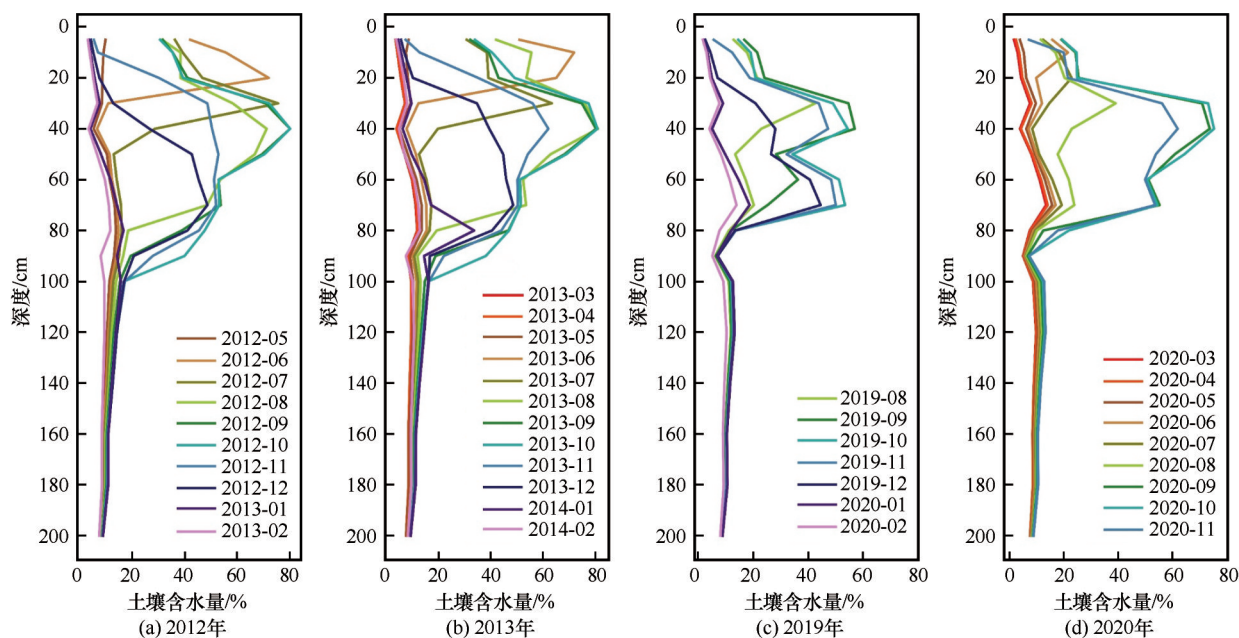


图4 土壤水分剖面图

Fig. 4 The soil moisture profiles in 2012, 2013, 2019 and 2020

75%,此时活动层达到最大融化深度。2019年土壤含水量峰值为53%,70~80 cm间有一个小峰值,含量在50%左右。2019年活动层厚度较小,分凝冰并没有完全融化,因此土壤含水量比其他年份低。下层土壤位于多年冻土区,未冻水含量低,含水量范围为7%~18%,多年冻土具有隔水作用,深度越大,隔水作用越强,迁移量越小。土壤深度90 cm处,土壤水分因向冻结锋面迁移而含量降低,且在土水势的作用下,对下层土壤进行少量补给,出现水分低值点^[30]。由此可见,活动层最大融化深度与土壤含水量是相辅相成的,土壤含水量的峰值可以作为指示土壤融化深度的标志。

3 讨论

3.1 冻融过程中的水热关系分析

地温是控制水的相变、未冻水含量变化和土水势的一个重要因子,对比2012年5月7日和2013年5月6日冻融过程中土壤含水量和土壤温度数据(图5)发现:土壤含水量的趋势与地温总体上保持一致。图中红色虚线代表融化的开始,黑色虚线代表融化的结束,随深度增加,融化期缩短,温度降低直至平衡,土壤含水量具有先增加后减小的趋势。5 cm融化期大于163天,平均土壤温度为7.19℃,平均含水量为33%;20 cm融化期为148天,平均土壤温度为4.37℃,平均含水量为44.64%;40 cm融化期为110天,平均土壤温度为2.40℃,平均含水

量为75.86%;60 cm融化期为81天,平均土壤温度为0.81℃,平均含水量为53.11%。直至深度大于80 cm,土壤全部冻结。由图3和图4可知,40 cm处的含水量具有最大值,趋近80%,且出现在7—10月,期间地温随深度逐渐降低,但40 cm处地温仍高于0℃,且活动层已达到最大融化深度。表层土壤水分在土水势和负地温梯度的影响下,快速向下迁移。图2说明40 cm处于冻结相对平稳期附近,融化期产生的水分不断向此处迁移,进而冻结,最终结果是此处水分含量达到最大值。冻结期,随深度增加,土壤含水量降低,一方面大量液态水转化为固态水,另一方面未冻水在正温梯度下向上迁移,最终在冻结锋面聚集,土壤的“冻后聚墒”效应^[31]使得上层土壤含水量高于下层土壤。土壤中的未冻水含量与负温之间形成一种动平衡关系,表层土壤温度低于深层土壤温度,土壤颗粒表面的吸附作用造成未冻水含量分布不均匀,使得未冻水向低温区域迁移^[32]。80 cm以下为多年冻土层,多年冻土层作为天然隔水层,未冻水含量极低,但仍存在未冻水随温度梯度迁移的现象。

