

DOI: 10.13758/j.cnki.tr.2023.05.023

张鹏, 贾丙瑞. 大兴安岭北部寒温带针叶林表层土壤冻融变化特征. 土壤, 2023, 55(5): 1122–1128.

大兴安岭北部寒温带针叶林表层土壤冻融变化特征^①

张鹏^{1,2}, 贾丙瑞^{1*}

(1 中国科学院植物研究所植被与环境变化国家重点实验室, 北京 100093; 2 中国科学院大学, 北京 100049)

摘要: 基于 2009—2019 年地表土壤温度和积雪数据, 分析了近 10 a 来我国大兴安岭北部多年冻土区土壤冻融变化特征, 包括冻融循环次数和天数、冻融开始和结束时间、持续时间、变动幅度等。表层土壤春季融化过程期主要发生在 4 月中下旬至 5 月中旬, 秋季冻结过程期主要发生在 9 月中下旬至 10 月中旬, 平均每年发生冻融 39 次或 41 d。春季融化过程期相比秋季冻结过程期, 平均冻融循环次数或天数相差并不大, 研究期间内大于、小于和相近年份均有出现。但冻结期冻融循环变动幅度(主要在 2.6 ~ 15.0 °C) 大于融化期(主要在 2.6 ~ 12.5 °C)。春季融化期开始时间与积雪结束时间基本吻合, 而积雪开始时间均发生在秋季冻结期结束之后。因此, 两个冻融期很少有积雪覆盖, 冻融循环主要受气温影响。本研究为深入理解大兴安岭多年冻土对气候变化的响应、制定适宜的气候变化对策提供参考依据。

关键词: 大兴安岭; 多年冻土; 寒温带; 兴安落叶松林; 冻融循环

中图分类号: S154.1 **文献标志码:** A

Characteristics of Topsoil Freeze-Thaw Cycles in Cold Temperature Needle-leaved Forest of Northern Daxing'anling in Northeast China

ZHANG Peng^{1,2}, JIA Bingrui^{1*}

(1 State Key Laboratory of Vegetation and Environmental Change, Institute of Botany, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100093, China; 2 University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China)

Abstract: Based on topsoil temperature and snow data from 2009 to 2019 in the cold temperature needle-leaved forest in the Huzhong National Nature Reserve of the northern Daxing'anling in Northeast China, this paper analyzed the characteristics of topsoil freeze-thaw processes in the permafrost regions in recent ten years, including frequency and days of freeze-thaw cycle, start and end time, duration, fluctuation, etc. The thawing stage of topsoil mainly occurred from mid-late April to mid-May and the freezing stage started from mid-late September to mid-October. The average freeze-thaw cycles were 39 times or 41 days per year. There was no significant difference in the average frequencies or days of freeze-thaw cycles between the thawing and freezing stages. However, the fluctuations of topsoil temperature in freezing stage (mainly between 2.6 °C and 15.0 °C) were higher than those in thawing stage (mainly between 2.6 °C and 12.5 °C). The start date of the thawing stage was basically consistent with the disappearance time of snow cover, but the appearance time of snow cover almost occurred after the end of the freezing stage. Therefore, the topsoil was seldom covered by snow in the thawing and freezing stages, and the freeze-thaw cycle was mainly affected by the variation of air temperature. This study provides scientific bases and references for understanding the responses of permafrost to climate change and formulating the appropriate strategies in Daxing'anling in Northeast China.

Key words: Daxing'anling; Permafrost; Cold-temperate climate zone; Dahurian larch (*Larix gmelinii*) forest; Freeze-thaw cycle

国际冻土协会(International Permafrost Association, IPA) 将多年冻土定义为温度在 0 °C 或低于 0 °C 至少连续存在两年的岩土层^[1], 广泛分布于高纬度和高

海拔地区。我国多年冻土面积约为 1.59×10^6 km², 仅次于俄罗斯和加拿大, 是世界第三大多年冻土国^[2]。东北多年冻土是我国第二大多年冻土分布区, 也是我

①基金项目: 国家自然科学基金项目(32071592) 和国家重点研发计划项目(2022YFF0801901)资助。

* 通讯作者(jiabingrui@ibcas.ac.cn)

作者简介: 张鹏(1996—), 女, 山东滨州市人, 硕士研究生, 主要从事冻融变化与森林碳排放研究。E-mail: 2398896463@qq.com

国唯一的高纬多年冻土区, 主要发育“兴安-贝加尔型”冻土。东北北部处于欧亚大陆多年冻土区南缘, 冻土热稳定性差, 对气候变暖的敏感性强^[3-6]。北方林是地球上第二大陆地生物群区, 其向南延伸到我国大兴安岭北部, 即寒温带针叶林, 是我国重要的碳汇区^[7]。

