

DOI:10.12403/j.1001-1498.20230337

气候变化下大兴安岭南段季节冻土退化特征

孙逸晨^{1,2}, 魏江生^{1,4,5*}, 舒洋³, 赵鹏武^{2,3}, 齐桂萍⁶, 张静⁷

(1. 内蒙古农业大学草原与资源环境学院, 内蒙古 呼和浩特 010011; 2. 内蒙古赛罕乌拉森林生态系统国家野外观测研究站, 内蒙古赤峰 025150; 3. 内蒙古农业大学林学院, 内蒙古 呼和浩特 010019; 4. 内蒙古自治区土壤质量与养分资源重点实验室, 内蒙古 呼和浩特 010018; 5. 农业生态安全与绿色发展自治区高等学校重点实验室, 内蒙古 呼和浩特 010018; 6. 内蒙古赤峰市青山林场, 内蒙古 赤峰 024200; 7. 内蒙古赤峰市赛罕乌拉自然保护区管理局, 内蒙古 赤峰 025150)

摘要: [目的] 季节冻土退化会直接影响生长季初期的水分补给, 进而影响区域森林健康。然而, 目前大兴安岭南段的冻土退化, 特别是气候变化下冻土如何退化尚不清楚。[方法] 在内蒙古赛罕乌拉国家级自然保护区长期实验森林中, 定位观测 2014—2022 年气温、土壤温度、土壤体积含水量等环境因子, 分析森林季节冻土退化特征。[结果] 研究表明: 大兴安岭南段气温加速上升, 1998—2022 年间年平均气温上升速率为 $0.42\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$, 比 1973—1997 年间的升温速率 ($0.34\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$) 加快了 23.5%; 且冻融期 (当年 11 月—次年 6 月) 平均气温上升速率更快 ($0.46\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$)。土壤的冻融模式呈自上而下单向冻结, 单向融化; 冻结速率、融化速率随着土壤深度的增加而变快, 在 40~80 cm 土层达到最大值 (冻结速率 $2.23\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、融化速率 $4.50\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$)。季节冻土持续退化, 观测到的最大冻结深度由 80 cm 减少至 40 cm; 冻融期显著缩短, 开始冻结时间推迟, 完全融化时间提前, 导致年冻融期缩短 15.21%。应用本文建立的冻融多元线性回归模型计算得出, 积温升高对研究区季节冻土退化的贡献率超过 90%, 是该区域季节冻土退化的最主要原因。[结论] 在大兴安岭南段, 冻土退化主要表现为冻融期缩短, 气温升高是导致季节冻土退化的主要驱动因素, 今后有必要监测季节冻土的变化, 从而更好地进行森林经营。

关键词: 气候变化; 季节性冻土; 冻土退化; 冻融期

中图分类号: S714

文献标识码: A

文章编号: 1001-1498(2024)x-0001-09

冻土是气候变化的灵敏指示器^[1], 特别是季节冻土在地表几米范围内, 受季节影响, 冬冻夏融, 直接参与大气圈—地表—岩石圈之间的热量交换, 对气候变化更加敏感^[2]。季节冻土是指秋冬季冻结而春夏季融化, 且冻结时间超过 1 个月不足 1 年的岩土层^[3]。季节性冻土面积约占我国国土面积的 53.50%, 主要分布在东北三省、西北地区和华北等地区^[4]。季节冻土的存在有利于涵养水源, 冻融过程可将土壤中水分从前一年秋季保存到第二年的春季, 再释放出来^[5], 为植物在春季的生长提供水

分, 一定程度上缓解了春季干旱对植被水分的胁迫^[6]。季节冻土解冻可通过调节根系呼吸, 使植被返青进入生长季^[7]。并且季节冻土冻融天数决定植物生长发育的时长, 冻融期缩短, 表明植被生长季将延长^[8], 完全融化时间的提前使春季土壤水分提前被消耗, 将导致生长季土壤水分严重不足^[9]。季节性冻土的土壤冻融过程能够储存地气能量和水分^[10], 进而改变森林生态系统水热环境; 季节冻土与森林已形成共生关系, 一旦冻土退化, 导致水文的不可持续, 破坏植被稳定, 可促使植被发生逆向

收稿日期: 2023-09-04 修回日期:

基金项目: 国家重点研发计划课题 (2022YFF0801801); 国家自然科学基金 (42230503)

* 通讯作者: 魏江生, 教授。主要研究方向: 森林土壤。电话: 15849329629 Email: weijiangsheng1969@163.com

演替,而这种改变经常会导致森林生态系统结构和功能的改变,从而影响整个区域的生态安全^[11-12]。

在气候变暖背景下,我国的季节冻土已发生显著退化,如秋季冻结时间推迟、春季解冻日期提前、最大冻结深度变浅等^[13-15]。大兴安岭南段地处半干旱区,属于典型的林草交错区,作为我国极重要的生态功能区和生态敏感区,是东北乃至国家重要的生态安全屏障^[16],其水分稳定是维护生态安全的重要因素之一^[17]。目前大兴安岭南段森林研究主要集中在生长季水分过程^[18-19],对非生长季的季节性冻土变化关注较少。大兴安岭南段 1993—2012 年平均气温上升速率为 $0.43\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$ ^[20],那么季节冻土可能也受到气温升高的影响。因此,我们假设:(1)气候变化导致季节冻土退化。(2)气温升高是冻土退化的主导因素。

基于此,本文在分析大兴安岭南段近 50 年气候变化的基础上,根据赛罕乌拉森林生态站 2014—2022 年冻融期野外定位观测数据,分析研究区季节冻土冻融特征以及冻土退化与气候变化的关系,为我国广大北方地区的季节冻土的保护和应对气候变化提供科学依据。