土壤的冻融过程指的是土壤中液态水与固态水的交替相变,这个过程伴随着大量的相变潜热^[33]。以2012年5月—2013年5月的数据讨论多年冻土区冻融过程中水分与温度的关系。冻结过程中,未冻水的含量与负温始终保持动态平衡,土壤负温与含水量的关系可用式(1)表示:

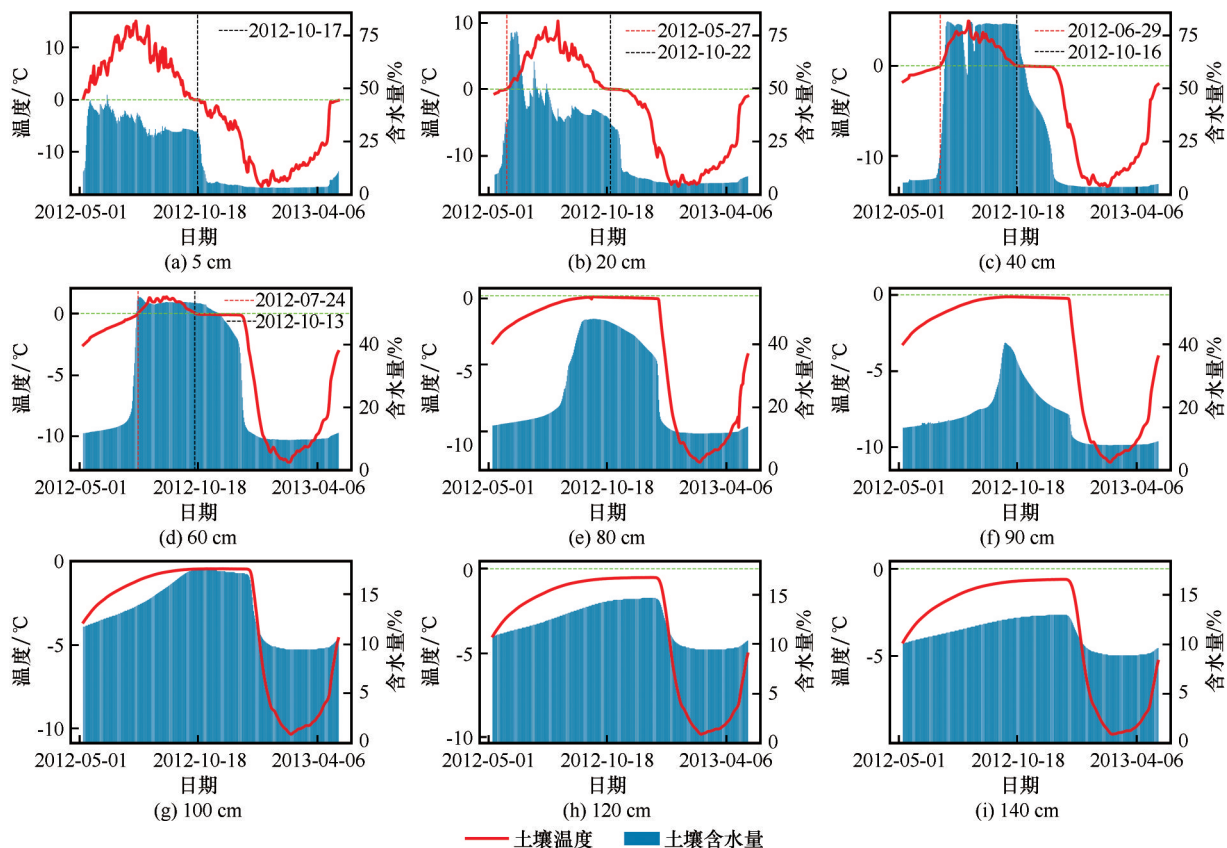


图5 2012—2013年冻融过程不同深度的土壤温度及含水量变化趋势

Fig. 5 The ground temperature and moisture contents at different depths during the period from 2012 to 2013

$$w_{\mu} = a \times |t|^b \quad (1)$$

式中: w_{μ} 为未冻水含量(%); t 为负温($^{\circ}\text{C}$); a 和 b 为与土壤相关的经验系数。

利用 SPSS 软件中对冻结期数据进行拟合, 以 5、20、40、60、80、90、100、120 cm 和 140 cm 为例, 结果见表 2 及图 6。

表2 冻结期不同深度未冻水含量随温度变化拟合结果

Table 2 Fitting results of unfrozen soil water content at different depths to ground temperature during the freezing period

土壤深度/cm	a	b	R^2	土壤深度/cm	a	b	R^2
5	7.602	-0.307	0.911	80	21.360	-0.297	0.934
10	7.678	-0.245	0.954	90	15.666	-0.283	0.926
20	9.860	-0.243	0.932	100	14.466	-0.188	0.995
30	12.929	-0.263	0.875	120	13.104	-0.146	0.990
40	9.293	-0.427	0.891	140	12.035	-0.136	0.995
50	15.651	-0.374	0.921	160	10.771	-0.117	0.990
60	18.890	-0.322	0.901	180	10.767	-0.115	0.984
70	21.214	-0.305	0.892	200	9.128	-0.096	0.989