冻融是由于季节或昼夜热量变化在表土及以下一定深度形成的反复冻结-解冻的土壤物理过程, 这种现象在高纬度和高海拔地带低温生态系统非常普遍^[8]。受气温升高的影响, 东北多年冻土呈现区域性退化趋势, 主要表现为: 冻土活动层增厚、地温升高、厚度减薄、融区扩大、面积减小等^[3, 9]。其中, 多年冻土面积缩减速率达到每 10 年 $3.6 \times 10^4 \text{ km}^2$ ^[6]。王宁等^[10]利用黑龙江省 32 个气象站冻土和气温观测数据研究表明, 近 50 a 黑龙江省冻土厚度以 0.53 cm/a 的速率下降, 冻土厚度减少了 12.86 cm。冻融变化会对生物地球化学循环^[9, 11-12]、生态环境^[13-14]、工程建筑和道路基础设施^[9]等产生重要影响。在一些寒冷的北方林中甚至会导致生态系统碳源汇功能的转变^[15]。因此, 为科学评估碳的源汇效应、生态与环境安全, 以及更好地服务于寒区工程建设和维护, 迫切需要深入了解东北多年冻土冻融变化特征。

目前, 有关冻融变化的研究主要集中在青藏高原地区^[16-19]。东北地区曾是我国冻土学学者早期研究最为深入的地区之一, 但是其在全球变化研究兴起后的 30 a 内基本没有大的投入, 对于冻土地温、积雪等方面的监测较少^[20], 仅有少数研究基于气象台站数据分析了空气和地表冻融变化特征^[5, 21-22]。然而, 气象台站通常建于城镇周边空旷地段, 与林内小气候存在较大差异^[23], 很难真实反映野外自然条件下森林生态系统冻融变化特征。

因此, 本文以大兴安岭北部呼中自然保护区寒温带针叶林为研究对象, 利用 2009—2019 年半小时观测频率的表层土壤温度数据, 结合 2009—2019 年中国雪深长时间序列数据集积雪数据, 分析近 10 a 来大兴安岭林区表层土壤小时、日和季节尺度冻融变化特征, 为深入理解和评估大兴安岭多年冻土区对气候变化的响应、制定适宜的气候变化对策提供参考依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

呼中林区位于我国黑龙江省大兴安岭伊勒呼里山北坡, 呼玛河中上游地区, 地貌类型为大兴安岭北

部石质中低山山地, 坡度平缓, 一般在 15° 以下, 海拔多在 500 ~ 1 000 m。本研究地点在呼中自然保护区内北方林生态系统定位研究站($51^\circ 47' \text{ N}$, $123^\circ 01' \text{ E}$, 海拔 773 m)。冬季寒冷漫长且大量积雪, 夏季短暂且降水集中, 属于高纬度寒温带大陆性季风气候。年平均气温为 -3.6° C , 在 $-2.1 \sim -5.4^\circ \text{ C}$ 波动, 最低气温可达 -49.2° C , 年平均降水量为 487 mm(来源于中国气象数据网(<http://data.cma.cn/>), 1974—2019 年呼中气象站)。地带性植被类型为以兴安落叶松(*Larix gmelinii*)为单优势种的寒温带明亮针叶林, 混有少量白桦(*Betula platyphylla*), 密度为每公顷 1 590 株, 平均胸径 12.4 cm, 平均树高 14.0 m。

1.2 资料来源

2009—2019 年 0 cm 地表土壤温度(107L, Campbell Scientific Inc., USA)和 2.0 m 空气温度(HMP45C, Vaisala, Finland), 分别通过 CR23XTD 和 CR3000 数据采集器(Campbell Scientific Inc., USA)每 30 min 自动记录一次。观测期间 2012 年 9 月 1 日至 2013 年 5 月 18 日由于仪器故障土温数据缺失, 即 2012 年秋季冻结过程期和 2013 年春季融化过程期数据缺失。因此, 共包括 10 a 春季融化过程期和 10 a 秋季冻结过程期。2009—2019 年积雪数据源自中国雪深长时间序列数据集(<http://data.tpdac.ac.cn/zh-hans/data/df40346a-0202-4ed2-bb07-b65dfcda9368/>^[24]), 为逐日观测数据, 根据呼中北方林生态系统定位研究站地理坐标将数据进行提取整理。