1 材料与方法

1.1 研究区概况

研究区位于内蒙古赛罕乌拉森林生态站,地理坐标为 $118^{\circ}18'\sim 118^{\circ}55'\text{ E}$, $43^{\circ}58'\sim 44^{\circ}27'\text{ N}$,属于干旱半干旱地区,温带大陆性气候。该地多年平均降水量为 372 mm,年平均气温 $2\text{ }^{\circ}\text{C}$,7 月份最热,最高气温 $29\text{ }^{\circ}\text{C}$;1 月份最冷,最低气温 $-32\text{ }^{\circ}\text{C}$,冬季漫长而寒冷,夏季短促且炎热,降水量较集中,年均潜在蒸发量为 2050 mm。森林植被主要由山杨 (*Populus davidiana*)、白桦 (*Betula platyphylla*)、黑桦 (*Betula dahurica*)、蒙古栎 (*Quercus mongolica*) 等组成;土壤为棕壤土。

1.2 样地设置与野外监测

实验样地大小为 $30\text{ m}\times 30\text{ m}$,作为一个小型的长期实验森林。海拔高度为 1300~1400 m,位于东北面坡(阴坡)上,坡度为 23° ,林分为白桦纯林。气温与土壤温湿度数据来自于研究区安装的森林小气候梯度观测塔,观测项目包括:气温 (HMP155A, Vaisala, Helsinki, Finland) 以及 5、

10、20、40、80 cm 共 5 个土壤层的平均土壤温度、最低土壤温度、最高土壤温度、土壤体积含水量 (CS616-L50),每 30 min 收集一次数据,记录在数据记录器 (CR1000, Campbell Scientific Inc, Logan, UT, USA)。根据大兴安岭南段季节性冻土冻融状况,将当年 11 月 1 日至次年 6 月 30 日定义为冻融期。观测时间为 2014—2022 年间的冻融期。

1.3 气象数据获取

1973—2022 年大兴安岭南段气象数据资料来源于 WheatA 小麦芽-农业气象大数据系统 (<http://www.wheata.cn>),选取与赛罕乌拉自然保护区位于同一气候区,距离较近的巴林左旗气象站(以下简称巴林左旗)的降水量、平均气温数据,用于分析大兴安岭南段近 50 年气温和降水变化趋势。

1.4 数据分析方法

1.4.1 土壤冻融状态判断 关于土壤冻融状态的判断,主要根据土壤日最低温度和日最高温度判断。若某一深度的土壤日最高温度大于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 而且日最低温度小于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,则该层土壤开始冻结;某一深度的土壤日最高温度小于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,则该层土壤完全冻结。同理若某一深度的土壤日最高温度大于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 且土壤日最低温度小于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,则该层土壤开始融化;某一深度的土壤日最低气温大于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$,则该层土壤完全融化^[21]。

1.4.2 土壤冻融阶段的划分 本文利用逐日土壤温度数据,将季节性冻土区冻融过程划分为 4 个阶段:季节性冻土开始冻结(一年中最早的任意土层土壤开始冻结的日期);完全冻结($0\sim 80\text{ cm}$ 土层完全冻结或不再向下发生冻结的日期);开始融化(一年中最早的任意土层土壤开始融化的日期);完全融化($0\sim 80\text{ cm}$ 土层完全融化的日期)^[22]。

1.4.3 气温突变检验 用 Mann—Kendall (曼肯德尔)方法检验巴林左旗气象站 1973—2022 年平均气温与冻融期气温的突变点^[23-24],定义统计量:

$$UF_k = \frac{S_k - E(S_k)}{\sqrt{V(S_k)}} \quad k = 1, 2, \dots, n$$

式中: $UF_1=0$, S_k 是气温第 i 时刻数值大于 j 时刻数值个数的累计数; $E(S_k)$, $V(S_k)$ 分别是 S_k 的均值和方差。再按照时间序列逆序 X_n, X_{n-1}, \dots, X_1 重复进行上面的步骤得到 UB_k ,同时令 $UB_k=-$

UF_k ($k=n, n-1, \dots, 1$), $UB_1=0$ 。 UB_k 和 UF_k 两条曲线在临界线之间交叉, 表明发生突变。

1.4.4 土壤冻结积温和融化积温的计算 利用研究区安装的森林小气候梯度观测塔观测到的 2014—2022 年气温数据, 计算冻结积温 $AT(Z_f)$, 是从冻结季的起始日到冻结季第 Z_f 天的日积温累加值 ($^{\circ}\text{C}$), 即:

$$AT(Z_f) = \sum_{k=\alpha}^{Z_f} T(k)$$

式中: 冻结起始日 (α) 的判断条件是该日的平均气温小于 0°C , 而且此后连续 7 日中至少有 6 日的平均气温均小于 0°C , $T(k)$ 为第 k 天的气温 ($^{\circ}\text{C}$)

计算融化积温 $AT(Z_i)$, 是从融化季起始日到融化季节第 Z_i 天的日积温累加值 ($^{\circ}\text{C}$), 即:

$$AT(Z_i) = \sum_{k=\beta}^{Z_i} T(k)$$

式中: 融化起始日 (β) 的判断条件是该日的平均气温大于 0°C , 而且此后连续 7 日中至少有 6 日的平均气温均大于 0°C , $T(k)$ 为第 k 天的气温 ($^{\circ}\text{C}$)