从表 2 和图 6 可以明显看出土壤的未冻水含量与负地温拟合结果较好, R^2 几乎都在 0.90 以上, 甚至超过 0.99。仅 30、40 和 70 cm 处的相关性小于 0.90, 总体上深层土壤的拟合效果要优于浅层土壤, 这可能与表层土壤受到其他因素(植被、雪盖

等)的影响有关。

融化期, 土壤含水量数值复杂多变, 对土壤含水量与地温进行相关性分析发现(表 3), 仅 70 cm 处相关性不显著, 表层土壤地温与土壤含水量仍相关, 但是相关性不稳定, 且相关性弱, 而 20 cm 和

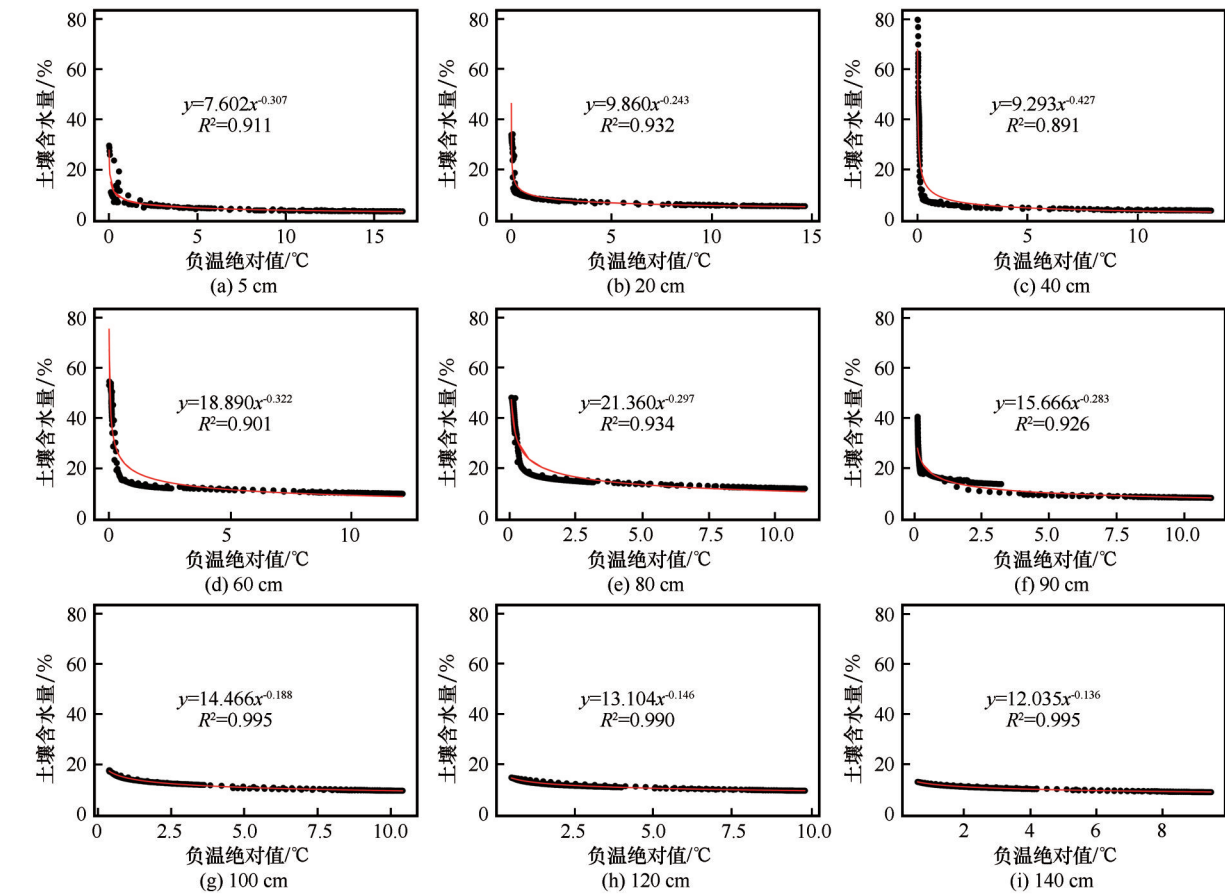


图6 未冻水与负温的拟合结果

Fig. 6 Fitting results of unfrozen soil water content to the negative ground temperature

60 cm处出现负相关,这说明温度已经不是影响水分迁移的主要驱动力。生态系统作为影响冻土的主要驱动力^[34],涉及植被、土壤质地、人类活动等因素,融化期土壤含水量剧增,一方面是活动层中固液相的转变,另一方面,降雨与地上水下渗,补充了地表土壤含水量。

表3 融化期土壤含水量与地温的相关性分析

Table 3 Correlation analysis between the soil water content and ground temperature during melting period

土壤深度/cm	5	10	20	30	40	50	60	70
相关系数 R	0.251	0.182	-0.174	0.274	0.262	0.327	-0.494	0.046
显著性 P	0.001	0.021	0.034	0.001	0.006	0.001	0	0.710