1.3 冻融特征参数定义

本研究土壤冻融特征主要包括冻融循环次数和天数、冻融开始和结束时间、冻融期持续时间、冻融循环变动幅度(即最高温与最低温差值)等方面。关于冻融循环定义, 在不考虑土壤盐分、质地等对土壤冻结点的影响下, 大部分学者以 0° C 作为阈值, 当日最高土壤温度 $\leq 0^\circ \text{ C}$ 时, 认为土壤完全冻结; 当日最低土壤温度 $> 0^\circ \text{ C}$ 时, 认为土壤完全消融。当土壤温度日最高值 $> 0^\circ \text{ C}$ 且日最低值 $< 0^\circ \text{ C}$ 时, 认为存在日冻融循环(即夜间冻结, 白天消融), 日冻融循环阶段包括春季融化过程期和秋季冻结过程期^[16-19, 25-27]。为了合理地确定不同冻融状态的起始日, 按照这个划分标准, 通常将连续发生 3 d 的第一天定义为每个阶段的起始日^[28-29]。同样, 将积雪出现连续 3 d 的第一天记作积雪开始日, 积雪连续 3 d 为 0 的前一天记作积雪结束日。

本研究土壤温度数据观测频率为 0.5 h, 除了冻

融循环天数,也可以通过冻融循环次数描述冻融变化特征。为了减少测量中不确定性的影响,通常将春季融化过程期土壤温度低于 0 °C 持续至少 3 h,随后回升到 0 °C 以上持续至少 3 h,或秋季冻结过程期土壤温度高于 0 °C 持续至少 3 h,随后跌至 0 °C 以下持续至少 3 h 的土温动态过程记作一次冻融循环^[29-33]。冻融循环幅度为每次冻融循环最高温与最低温差值^[27]。

2 结果与分析

2.1 基于小时数据冻融循环特征

图 1 给出了 2009—2019 年冻融期寒温带针叶林内表层土壤温度与气温关系,均为 0.5 h 尺度数据,气温变动幅度(-20.9 ~ 30.5 °C)远大于表层土温(-7.7 ~ 18.2 °C),二者呈显著的正相关关系, R^2 达到 0.59。以下研究主要针对表层土壤冻融循环特征进行分析。

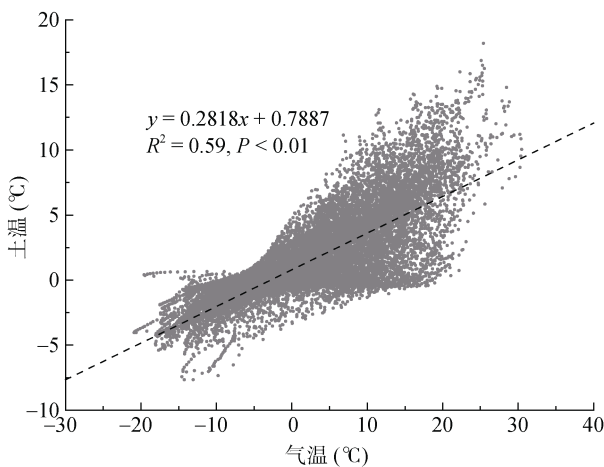


图 1 2009—2019 年冻融期表层土壤温度与气温关系
Fig. 1 Relationship between topsoil temperature and air temperature during freezing-thawing period from 2009 to 2019

由图 2A 可以看出春季融化过程期每次融化开始时间在 5:00—15:30,大部分开始时间发生在 9:30—13:00,约占 70%,其中 9:30 开始时间所占比例最大(13.7%)。融化期每次融化时长在 0.5 ~ 21.0 h,融化时长出现最多的时段为 7.0 ~ 18.5 h,所占比例为 84.1%(图 2C)。秋季冻结过程期每次冻结开始时间在 15:30—6:30 均有发生,相比春季融化开始时间较分散,其中 18:00(9.4%)、23:30(8.2%)所占比例较高(图 2B)。冻结过程期每次冻结时长在 1.5 ~ 21.5 h,主要集中在 9.0 ~ 21.5 h,所占比例达到 79.3%(图 2D)。由

图 2E 可以看出,融化期冻融循环变动幅度在 0 ~ 20.0 °C,大部分变幅在 2.6 ~ 12.5 °C,约占 85%,其中变幅在 7.6 ~ 10.0 °C 所占比例最大(27.5%)。与融化期相比,冻结期冻融循环变动幅度更大,在 0 ~ 25.0 °C,冻结期大部分土温变幅在 2.6 ~ 15.0 °C,约占 84%,其中变幅在 7.6 ~ 10.0 °C 所占比例最大(23%)(图 2F)。