1.4.5 模型的构建与评估 为分析气候变化对冻土退化的影响, 假设冻融时间与积温和土壤体积分含水量的关系可以表示为线性回归方程, 利用实验样地安装的森林小气候梯度观测塔 2014—2015、2016—2017、2018—2019、2020—2021 年 4 个冻融期气温与土壤体积分含水量数据, 在 SPSS 23.0 中建模, 回归结果如式:

$$Z = w_0 + w_1 \sum_{k=\alpha/\beta}^Z T(k) + w_2 \theta_z$$

式中: Z 为冻结时间或融化时间 (d), θ 为冻结或融化时间前后 15 天的平均土壤体积分含水量 ($\text{cm}^3 \cdot \text{cm}^{-3}$), w_0 为截距, w_1 、 w_2 为未标准化回归系数。

利用实验样地安装的森林小气候梯度观测塔 2015—2016、2017—2018、2019—2020、2021—2022 年 4 个冻融期气温与土壤体积分含水量数据, 采用 R^2 与纳什系数 (NSE) 对 Z 模型进行评估, 使用公式:

$$NSE = 1 - \frac{\sum (Z - Z_0)^2}{\sum (Z - \bar{Z})^2}$$

式中: Z 和 Z_0 分别为冻融时间的观测值和模拟值

(d), \bar{Z} 为冻融时间的观测平均值 (d)。

1.4.6 影响因子对冻融时间的贡献率计算 在 SPSS 23.0 的回归结果中, 得出了标准化回归系数, 通过标准化回归系数, 计算影响因子对冻融时间的贡献率, 因子贡献率计算公式为:

$$F_i = b_i / (b_{AT} + b_{\theta}) \quad i = AT, \theta$$

式中: F_i 为因子贡献率 (%), b_{AT} 、 b_{θ} 分别为积温与土壤体积分含水量的标准化回归系数。

2 结果与分析

2.1 近 50 年气温与降水的变化

在过去 50 年, 气温整体在升高, 冻融期气温升温速率高于年平均气温升温速率 (图 1)。其中, 1973—2022 年间年平均气温突变年份为 1997 年, 两个时间段内年平均气温均呈上升趋势, 但升温幅度存在一定差别, 年平均气温上升速率由 1973—1996 年间的 $0.34^{\circ}\text{C} \cdot 10 \text{ a}^{-1}$ 上升到 1997—2022 年间的 $0.42^{\circ}\text{C} \cdot 10 \text{ a}^{-1}$ 。1973—2021 年冻融期气温的突变年份为 1994 年, 1973—1993 年冻融期气温升温速率为 $0.54^{\circ}\text{C} \cdot 10 \text{ a}^{-1}$, 1994—2021 年冻融期气温升温速率为 $0.46^{\circ}\text{C} \cdot 10 \text{ a}^{-1}$ 。

在过去 50 年, 年降水量与冻融期降水量无显著变化趋势 (图 2)。近 50 年研究区年降水量变化范围 215~733 mm, 多年平均降水量为 416 mm。年降水量总体呈下降趋势但并不显著, 下降速率为 $4.98 \text{ mm} \cdot 10 \text{ a}^{-1}$ 。冻融期降水量有升高趋势且并不显著, 上升速率为 $4.31 \text{ mm} \cdot 10 \text{ a}^{-1}$ 。

2.2 冻融期土壤温度变化

土壤温度具有自表层向下逐渐稳定的变化趋势, 表层土壤温度波动最为剧烈 (图 3)。土壤温度在 5、10、20 cm 深度处先是曲折下降再波动上升, 而在 40 cm 和 80 cm 深度处几乎是先单调下降再单调上升, 最低温度依次为 -9.18 、 -7.31 、 -6.99 、 -4.40 、 -2.37°C , 80 cm 处土层冻融期温差为 6.43°C , 5 cm 处土层冻融期温差为 17.20°C , 土壤表层温度变化剧烈。

2.3 森林季节冻土冻融特征

2.3.1 冻融模式 森林季节性冻土冻结和融化过程均自表层向深层单向发生 (图 3)。如 2019 年 11 月 14 日 5 cm 处土层土壤温度最先达到 0°C 以下开始冻结, 随着土壤深度的增加, 10、20、40、80 cm 处土壤冻结依次滞后了 3、4、15、

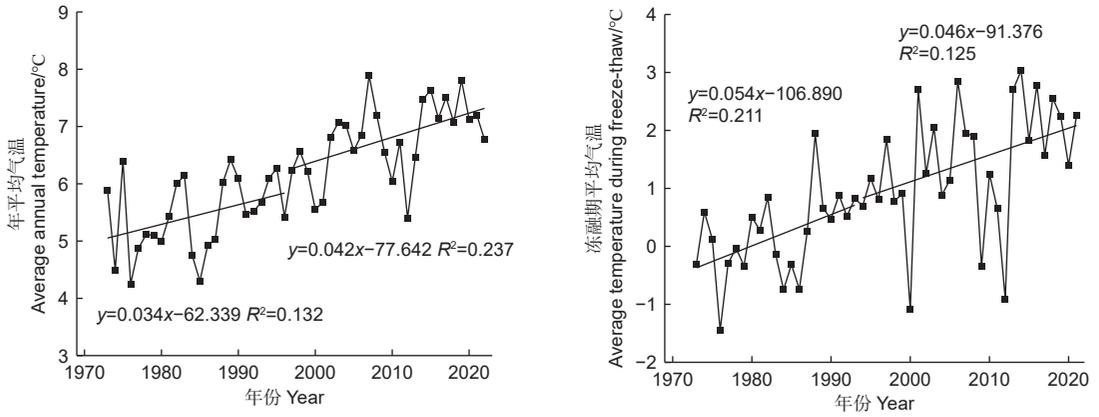


图 1 研究区 1973—2022 年平均气温与冻融期气温年际变化趋势

Fig. 1 Interannual variation of average temperature and temperature in freeze-thaw period from 1973 to 2022