3.2 双向冻结特征分析

由上述分析可知,2012—2020年期间活动层的厚度在65~90 cm之间,没有明显变化,但是融化时间较之前有所延迟。冻土冻融具有单向融化、双向冻结的现象,在时间上,融化速率并没有明显变化,对于双向冻结来说,2012年和2019年向下冻结速率大于向上冻结,2013年和2020年正好相反。图3中可以明显看出2013年和2020年向上冻结的深度比向下冻结的深度要浅,产生了交叉,即进入了冻融交替。2012年和2019年在30 cm和40 cm处进入了相

对稳定期,推测在此处形成冰层,使得2013年和2020年在融化30~40 cm附近的冰层时吸收了大量热量,耗用较长时间,即图2中体现的“融化台阶”,融化速率低。图4发现在中层土壤(20~90 cm)出现了双峰。第一个峰值于9月和10月出现在30~40 cm,最大达81%。9月时,融化进入最后阶段,达到最大融化深度,此时土壤孔隙中未冻结水分含量最大,30 cm和40 cm处的冰层被融化,水分聚集。而10月开始进行双向冻结,土壤水分在双向冰层的影响下随冻结锋面向中层土壤聚集,虽然冻结速率不一致,

但冻融交替现象和相对稳定阶段都在 40 cm 以上,因此,双向冻结的结果是使土壤含水量在 40 cm 处达到最大值。第二个峰值出现在 70 cm 附近,图 4 中水分在 80 cm 和 90 cm 处已接近稳定,含水量变化幅度小,说明此处已到达多年冻土层的上限,冻后聚墒效应使得下层水汽不断向 70 cm 处聚集,因此 70 cm 出现小峰值,而 90 cm 处含水量出现低谷。两个峰值之间存在转折,此处一部分水分受双向冻结的影响,随冻结锋面向上移动;另一方面,受土水势的影响,少量水分向下迁移。2019 年转折明显,说明 2019 年活动层厚度并没有完全解冻,仍有冰层出现,而双向冻结时,50 cm 处的含水量大部分随着冻结锋面进行迁移,导致两个峰值的差距不明显。综上所述

述,这些特征充分表明土壤中的含水量对于双向冻结有着至关重要的影响,大兴安岭湿地土壤水分的饱和为多年冻土的双向冻结提供了充分的条件。

3.3 多年冻土活动层冻融的影响因素

3.3.1 气温

对 2013 年湿地地区的日均气温和地温做相关性分析(表 4),随着深度增加,相关系数 R 逐渐降低。湿地地区 1.4 m 处 $P=0.017$,小于 0.05,说明土壤深度 ≤ 1.4 m,地温与气温显著正相关,当土壤深度 ≥ 1.6 m 时, $P>0.05$,相关性不显著。由此可见,湿地的冷湿效应使得湿地地表(0~1.4 m)温度与气温相关性随着深度增加而显著降低,使得地温的滞后性随深度增加。

表 4 2013 年湿地气温与地温相关性分析

Table 4 Correlation analysis between air temperature and ground temperature at the wetland in 2013

土壤深度/m	0.05	0.1	0.2	0.4	0.8	1.4	1.6	1.8	2.0
相关系数 R	0.889	0.869	0.798	0.736	0.463	0.311	0.250	0.211	0.172
显著性 P	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.017	0.058	0.112	0.182

3.3.2 积雪

作为一种特殊下垫面,积雪对气候变化极为敏感。特别是在寒冷地区,季节性积雪是最活跃的环境变化因子^[35],研究积雪对冻土融化的影响具有重要意义。利用 2012—2013 年和 2019—2020 年观测的积雪数据。将积雪深度、气温及 5、10、20、40、80、140 cm 和 200 cm 的地温进行对比(图 7)。图中可以看出,从 10 月开始到次年 4 月,地温高于气温,且变化幅度远小于气温,正与积雪期在时间相吻合,说明积雪具有保温作用。随着积雪深度增加,气温与

地温的差距也逐渐增大,当积雪深度达 20 cm 以上时,地温与气温的差距逐渐减小。2012—2013 年积雪累积时间为 82 天,2019—2020 年初雪时间略有提前,累积时间增长,达 144 天,2020 年 3 月 12 日积雪深度最大达 30 cm。积雪具有缓慢累积,迅速融化的特征,2013 年和 2020 年积雪的融化速率分别为 0.44 和 1.56 mm·d⁻¹。由图 3 可知,2012 年和 2019 年的冻结时间分别为 10 月 29 日和 10 月 4 日,次年开始融化时间分别为 5 月 7 日和 5 月 29 日,2012—2013 年和 2019—2020 年第一场雪的时间分别为 11