2.2 日冻融循环特征

图 3A 为 2009—2019 年积雪结束及表层土壤融化过程起始与结束日期变化曲线。从中可以看出,春季冻融循环在 4 月中下旬开始发生,除 2014 年(4 月 10 日)和 2012 年(4 月 17 日)外,其他年份大多发生在 4 月 25 日左右。春季冻融循环结束日期在 5 月 9 日至 5 月 24 日之间,大部分 5 月中旬结束。春季融化过程开始日期与积雪结束日期基本吻合,即整个融化过程期基本没有积雪覆盖,说明春季积雪完全消融代表融化过程期开始。

图 3B 为 2009—2019 年积雪开始及表层土壤冻结过程起始与结束日期变化曲线。秋季冻融循环开始日期在 9 月 9 日至 10 月 6 日之间,大部分发生在 9 月 25 日左右;结束日期在 10 月 10 日至 10 月 25 日之间,大部分在 10 月 15 日左右结束。另外,积雪开始日均发生在冻结期结束之后,在冻结过程期没有积雪覆盖。冻结期结束日和积雪开始日在 2013 年(25 d)和 2015 年(18 d)相差最大,其次为 2010 年、2018 年、2016 年和 2019 年(7 ~ 10 d),其他年份仅相差 2 ~ 3 d。

2.3 冻融循环天数与次数

由于计算方法的不同,冻融循环天数与次数略有差异(图 4)。对于冻融循环天数,2009—2019 年春季融化过程期为 14 ~ 30 d(平均 21 d),秋季冻结过程期为 10 ~ 31 d(平均 19 d)。春季融化过程期大于秋季冻结过程期的有 4 a(相差 4 ~ 12 d),小于的有 3 a(相差 4 ~ 9 d),其他 2 a 相近。对于冻融循环次数,春季融化过程期发生 16 ~ 28 次(平均 20 次),秋季冻结过程期为 9 ~ 28 次(平均 18 次),春季融化过程期大于秋季冻结过程期的有 5 a(相差 3 ~ 8 次),小于的有 2 a(相差 6 ~ 7 次),其他 2 a 相近。从全年来看,2009—2019 年每年发生冻融循环 25 ~ 52 次(平均 39 次),每年冻融天数为 24 ~ 58 d(平均 41 d)(图 4C)。