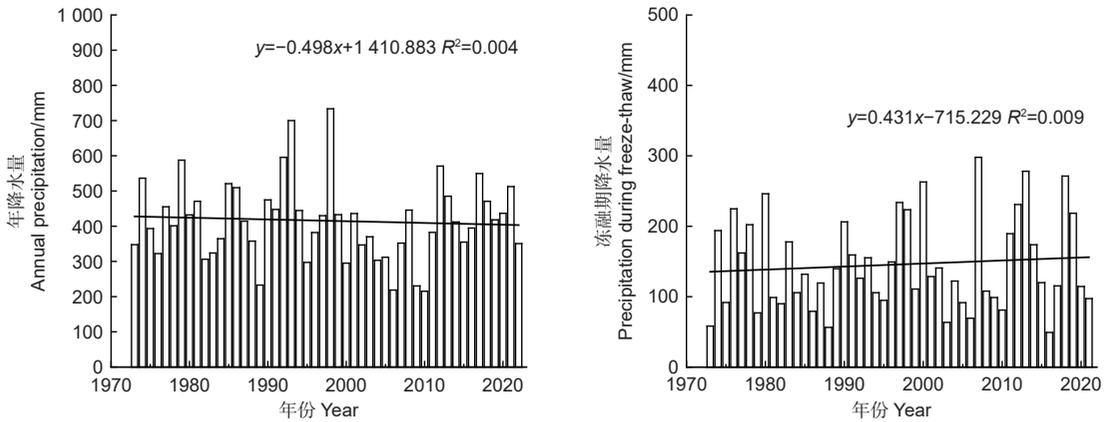


图 2 1973—2022 年年降水量与冻融期降水量年际变化趋势

Fig. 2 Interannual variation trend of annual precipitation and Freeze-Thaw period precipitation from 1973 to 2022

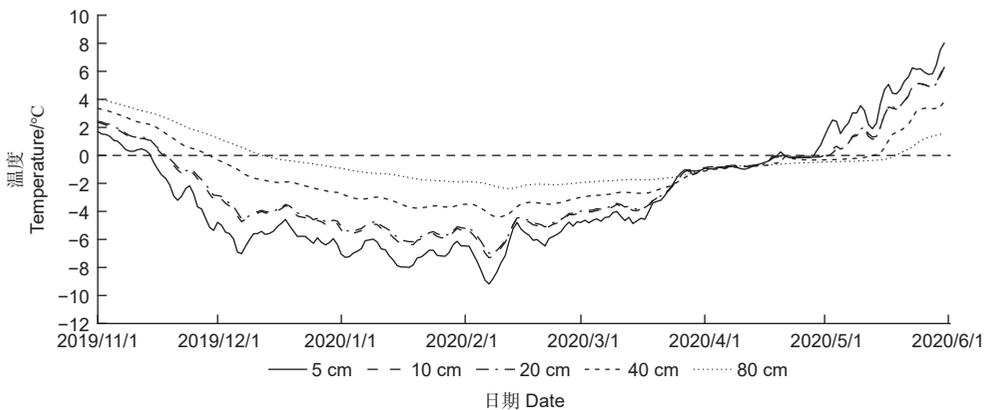


图 3 2019—2020 年五个深度土壤的平均日温度值

Fig. 3 Average daily temperature values of soils at five depths for 2019—2020

28 d, 直到 2019 年 12 月 13 日 0~80 cm 土层全部冻结, 呈现出由土壤表层向下的单向冻结规律。土壤融化也呈现出由土壤表层向下的单向融化规律, 2020 年 4 月 29 日 5 cm 处土层土壤温度最先

达到 0 °C 以上开始融化, 随着土壤深度的增加, 10、20、40、80 cm 处土壤融化滞后时间依次为 2、3、14、20 d, 至 2020 年 5 月 20 日 0~80 cm 土层全部融化。

2.3.2 冻融时间变化 季节冻土开始冻结时间推迟, 完全融化时间提前, 导致土壤冻融天数呈逐年递减趋势, 在 8 年内缩短了 33 天 (表 1)。土壤冻融时间具有明显的退化特征, 与 2014—2015 年冻融期相比, 2020—2022 年土壤开始冻结时间明显延后, 完全冻结时间与开始融化时间年际差异较

大, 其中 3/7 延后, 4/7 明显提前, 土壤完全融化时间除 2021—2022 年外均发生了不同程度的提前。赛罕乌拉季节性冻土的开始冻结日期延后、完全融化日期提前、冻融天数缩短都是该地区冻土退化的标志。

表 1 森林土壤冻结融化开始与结束时间

Table 1 Start and end of freeze and thaw of forest soil

| 年份 Year | 土壤冻结与融化时间 Soil freeze and thaw time | | | | |
|------------|--|----------------------------|---------------------------|------------------------------|----------------------------|
| | 开始冻结日期 Start freeze date | 完全冻结日期 Full freeze date | 开始融化日期 Start thaw date | 完全融化日期 Complete thaw date | 冻融天数 Freeze-thaw days/d |
| 2014-2015 | 2014-11-14 | 2015-01-07 | 2015-05-01 | 2015-06-19 | 217 |
| 2015-2016 | 2015-11-10 | 2016-01-22 | 2016-05-06 | 2016-06-13 | 216 |
| 2016-2017 | 2016-11-08 | 2016-12-26 | 2017-05-02 | 2017-06-08 | 212 |
| 2017-2018 | 2017-11-15 | 2017-12-26 | 2018-04-22 | 2018-06-02 | 199 |
| 2018-2019 | 2018-11-13 | 2018-12-15 | 2019-04-24 | 2019-05-28 | 196 |
| 2019-2020 | 2019-11-14 | 2019-12-13 | 2020-04-29 | 2020-05-20 | 188 |
| 2020-2021 | 2020-12-06 | 2021-02-16 | 2021-04-25 | 2021-06-08 | 184 |
| 2021-2022 | 2021-12-21 | 2022-02-22 | 2022-05-16 | 2022-06-23 | 184 |