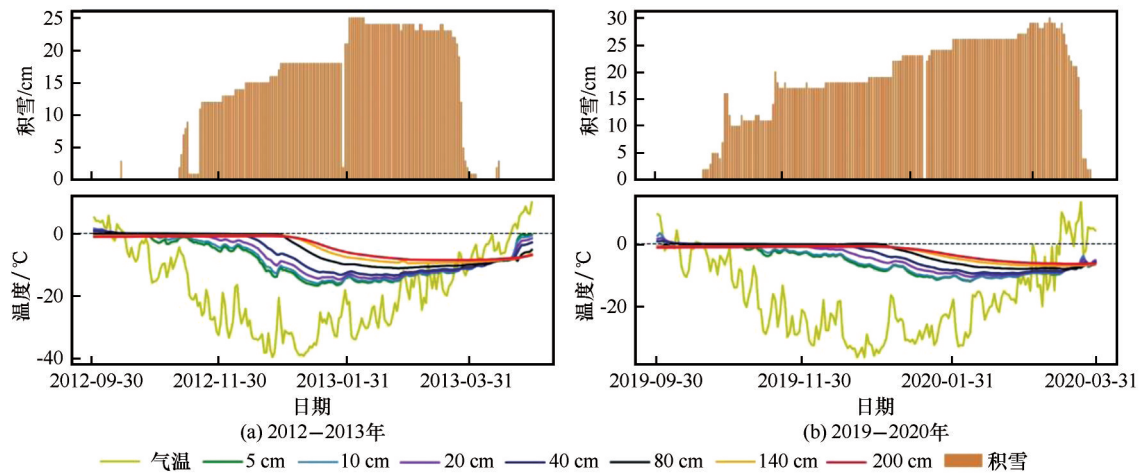


图 7 积雪、气温及地温关系图

Fig. 7 The relationship between snow depth and air temperature and ground temperature

月 11 日和 10 月 20 日,地面在第一场降雪来临时都已经回冻。积雪融化结束时间分别为 2013 年 4 月 3 日和 2020 年 3 月 29 日。积雪融化结束时,气温升至 0℃附近,但 5 cm 处的地温却依然处于 -10℃左右,这是因为积雪融化吸收了大量热量,使得附近温度下降。积雪融化结束后,地温出现回升现象。这样就使得地温与气温之间产生了时间差,即产生了滞后现象,冻土融化开始的时间也会受到滞后影响,向后推移。

3.3.3 植被

大兴安岭森林生态站中主要林型有杜鹃-落叶松林、杜香-落叶松林、柴桦落叶松林和藓类-落叶松林等^[25],常晓丽等^[25]在 2008—2009 年对森林林区研究发现,塔头-落叶松林下的土壤融化和冻结时间最晚,冻结速率最慢,植物的凋零和枯萎会加快地表的冻结速率。进行铲除植被后发现地表温度上升明显,新林^[27]林区塔头的气温和地温高于其他林型,塔头具有良好的吸水保水能力。李晓英等^[36]探讨了森林火灾对植被及冻土的影响,火灾致使植被冠层和有机质层减小,地温升高,引起冻土活动层迅速的融化和迟缓的回冻。种种研究表明,植被对冻土有着保温隔热作用,且不同种类植被产生的作用也不尽相同。目前的冻融速率以及地温等数据表明,大兴安岭湿地冻土活动层受植被因素的影响。这与前人的研究结果相符合。但由于缺失不同植被类型的观测数据,导致无法进行对比分析,从而明确植被对冻土活动层的影响程度。为此,之后将进一步分析植被对冻土活动层的影响。

4 结论

本研究以根河市森林生态站为例,对湿地多年冻土活动层的水热特征进行分析,得到以下结论:

(1)地温的变化幅度随深度衰减,具有滞后性。融化期地表温度高于深层土壤温度,冻结期,地表温度低于深层土壤。冻融特征为单向融化,双向冻结,2012 年、2013 年、2019 年和 2020 年的平均融化速率分别为 0.49、0.61、0.47 和 0.56 cm·d⁻¹,向上平均冻结速率分别为 1.34、2.12、2.58 和 1.65 cm·d⁻¹,向下平均冻结速率分别为 1.69、1.02、3.32 和 1.00 cm·d⁻¹,最大融深分别为 78.73、85.65、66.22 和 74.94 cm。2012 年和 2019 年向下冻结速率大于向上冻结,2013 年和 2020 年与之相反,总体冻结速率大于融化速率。双向冻结与土壤含水量密切相

关,在双向冻结的条件下,土壤含水量出现双峰,峰值深度分别位于 40 cm 和 70 cm 处。

(2)冻融过程中,土壤温度与未冻水含量有着密不可分的关系,总体趋势保持一致,“冻后聚墒”使得上层土壤含水量高于下层土壤。融化期土壤含水量变化幅度大,冻结期变化幅度小。冻结期,未冻水含量与土壤温度具有良好的相关性, R^2 普遍大于 0.90,且深层土壤拟合效果优于表层土壤。对融化期土壤水分和地温进行相关性分析发现,相关性低于 0.50,变化幅度大,且随深度增加,相关性减弱。

(3)分析了 3 种对土壤冻融有影响的因子发现:在深度小于 1.4 m 位置,气温与地温的相关性显著,相关性受深度影响降低。积雪具有保温作用,积雪的覆盖使得地温的滞后现象明显,植被具有保温隔热和吸水储水的作用,且不同植被类型的储水和保温能力不同。

通过研究大兴安岭森林生态站湿地多年冻土活动层的水热特征,对湿地多年冻土活动层的冻融过程有了初步了解,尽管数据有很大局限性,没有完全解释湿地多年冻土水热特征的时空差异性及复杂性,但仍然为湿地多年冻土的进一步研究奠定了基础。

参考文献(References):