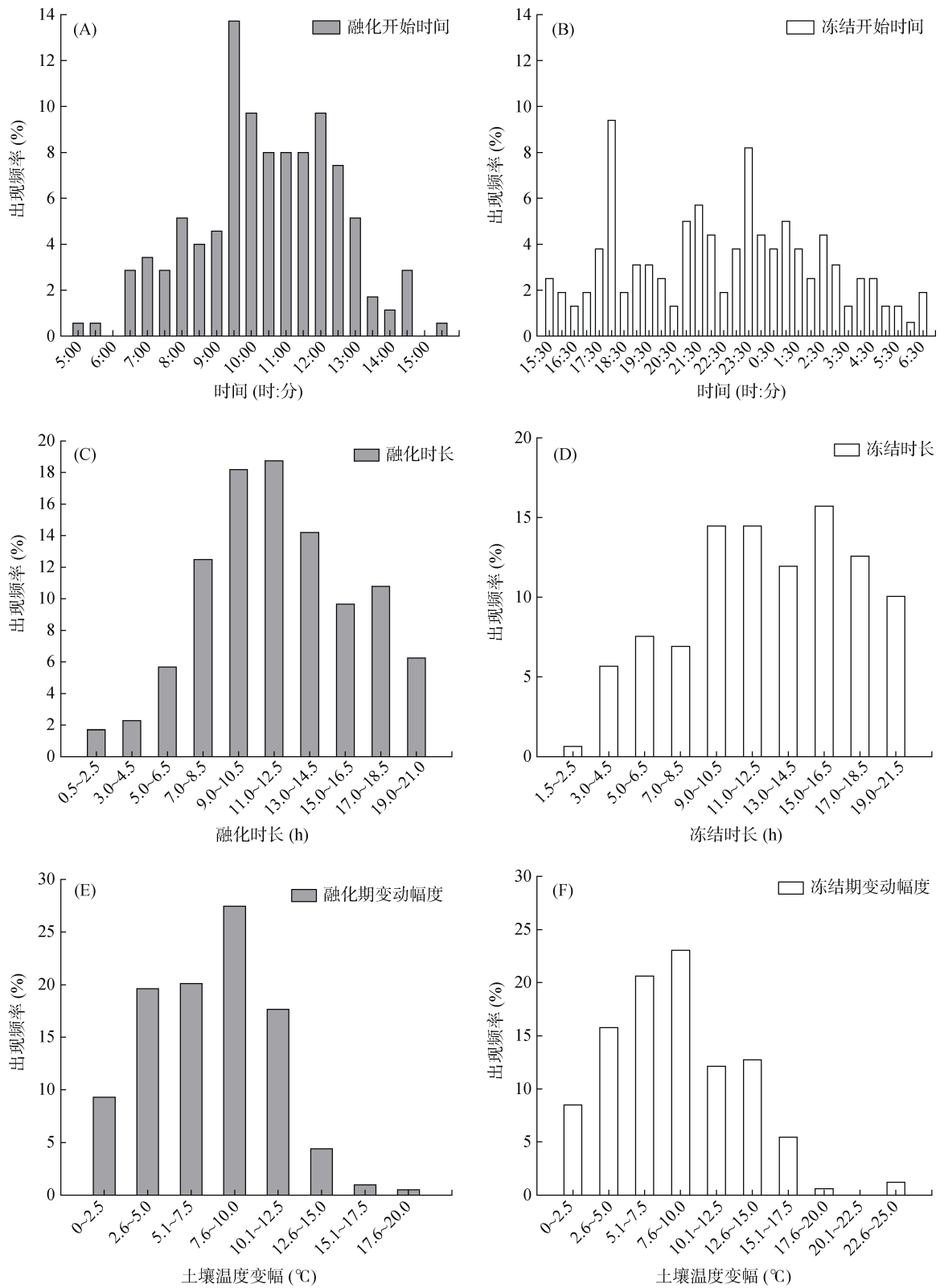


图 2 2009—2019 年表层土壤融化期每次融化开始时间(A)、融化时长(C)、变动幅度(E)和冻结期每次冻结开始时间(B)、冻结时长(D)、变动幅度(F)出现频次

Fig. 2 Frequency of onset time (A, B), duration (C, D) and fluctuation (E, F) of each thawing process in thawing period and each freezing process in freezing period from 2009 to 2019

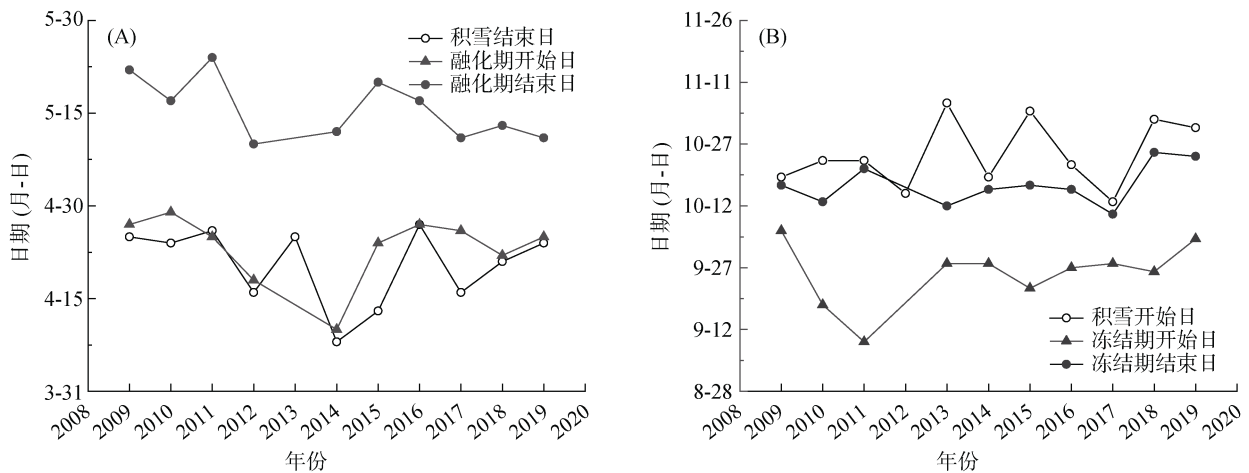


图 3 2009—2019 年表层土壤融化过程(A)和冻结过程(B)开始与结束日期
Fig. 3 Start and end dates of topsoil thawing (A) and freezing(B) process from 2009 to 2019