2.3.3 冻融深度及速率变化 通过中位数分析土壤冻融速率特征, 土壤冻结、融化速率随着土壤深度的增加而加快 (图 4)。5~10、10~20、20~40、40~80 cm 土层冻结速率分别为 0.46、1.18、1.39、2.23 $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。这是由于土壤自表层开始向下冻结时伴随冻融交替现象, 随着冻结深度增大, 外界气温降低, 导致冻结速率加快。5~10、10~

20、20~40、40~80 cm 土层融化速率分别为 0.39、1.31、1.14、4.50 $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 。10~20 cm 处融化速率略大于 20~40 cm 处, 这是由于土壤上层的积雪开始融化入渗, 冻结层具有隔水作用, 水分在 10 cm 处聚集形成浅层水分高值区, 加速土壤融化。

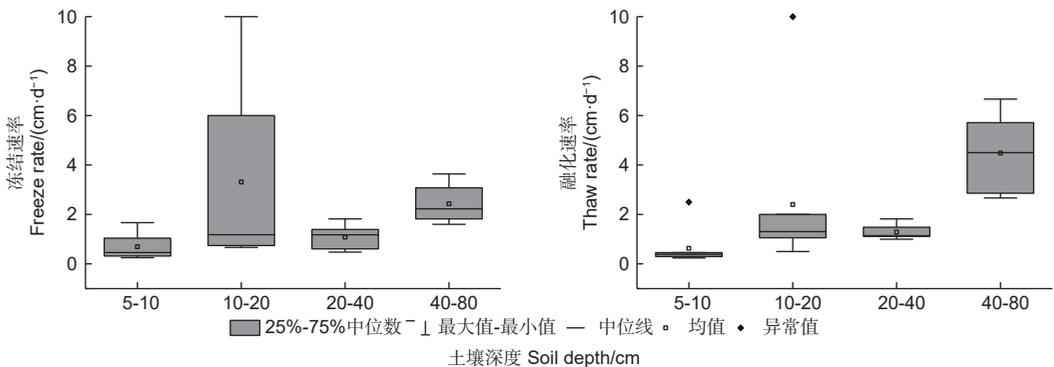


图 4 各土层土壤冻结融化速率变化特征

Fig. 4 Characteristics of freeze-thaw rate changes in soil of different soil layers

当最大冻结深度一致时, 冻结速率和融化速率越大, 冻土退化越明显 (图 5)。2014—2020 年冻融期观测到的最大冻结深度为 80 cm, 冻结速率

和融化速率呈现出逐年增加的趋势, 均在 2019—2020 年达到最大值 (冻结速率 2.75 $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、融化速率 3.81 $\text{cm}\cdot\text{d}^{-1}$), 在 2020—2022 年冻融期观

测到的最大冻结深度仅 40 cm，最大冻结深度明显变浅，冻结融化速率明显减小，在 2020—2021 年

速率最慢（冻结速率 $0.56 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ 、融化速率 $0.91 \text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$ ），且融化速率均高于冻结速率。

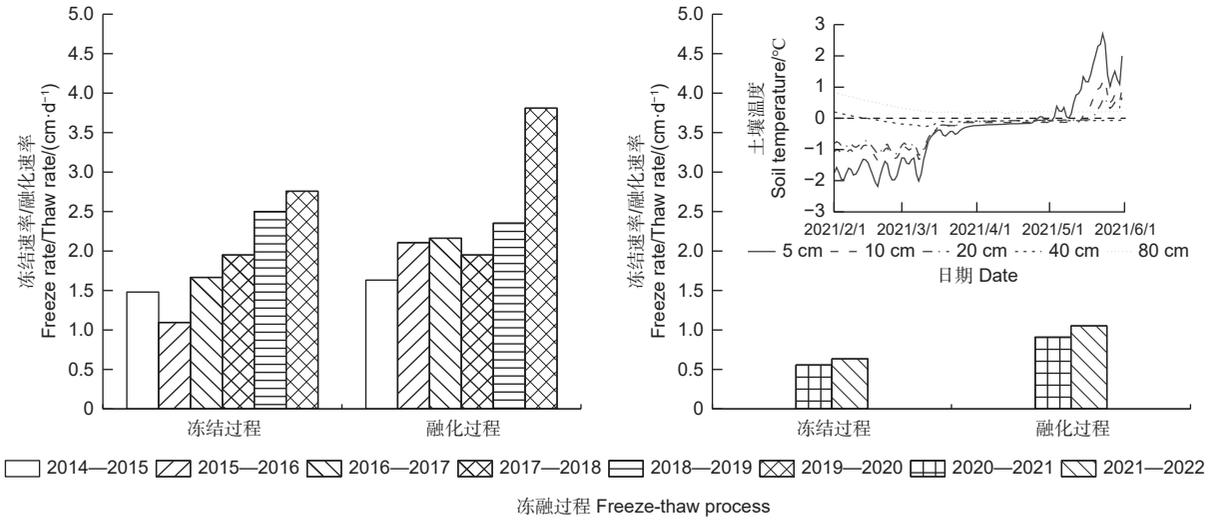


图 5 各年份土壤冻结融化速率变化特征、2020—2021 年冻融期土壤最大冻结深度（小）

Fig. 5 Characteristics of freeze-thaw rate changes of different years, maximum freeze depth of soil during freeze-thaw period from 2020 to 2021 (small)