- [1] Wang Y, Li G, Jin H, et al. Thermal state of soils in the active layer and underlain permafrost at the kilometer post 304 site along the China-Russia Crude Oil Pipeline [J]. *Journal of Mountain Science*, 2016, 13(11): 1984-1994.
- [2] Wang Jiaoyue, Han Yaopeng, Song Changchun, et al. Effects of freezing-thawing cycles on soil organic carbon mineralization in the peatland ecosystems from continuous permafrost zone, Great Hinggan Mountains [J]. *Climate change Research*, 2018, 14(1): 59-66. [王娇月, 韩耀鹏, 宋长春, 等. 冻融作用对大兴安岭多年冻土区泥炭地土壤有机碳矿化的影响研究 [J]. *气候变化研究进展*, 2018, 14(1): 59-66.]
- [3] Gruber S, Fleiner R, Guegan E, et al. Inferring permafrost and permafrost thaw in the mountains of the Hindu Kush Himalaya region [J]. *The Cryosphere*, 2017, 11(1): 81-99.
- [4] Luo Dongliang, Jin Huijun, Lü Lanzhi, et al. Spatiotemporal characteristics of freezing and thawing of the active layer in the source areas of the Yellow River (SAYR) [J]. *Chinese Science Bulletin*, 2014, 59(24): 3034-3045. [罗栋梁, 金会军, 吕兰芝, 等. 黄河源区多年冻土活动层和季节冻土冻融过程时空特征 [J]. *科学通报*, 2014, 59(14): 1327-1336.]
- [5] Qin Yanhui, Wu Tonghua, Li Ren, et al. Thermal condition of the active layer on the Qinghai-Tibet Plateau simulated by using the Model of GIPL2 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2018, 40(6): 1153-1166. [秦艳慧, 吴通华, 李韧, 等. 基于 GIPL2 模型的青藏高原活动层土壤热状况模拟研究 [J]. *冰川冻土*, 2018, 40(6): 1153-1166.]