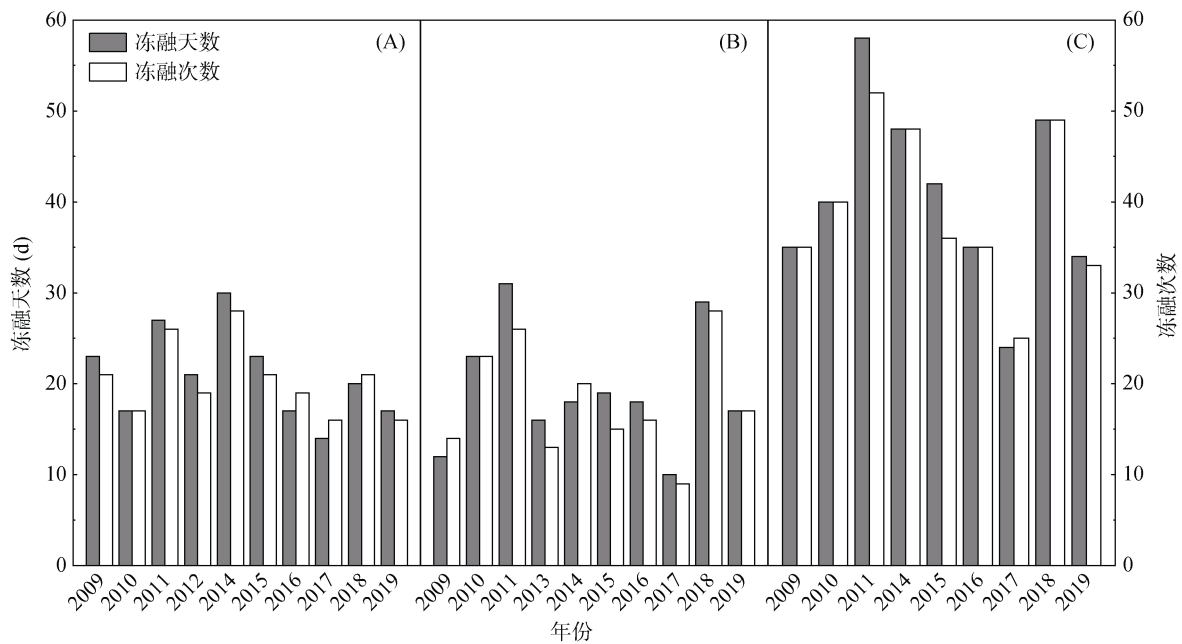


图 4 2009—2019 年春季融化过程期(A)、秋季冻结过程期(B)、全年(C)表层土壤冻融天数与次数
Fig. 4 Days and frequencies of freezing-thawing cycles in topsoil during thawing process (A), freezing process (B), and whole year (C) from 2009 to 2019

3 讨论

土壤温度随气温发生周期性波动,且随土层深度增加变幅减小^[17]。因此,土壤冻融循环次数随着土层深度增加而逐渐减少^[16,25,27,34]。表层土壤发生冻融循环频次最高,同时也是地气相互作用过程中最为关键的界面层,常被用作冻融变化相关研究的参考指标^[5,16,22,30-33]。因此,本文主要围绕表层土壤冻融特征开展研究。

黑龙江帽儿山森林表层冻融循环次数为 73 次^[32];科尔沁沙地表层冻融循环次数平均 100 次^[27];青藏

高原那曲附近高寒草甸 1 cm 深度冻融循环天数约为 200 d^[16];本研究大兴安岭多年冻土区表层冻融循环次数和天数分别为 25~52 次(平均 39 次)和 24~58 d(平均 41 d),远低于上述观测区域。除了纬度、海拔不同外,还可能与下垫面状况(植被、积雪等)有关。Guo 等^[35]对多年冻土区南缘的我国内蒙古东部和俄罗斯西伯利亚南部研究也发现,草原冻融循环天数高于森林。

已有研究表明春季融化期发生冻融循环多于秋季冻结期,如青藏高原多年冻土区分别为 40 d 和 21 d^[18], 24 d 和 10 d^[36]、17~22 d 和 2~3 d^[37];科尔沁

沙地分别为 60 次和 40 次^[27]。刘帅等^[25]对蒙古高原中部草原研究则表明, 秋季冻结期(28 d)多于春季融化期(12 d)。本研究大兴安岭多年冻土区春季融化期大部分年份在 4 月 25 日左右开始, 5 月中旬结束; 秋季冻结期大多在 9 月 25 日左右开始, 10 月中旬结束。春季融化过程期平均冻融循环天数或次数分别为 21 d 或 20 次, 秋季冻结过程期分别为 19 d 或 18 次, 尽管也表现出春季多于秋季, 但两个阶段相差并不大(2 d 或 2 次), 2009—2019 年观测期内大于、小于和相近的年份均有出现。