2.4 影响因子对冻融时间的贡献率

根据冻融时间和积温与土壤体积含水量观测数据，建模得到冻结时间与融化时间的多元线性回归方程：

$$Z_f = 132.029 - 0.064 \times AT(Z_f) + 15.790 \times \theta_f, R^2 = 0.956, n = 19$$

$$Z_t = 103.192 + 0.094 \times AT(Z_t) + 14.682 \times \theta_t, R^2 = 0.963, n = 19$$

式中： Z_f 为冻结时间，计算时间为7月1日至次年的6月30日，包含一个完整的冬季，因此，将7月1日记为第1天（如2014年11月26日，记为149）以此类推； Z_t 为融化时间计算

时间为1月1日至12月31日，因此，将1月1日记为第1天（如2015年5月22日，记为142）以此类推。

在建模阶段，冻结过程纳什系数为0.961（ $n=19$ ），融化过程纳什系数为0.967（ $n=19$ ）；在验证阶段，冻结过程纳什系数为0.967（ $n=19$ ），融化过程纳什系数为0.931（ $n=19$ ）。结果表明，拟合方程可再现土壤冻融过程。由图6可知，在冻结过程中，气温冻结积温和土壤含水量对冻结时间的贡献率分别为97.29%和2.71%。在融化过程中，气温融化积温和土壤含水量对融化时间的贡献率分别为92.99%和7.01%。

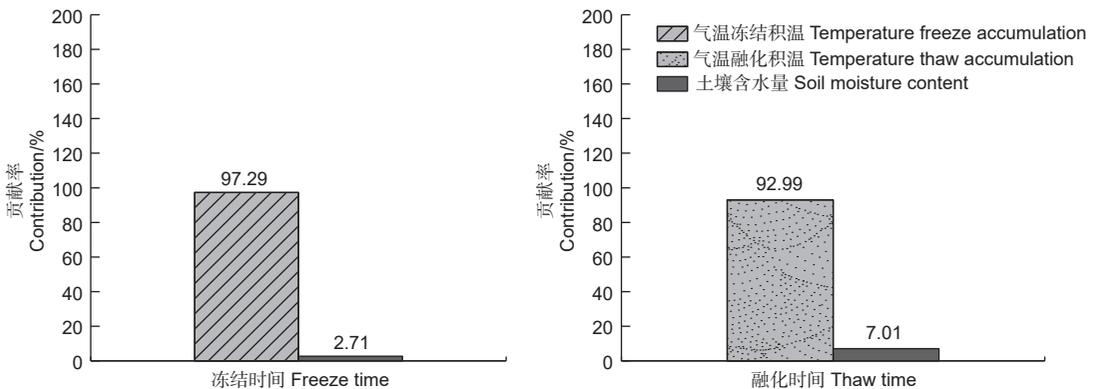


图 6 自变量对因变量的贡献率

Fig. 6 Contribution of the independent variable to the dependent variable

7.01%。气温积温是季节冻土冻融时间出现差异的主要原因。

3 讨论

3.1 大兴安岭南段季节冻土冻融模式

本研究表明大兴安岭南段森林季节冻土的冻结和融化均由地表向下单向发生, 这与祁连山季节冻土变化规律一致^[25]。但不同于青藏高原的季节冻土呈现出单向冻结、双向融化的变化特征^[26], 导致季节冻土双向融化的原因有两点, 一种是因为季节冻土下层受地下热流影响所致^[27], 另一种是因为最大冻结深度以下的土壤未冻结含水量较高, 对上层土壤具有加热作用导致的^[28]。而本研究中的研究区土层厚度在 82 cm 左右, 在冬季土壤完全冻结, 最大冻结深度以下无较高含量未冻水, 所以表现为自上而下的单向融化。

3.2 气候变化背景下季节冻土退化强烈

本研究发现在大兴安岭南段季节冻土开始冻结日期推后, 完全融化日期提前, 导致冻融天数在 8 年缩短了 33 天, 这肯定了第一个假设。开始冻结日期推后, 完全融化日期提前这与张威^[29]等人的研究结果一致, 但这种变化的趋势并不稳定, 如 2022 年冻土完全融化日期在 6 月 23 日, 比 2015 年完全融化日期还要晚 4 天, 所以这种趋势变化并非完全的线性变化过程。而青藏高原地区土壤开始冻结时间明显推后, 开始融化时间波动不大^[30], 这都归因于气候变化下不同地区的气温升温幅度不同。赛罕乌拉森林季节冻土冻融天数平均每年减少约 4.13 天, 比其他地区季节冻土退化更加迅速, 如我国季节冻土在 20 世纪 90 年代以后土壤冻结天数平均减少 $1.02 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[31], 新疆塔什库尔干河谷 1960—2015 年间土壤冻结天数平均减少 $0.92 \text{ d} \cdot \text{a}^{-1}$ ^[32]。