- [6] Zhang Z Q, Wu Q B, Hou M T, et al. Permafrost change in Northeast China in the 1950s-2010s[J]. *Advances in Climate Change Research*, 2021, 12(1): 18-28.
- [7] Climate change 2013: the physical science basis: Working Group I contribution to the Fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change[M]. Cambridge university press, 2014.
- [8] Li Ji, Jiao Min, Hu Chunli, et al. Characteristics of summer temperature and its impact factors in Northeast China from 1951 to 2012[J]. *Journal of Meteorology and Environment*, 2016, 32(5): 74-83. [李辑, 焦敏, 胡春丽, 等. 1951—2012年东北地区夏季气温及其影响因子变化特征[J]. *气象与环境学报*, 2016, 32(5): 74-83.]
- [9] Hjort J, Karjalainen O, Aalto J, et al. Degrading permafrost threatens Arctic nature and built environment[C]//EGU General Assembly Conference Abstracts. 2020: 8408.
- [10] Qin Y, Wu T, Zhao L, et al. Numerical modeling of the active layer thickness and permafrost thermal state across Qinghai-Tibetan Plateau [J]. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 2017, 122(21): 11,604-11,620.
- [11] Schuur E A G, McGuire A D, Schädel C, et al. Climate change and the permafrost carbon feedback[J]. *Nature*, 2015, 520(7546): 171-179.
- [12] Liang Yuan, Liu Binhui. Soil Temperature Change at Summer Shallow Layer in the north Daxing'an Mountains[J]. *Journal of Northeast Forestry University*, 2014, 42(5): 83-84+88. [梁媛, 刘滨辉. 大兴安岭北部地区夏季浅层地温的变化[J]. *东北林业大学学报*, 2014, 42(5): 83-84+88.]
- [13] Wei Changlei, Wang Lizhong, Liu Fangrui, et al. Research on Geothermal of Permafrost Active Layer in Wetland of Great Xing'an Mountains [J]. *Journal of Temperate Forestry Research*, 2019, 2(3): 37-40. [韦昌雷, 王立中, 刘芳蕊, 等. 大兴安岭南麓河湿地多年冻土活动层地温研究[J]. *温带林业研究*, 2019, 2(3): 37-40.]
- [14] Wu Xiangwen, Zang Shuying, Ma Dalong, et al. Greenhouse gas fluxes from forest soil in permafrost regions of Greater Hinggan Mountains, Northeast China[J]. *Acta Geographica Sinica*, 2020, 75(11): 41-53. [吴祥文, 臧淑英, 马大龙, 等. 大兴安岭多年冻土区森林土壤温室气体通量[J]. *地理学报*, 2020, 75(11): 41-53.]
- [15] Li X, Jin H, He R, et al. Effects of forest fires on the permafrost environment in the northern Da Xing'anling (Hinggan) mountains, Northeast China [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2019, 30(3): 163-177.
- [16] Yuan Xizhong, Li Ning, Zhao Xiuyun, et al. Analysis of sensitivity of frozen ground bearing capacity to climate change in Northeast China permafrost regions[J]. *Rock and soil Mechanics*, 2010, 31(10): 3265-3272. [原喜忠, 李宁, 赵秀云, 等. 东北多年冻土地区地基承载力对气候变化敏感性分析[J]. *岩土力学*, 2010, 31(10): 3265-3272.]
- [17] Gao Shuhui, Jin Huijun, he Ruixia. Influence factors on the ground temperature recovery process of an open-pit coal mine backfill in the permafrost area of northeastern China[J]. *Hydrogeology and Engineering Geology*, 2017, 44(1): 137-143. [高淑会, 金会军, 何瑞霞. 东北多年冻土区露天煤矿回填后地温恢复影响因素分析[J]. *水文地质工程地质*, 2017, 44(1): 137-143.]
- [18] Li Jia, Zhou Zuhao, Wang Hao, et al. The spatial-temporal distribution of maximum depth of frozen soil and its response to temperature change in the Songhuajiang River Basin [J]. *Resources Science*, 2017, 39(1): 147-156. [李佳, 周祖昊, 王浩, 等. 松花江流域最大冻土深度的时空分布及对气温变化的响应[J]. *资源科学*, 2017, 39(1): 147-156.]
- [19] Ren Jingquan, Liu Yuxi, Wang Dongni, et al. Spatiotemporal changes of annual freezing/thawing index of seasonally frozen soil in Jilin Province[J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2020, 42(2): 142-150. [任景全, 刘玉汐, 王冬妮, 等. 吉林省季节冻土区年冻融指数的时空变化特征[J]. *冰川冻土*, 2020, 42(2): 142-150.]
- [20] Yao Hongwei, Xie Yanwei, Fan Tingting. Analysis on Spatiotemporal variation characteristics of Frozen soil in Changchun City [J]. *Modern Agricultural Science and Technology*, 2019(24): 165-169. [姚宏伟, 解彦维, 范婷婷. 长春市冻土时空变化特征分析[J]. *现代农业科技*, 2019(24): 165-169.]
- [21] Wang Ning, Zang Shuying, Zhang Lijuan. Spatial and temporal variations of spermafrost thickness in Heilongjiang Province in recent 50 years [J]. *Geographical Research*, 2018, 37(3): 622-634. [王宁, 臧淑英, 张丽娟. 近50年来黑龙江省冻土厚度的时空变化特征[J]. *地理研究*, 2018, 37(3): 622-634.]
- [22] Feng Yingying, Li Zhuolun. Spatial and temporal evolution of the negative accumulated temperature in Northeast China from 1957 through 2007 [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2016, 38(6): 1529-1537. [冯莹莹, 李卓仑. 1957—2007年东北地区负积温时空演变[J]. *冰川冻土*, 2016, 38(6): 1529-1537.]
- [23] Chang Xiaoli, Jin Huijun, he Ruixia, et al. Review of permafrost monitoring in the northern Da Hinggan Mountains, Northeast China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, 35(1): 93-100. [常晓丽, 金会军, 何瑞霞, 等. 大兴安岭北部多年冻土监测进展[J]. *冰川冻土*, 2013, 35(1): 93-100.]
- [24] Lü Yaya, Li Yingjie, Jin Juan, et al. Impact of Different Cradle Cut Ways on Fallen Wood Distribution Pattern of Larix gmelinii Forest [J]. *Chinese Agricultural Science Bulletin*, 2015, 31(1): 30-37. [吕亚亚, 李英杰, 金娟, 等. 不同抚育采伐方式对兴安落叶松林倒木分布格局影响研究[J]. *中国农学通报*, 2015, 31(1): 30-37.]
- [25] Chang Xiaoli, Jin Huijun, Yu Shaopeng, et al. Influence of vegetation on frozen ground temperatures the forested area in the Da Xing'anling Mountains, Northeastern China [J]. *Acta Ecologica Sinica*, 2011, 31(18): 5138-5147. [常晓丽, 金会军, 于少鹏, 等. 大兴安岭林区不同植被对冻土地温的影响[J]. *生态学报*, 2011, 31(18): 5138-5147.]
- [26] Zhang Z Q, Wu Q B, Jiang G L, et al. Changes in the permafrost temperatures from 2003 to 2015 in the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2020, 169: 102904.
- [27] Chang Xiaoli, Tie limin, Jin Huijun, et al. The features of permafrost in Xinlin forest area on estern slope of Greater Khingan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2020, 42(3): 823-833. [常晓丽, 帖利民, 金会军, 等. 大兴安岭东坡新林林区冻土变化特征[J]. *冰川冻土*, 2020, 42(3): 823-833.]
- [28] Outcalt S I, Nelson F E, Hinkel K M. The zero-curtain effect: Heat and mass transfer across an isothermal region in freezing soil [J]. *Water Resources Research*, 1990, 26(7): 1509-1516.
- [29] Wang Zilong, Fu Qiang, Jiang Qiuxiang, et al. Spatial Variability of Soil Moisture Profile in Seasonal Frozen Soil Region in Different Stages [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2010, 30(5): 772-776. [王子龙, 付强, 姜秋香, 等. 季节性冻土区不同时期土壤剖面水分空间变异特征研究[J]. *地理科学*, 2010, 30(5): 772-776.]
- [30] Zhou Youwu, Guo Dongxin. Main characteristics of perma-