气温、积雪等地面条件的变化可改变地表冻融过程的频率^[38]。本研究春季融化过程开始时间与积雪结束时间基本吻合, 而积雪开始时间均发生在秋季冻结期结束之后, 因此, 大兴安岭北部多年冻土区两个冻融期很少有积雪覆盖, 冻融循环主要受气温影响。而其他地区研究表明积雪覆盖下仍有冻融循环发生^[29,32,34], 已有研究通常采用控制积雪厚度来调控冻融作用^[31-33], 可能在该地区并不适用。本研究仅对比了近十年来呼中自然保护区寒温带针叶林冻融和积雪的开始与结束日期, 未来还需要更长时间序列和更多数据揭示大兴安岭多年冻土区积雪覆盖持续时间、厚度变化等与冻融过程的关系。

4 结论

我国大兴安岭北部多年冻土区近十年来土壤冻融特征表现为:

1) 春季融化过程期每次融化开始时间集中发生在 9:30—13:00, 融化持续时长大多在 7.0 ~ 18.5 h; 秋季冻结期每次冻结开始时间比较分散, 在 15:30 ~ 6:30 均有发生, 冻结持续时长大多在 9.0 ~ 21.5 h。

2) 融化期和冻结期冻融循环变动幅度主要在 2.6 ~ 12.5 °C 和 2.6 ~ 15.0 °C, 约占 85%。

3) 春季融化期主要发生在 4 月中下旬至 5 月中旬, 秋季冻结期主要发生在 9 月中下旬至 10 月中旬, 平均每年发生冻融 41 d, 变动于 24 ~ 58 d。

4) 积雪结束时间与融化过程开始时间基本吻合, 而积雪开始时间均发生在冻结期结束之后, 两个冻融期很少有积雪覆盖, 因此该区域冻融循环主要受气温影响。

参考文献:

[1] 秦大河, 姚檀栋, 丁永建, 等. 面向可持续发展的冰冻圈科学[J]. 冰川冻土, 2020, 42(1): 1-10.
[2] Ran Y H, Li X, Cheng G D, et al. Distribution of permafrost in China: An overview of existing permafrost

maps[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2012, 23(4): 322-333.
[3] 金会军, 于少鹏, 吕兰芝, 等. 大小兴安岭多年冻土退化及其趋势初步评估[J]. 冰川冻土, 2006, 28(4): 467-476.
[4] 魏智, 金会军, 张建明, 等. 气候变化条件下东北地区多年冻土变化预测[J]. 中国科学: 地球科学, 2011, 41(1): 74-84.
[5] Luo D L, Jin H J, Jin R, et al. Spatiotemporal variations of climate warming in northern Northeast China as indicated by freezing and thawing indices[J]. *Quaternary International*, 2014, 349: 187-195.
[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] Wang J, Feng L, Palmer P I, et al. Large Chinese land carbon sink estimated from atmospheric carbon dioxide data[J]. *Nature*, 2020, 586(7831): 720-723.
[8] 孙辉, 秦纪洪, 吴杨. 土壤冻融交替生态效应研究进展[J]. 土壤, 2008, 40(4): 505-509.
[9] 陈珊珊, 臧淑英, 孙丽. 东北多年冻土退化及环境效应研究现状与展望[J]. 冰川冻土, 2018, 40(2): 298-306.
[10] 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.
[11] Grogan P, Michelsen A, Ambus P, et al. Freeze-thaw regime effects on carbon and nitrogen dynamics in sub-arctic heath tundra mesocosms[J]. *Soil Biology and Biochemistry*, 2004, 36(4): 641-654.
[12] Cui Q, Song C C, Wang X W, et al. Rapid N₂O fluxes at high level of nitrate nitrogen addition during freeze-thaw events in boreal peatlands of Northeast China[J]. *Atmospheric Environment*, 2016, 135: 1-8.
[13] 程国栋, 赵林, 李韧, 等. 青藏高原多年冻土特征、变化及影响[J]. 科学通报, 2019, 64(27): 2783-2795.
[14] 朱龙祥, 范昊明, 马仁明. 冻融循环和土壤含水率对棕壤崩解特性的影响[J]. 土壤学报, 2023, 60(1): 77-88.
[15] 方精云, 朱江玲, 石岳. 生态系统对全球变暖的响应[J]. 科学通报, 2018, 63(2): 136-140.
[16] 杨梅学, 姚檀栋, Hirose N, 等. 青藏高原表层土壤的日冻融循环[J]. 科学通报, 2006, 51(16): 1974-1976.
[17] 范继辉, 鲁旭阳, 王小丹. 藏北高寒草地土壤冻融循环过程及水热分布特征[J]. 山地学报, 2014, 32(4): 385-392.
[18] 焦永亮, 李韧, 赵林, 等. 多年冻土区活动层冻融状况及土壤水分运移特征[J]. 冰川冻土, 2014, 36(2): 237-247.
[19] 马晶晶, 王佩, 邓钰婧, 等. 青海湖流域高寒草甸季节冻土土壤温湿变化特征[J]. 土壤, 2022, 54(3): 619-628.
[20] 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.
[21] 刘秀, 李佳. 1960—2012 年东北地区冻融指数时空变化研究[J]. 黑龙江科学, 2018, 9(20): 162-164.
[22] 李宇星. 中国东北地区土壤冻融对气候变化的响应[D]. 兰州: 兰州大学, 2019.