- frost in China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1982, 4(1): 1-19. [周幼吾, 郭东信. 我国多年冻土的主要特征[J]. 冰川冻土, 1982, 4(1): 1-19.]
- [31] Yao Nan, Zhao Ying, Zhang Jianguo, et al. Soil water and heat dynamics during freezing and thawing period under three grazing densities in grassland of Inner Mongolia [J]. *Research of Soil and Water Conservation*, 2017, 24 (5): 132-138. [姚楠, 赵英, 张建国, 等. 不同放牧条件内蒙古草原土壤冻融期水热动态[J]. 水土保持研究, 2017, 24(5): 132-138.]
- [32] Zhao Lin, Hu Guojie, Zou Defu, et al. Permafrost Changes and Its Effects on Hydrological Processes on Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Bulletin of the Chinese Academy of Sciences*, 2019, 34 (11): 1233-1246. [赵林, 胡国杰, 邹德富, 等. 青藏高原多年冻土变化对水文过程的影响[J]. 中国科学院院刊, 2019, 34(11): 1233-1246.]
- [33] Yang Shuhua, Li Ren, Wu Tonghua, et al. The variation characteristics of different freeze-thaw status in the near surface soil and the relationship with temperature over the Qinghai-Tibet Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2019, 41 (6): 1377-1387. [杨淑华, 李韧, 吴通华, 等. 青藏高原近地表土壤不同冻融状态的变化特征及其与气温的关系[J]. 冰川冻土, 2019, 41(6): 1377-1387.]
- [34] Shur Y L, Jorgenson M T. Patterns of permafrost formation and degradation in relation to climate and ecosystems [J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2007, 18(1): 7-19.
- [35] Yan Xiaoyu, Zhao Chunyu, Gou Xiaohui, et al. Spatial distributions and variations of the snow cover in the forests of Northeast China [J]. *Journal of Arid Land Resources and Environment*, 2015, 29 (1): 154-162. [严晓瑜, 赵春雨, 缙晓辉, 等. 东北林区积雪空间分布与变化特征[J]. 干旱区资源与环境, 2015, 29(1): 154-162.]
- [36] Li Xiaoying, Jin Huijun, He Ruixia, et al. Impacts of hazardous fires on permafrost environment: a review [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2017, 39(2): 317-327. [李晓英, 金会军, 何瑞霞, 等. 森林大火对冻土环境影响的研究进展[J]. 冰川冻土, 2017, 39(2): 317-327.]

Analysis of heat and water transferring characteristics in the active layer of permafrost in the wetland of the Greater Khingan Mountains

FENG Xiaolin, ZHANG Yanlin, CHANG Xiaoli

(School of Resources & Environment and Safety Engineering of Hunan University of Science and Technology, Xiangtan 411202, Hunan, China)

Abstract: Besides being an important part of cryosphere, the permafrost in the northern Greater Khingan Mountains is the only permafrost region at the mid-to-high latitudes in China. Analysis on the hydrothermal characteristics in this region is of great significance to the research of land-atmosphere energy exchange, terrestrial ecosystems, and climate change. Based on the air temperature, ground temperature and moisture content at the depths between 0-2 m collected in a wetland permafrost near the Greater Khingan Mountains Forest Ecological Station from 2011 to 2020, the heat and water transferring characteristics of the permafrost active layer in the Greater Khingan Mountains wetland were analyzed. Results show that the varying range of ground temperature in the active layer of the wetland permafrost decreases with depth and has a significant hysteresis. The ground surface temperature is higher than that at deep depths during the ground thawing period, and it is opposite during the ground freezing period. The average ground thawing velocities were 0.49, 0.61, 0.47, and 0.56 $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$ in 2012, 2013, 2019, and 2020. The corresponding average upward ground freezing velocities were 1.34, 2.12, 2.58, and 1.65 $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$, respectively. The average downward ground freezing velocities were 1.69, 1.02, 3.32, and 1.00 $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$, and the maximum thawing depths of the active layer were 78.73, 85.65, 66.22, and 74.94 cm, respectively. From May 2012 to May 2013, the soil moisture content remained much correlated with the ground temperature. During the freezing period, the unfrozen soil water content was related with the ground temperature in a good power function, and the correlation coefficient is greater than 0.90, and the fitting result for deep soil is better than that at surface soil. During the thawed period, the correlation between the soil moisture content and ground temperature is not good and the correlation coefficient is less than 0.50. In addition, the correlation coefficient decreases with depth. Sufficient soil moisture in the wetland is in favor of the bidirectional freezing in the permafrost active layer. In the depth less than or equal 1.4 m, the ground temperature is strongly correlated with the air temperature. As a strong thermal insulation material, the snow dampens the ground temperature variation with air temperature in winter and somehow keeps the ground 'warm'. The process of snow melting delays the ground from thawing. Besides, the vegetation layer will impede the solar radiation arriving the ground surface and decrease the ground surface temperature, which will weaken the correlativity between air and ground temperatures and preserve the permafrost. This study will provide a good data basis and theoretical advanced investigation for modelling the ground freezing and thawing with consideration of both heat and water transferring in a coupled way the permafrost regions of the Greater Khingan Mountains wetland.

Key words: the Greater Khingan Mountains Forest Ecological Station; permafrost active layer; ground temperature; soil moisture content; freezing and thawing processes

(责任编辑: 罗栋梁; 编辑: 周成林)