- [23] Zellweger F, De Frenne P, Lenoir J, et al. Forest microclimate dynamics drive plant responses to warming[J]. *Science*, 2020, 368(6492): 772–775.
- [24] 车涛, 戴礼云. 中国雪深长时间序列数据集 (1979—2020)[DB]. 国家青藏高原科学数据中心, DOI:10.11888/Geogra.tpdc.270194, 2015.
- [25] 刘帅, 于贵瑞, 浅沼顺, 等. 蒙古高原中部草地土壤冻融过程及土壤含水量分布[J]. *土壤学报*, 2009, 46(1): 46–51.
- [26] 王康, 张廷军. 中国 1956—2006 年地表土壤冻结天数时空分布及其变化特征[J]. *地球科学进展*, 2013, 28(11): 1269–1275.
- [27] Alamusa, Niu C Y, Zong Q. Temporal and spatial changes of freeze-thaw cycles in ulan'aodu region of horqin sandy land, Northern China in a changing climate[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2014, 78(1): 89–96.
- [28] Guo D L, Yang M X, Wang H J. Sensible and latent heat flux response to diurnal variation in soil surface temperature and moisture under different freeze/thaw soil conditions in the seasonal frozen soil region of the central Tibetan Plateau[J]. *Environmental Earth Sciences*, 2011, 63(1): 97–107.
- [29] Tan B, Wu F Z, Yang W Q, et al. Snow removal alters soil microbial biomass and enzyme activity in a Tibetan alpine forest[J]. *Applied Soil Ecology*, 2014, 76: 34–41.
- [30] Konestabo H S, Michelsen A, Holmstrup M. Responses of springtail and mite populations to prolonged periods of soil freeze-thaw cycles in a sub-arctic ecosystem[J]. *Applied Soil Ecology*, 2007, 36(2/3): 136–146.
- [31] 郭彩虹, 杨万勤, 吴福忠, 等. 川西亚高山森林林窗对凋落枝早期分解的影响[J]. *植物生态学报*, 2018, 42(1): 28–37.
- [32] Wu Q Q. Effects of snow depth manipulation on the releases of carbon, nitrogen and phosphorus from the foliar litter of two temperate tree species[J]. *Science of the Total Environment*, 2018, 643: 1357–1365.
- [33] 武启骞, 王传宽. 控雪处理下红松和蒙古栎凋落叶分解动态[J]. *植物生态学报*, 2018, 42(2): 153–163.
- [34] Sarady M, Sahlin E A U. The influence of snow cover on ground freeze-thaw frequency, intensity, and duration: An experimental study conducted in coastal northern Sweden[J]. *Norsk Geografisk Tidsskrift - Norwegian Journal of Geography*, 2016, 70(2): 82–94.
- [35] Guo W C, Liu H Y, Anenkhonov O A, et al. Vegetation can strongly regulate permafrost degradation at its southern edge through changing surface freeze-thaw processes[J]. *Agricultural and Forest Meteorology*, 2018, 252: 10–17.
- [36] 林笠, 王其兵, 张振华, 等. 温暖化加剧青藏高原高寒草甸土非生长季冻融循环[J]. *北京大学学报(自然科学版)*, 2017, 53(1): 171–178.
- [37] 原黎明, 赵林, 胡国杰, 等. 青藏高原中部典型下垫面活动层水热动态及其热扩散率研究[J]. *冰川冻土*, 2020, 42(2): 378–389.
- [38] Decker K L M, Wang D, Waite C, et al. Snow removal and ambient air temperature effects on forest soil temperatures in northern Vermont[J]. *Soil Science Society of America Journal*, 2003, 67(4): 1234–1242.