3.3 气温升高是大兴安岭南段冻土退化的主要影响因素

在季节冻土区, 土壤冻融变化受多方面因素影响, 其中气温和含水量是变化的主要影响因素^[33]。土壤的冻结融化过程是一个能量的持续累积和消耗的过程, 温度, 尤其是积温决定了土壤的冻结和融化进程^[34]。因此, 用气温积温代替平均气温来表征冻土的动态会更准确, 物理意义更明确。在大兴安岭地区, 气温积温对冻土退化的贡献率超过

90%, 是冻融退化的主要驱动因子, 这是因为分析贡献率时, 气温变化程度大, 升温明显, 因此所占权重重大。

土壤含水量在本研究中不是影响季节冻土退化的主要影响因子, 这是因为赛罕乌拉地处半干旱地区, 土壤含水量低, 且土壤含水量在各年冻融期变化程度不显著, 因此在分析贡献率时, 所占权重小。在较干旱地区表层土壤水通过响应气候变化进而影响冻土的热状态^[35]。但在三江源地区湿润指数、温度、降水共同影响最大冻土深度^[36], 三江源地区年降水量高于大兴安岭南段, 因此猜测土壤含水量在更湿润的地区对季节冻土影响更显著。

3.4 积雪对季节冻土的影响

在大兴安岭南段积雪不是冻土退化的主要影响因子。2014—2022 年研究区降雪量变化范围 25.72~55.86 mm, 多年平均降雪量为 39.27 mm, 冬季常年被积雪覆盖。在大兴安岭北部的研究中发现^[37], 表层土壤开始融化日期与积雪结束日期基本吻合, 即整个融化过程基本没有积雪覆盖, 而积雪开始时间均发生在秋季冻结过程结束之后。因此, 开始冻结日期与完全融化日期均不受积雪的影响。

在新疆天山北坡的研究中发现, 积雪对季节冻土的影响分不同阶段^[38]。土壤完全冻结时, 土壤被积雪覆盖, 由于积雪的高反射率和低导热性, 隔绝了土壤与大气之间的热量交换, 积雪对土壤起到了保温作用, 使得土壤温度变幅减小。在土壤融化期, 气温回升, 积雪快速消融, 一部分雪水通过地表径流流失, 一部分雪水下渗增加土壤表层含水量。在黄河源区的研究表明^[39], 积雪使开始消融的时间有所滞后, 可延长该年土壤完全冻结持续天数, 可能在本研究中并不适用。本研究仅对比近 8 年积雪与完全冻结日期、开始融化日期, 未来还需要更长时间序列和更多数据揭示大兴安岭南段森林季节冻土积雪覆盖与冻融过程的关系。综上所述, 积雪对大兴安岭南段开始冻结日期、完全融化日期以及冻融期持续时间无显著影响。

4 结论

对气候变化背景下大兴安岭南段季节冻土退化特征以及影响因子进行分析, 得到如下结论: 近 50 年大兴安岭南段气温加速上升, 特别是冻融期

(当年 11 月至次年 6 月) 平均气温上升更快 ($0.46\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$)。研究区季节冻土持续退化, 表现为最大冻结深度变浅, 观测到的最大冻结深度由 80 cm 减少至 40 cm; 冻土开始冻结时间推迟, 完全融化时间提前, 导致冻融期缩短 15.21%。气温积温升高对季节冻土退化的贡献率超过 90%, 是该区域季节冻土退化的最主要原因。

参考文献:

- [1] WU Q B, NIU F J. Permafrost changes and engineering stability in Qinghai-Xizang Plateau[J]. *Chinese Science Bulletin*, 2013, 58 (10): 1079-1094.
- [2] 高思如, 曾文钊, 吴青柏, 等. 1990-2014 年西藏季节冻土最大冻结深度的时空变化[J]. *冰川冻土*, 2018, 40 (2): 223-230.
- [3] 周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土[M]. 北京: 科学出版社, 2000.
- [4] RAN Y H, LI X, CHENG G D, *et al.* Short communication distribution of permafrost in China: an overview of existing permafrost maps[J]. *Permafrost and Periglacial Processes*, 2012, 23 (4): 322-333.
- [5] 王澄海, 杨 凯, 张飞民, 等. 青藏高原土壤冻融过程的气候效应: 进展和展望[J]. *高原气象*, 2021, 40 (6): 1318-1336.
- [6] 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 (03): 619-628.
- [7] 刘侦海, 王绍强, 陈 斌. 2000-2015 年中蒙俄经济走廊东段冻土时空变化及植被响应[J]. *地理学报*, 2021, 76 (5): 1231-1244.
- [8] ALLEN D C, MACALADY K A, CHENCHOUNI H, *et al.* A global overview of drought and heat-induced tree mortality reveals emerging climate change risks for forests[J]. *Forest Ecology and Management*, 2009, 259 (4): 660-684.
- [9] GUTTMAN N B. Comparing the Palmer Drought Index and the standardized precipitation index[J]. *Journal of the American Water Resources Association*, 1998, 34 (1): 113-121.
- [10] WU X R, JIN S G, CHANG L. Monitoring bare soil freezing/thawing process using GPS-interferometric reflectometry: simulation and validation[J]. *Remote Sens*, 2017, 10 (1): 2072-4292.
- [11] CAMILL P, CLARK S J. Long-term perspectives on lagged ecosystem responses to climate change: permafrost in boreal peatlands and the grassland/woodland boundary[J]. *Ecosystems*, 2000, 3 (6): 534-544.
- [12] CAMILL P, LYNCH A J, CLARK S J, *et al.* Changes in biomass, aboveground net primary production, and peat accumulation following permafrost thaw in the boreal peatlands of Manitoba, Canada[J]. *Ecosystems*, 2001, 4 (5): 461-478.
- [13] XU S, LIU D P, LI T X, *et al.* Spatiotemporal evolution of the maximum freezing depth of seasonally frozen ground and permafrost continuity in historical and future periods in Heilongjiang Province, China[J]. *Atmospheric Research*, 2022, 274.
- [14] 杨晓玲, 汪宗成, 周 华, 等. 河西走廊东部冻土初、终日变化特征分析[J]. *干旱区资源与环境*, 2017, 31 (06): 117-122.
- [15] LUO S Q, WANG J Y, POMEROY J W, *et al.* Freeze-thaw changes of seasonally frozen ground on the Tibetan Plateau from 1960 to 2014[J]. *Journal of Climate*, 2020, 33 (21): 9427-9446.
- [16] 盛后财. 大兴安岭北部兴安落叶松林生态水文特征研究[D]. 哈尔滨: 东北林业大学, 2021.
- [17] WILLIAMS P A, ALLEN D C, MACALADY K A, *et al.* Temperature as a potent driver of regional forest drought stress and tree mortality[J]. *Nature Climate Change*, 2013, 3 (3): 292-297.
- [18] 王 媛. 大兴安岭南段白桦蒸腾特征研究[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2020.
- [19] 李晓敏. 大兴安岭南段次生林土壤水分动态变化特征及对降雨的响应[D]. 呼和浩特: 内蒙古农业大学, 2019.
- [20] 贺 敏, 魏江生, 石 亮, 等. 大兴安岭南段山杨径向生长和死亡对区域气候变化的响应[J]. *生态学杂志*, 2018, 37 (11): 3237-3244.
- [21] 乌艺恒, 赵鹏武, 周 梅, 等. 季节性冻土区土体冻融过程及其对水热因子的响应[J]. *干旱区研究*, 2019, 36 (06): 1568-1575.
- [22] GUO D L, YANG M Y, 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.
- [23] 胡 萌, 吴 振, 温鲁哲, 等. 大沽河入海径流演化特征及其影响因素研究[J]. *人民长江*, 2022, 53 (7): 90-97.
- [24] Tošić I. Spatial and temporal variability of winter and summer precipitation over Serbia and Montenegro[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2004, 77 (1-2): 47-56.
- [25] 黄霞悦. 祁连山中段典型生态系统土壤水热变化特征研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2022.
- [26] 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 (03): 619-628.
- [27] 戴黎聪, 柯 浔, 张法伟, 等. 青藏高原季节冻土区土壤冻融过程水热耦合特征[J]. *冰川冻土*, 2020, 42 (02): 390-398.
- [28] 王 宇, 周 莉, 贾庆宇, 等. 盘锦芦苇沼泽的土壤冻融特征[J]. *湿地科学*, 2016, 14 (03): 295-301.
- [29] 张 威, 纪 然. 辽宁朝阳地区季节冻土最大冻土深度和持续冻结时间与气候变化的响应研究[J]. *冰川冻土*, 2018, 40 (01): 18-25.
- [30] JIA D Y, LIU M, LI K M, *et al.* Variations in the top-layer soil freezing/thawing process from 2009 to 2018 in the Maqu area of the Tibetan Plateau[J]. *Theoretical and Applied Climatology*, 2021, 143: 21-32.
- [31] 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.
- [32] 姚作新, 李 秦, 刘卫平, 等. 1960-2015 年新疆塔什库干河谷季节性冻土对气候变化的响应[J]. *干旱区地理*, 2017, 40 (02): 257-265.
- [33] 孙 文. 黑河上游祁连山区多年冻土模拟研究[D]. 兰州: 兰州大学, 2022.

- [34] 任璐, 王顺利, 于澎涛, 等. 祁连山 2 种植被下冻土的季节变化及数值模拟 [J]. *林业科学研究*, 2016, 29 (04): 596-602.
- [35] 苏玥, 张存厚, 阿木尔萨那, 等. 1981-2018 年内蒙古典型草原季节性冻土对气候变化的响应 [J]. *干旱区地理*, 2022, 45 (03): 684-694.
- [36] 颜玉倩, 祁栋林, 沈晓燕, 等. 三江源地区季节冻土时空格局及影响因子 [J]. *生态学报*, 2022, 42 (14): 5603-5615.
- [37] 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 [J]. *土壤*, 2023, 55 (05): 1122-1128.
- [38] 张音, 海米旦·贺力力, 古力米热·哈那提, 等. 天山北坡积雪消融对不同冻融阶段土壤温湿度的影响 [J]. *生态学报*, 2020, 40 (05): 1602-1609.
- [39] 姚闯, 吕世华, 王婷, 等. 黄河源区多、少雪年土壤冻融特征分析 [J]. *高原气象*, 2019, 38 (03): 474-483.

Seasonal Permafrost Degradation Characteristics in Southern Part of Greater Khingan Mountains under Climate Change

SUN Yi-chen^{1,2}, WEI Jiang-sheng^{1,4,5}, SHU Yang³, ZHAO Peng-wu^{2,3}, QI Gui-ping⁶, ZHANG Jing⁷

(1. College of Grassland Resources and Environment, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010011, Inner Mongolia, China; 2. Saihanwula National Forest Ecosystem Research Station, Chifeng 025150, Inner Mongolia, China; 3. College of Forestry, Inner Mongolia Agricultural University, Hohhot 010019, Inner Mongolia, China; 4. Inner Mongolia Key Laboratory of Soil Quality and Nutrient Resource, Hohhot 010018, Inner Mongolia, China; 5. Key Laboratory of Agricultural Ecological Security and Green Development at Universities of Inner Mongolia Autonomous, Hohhot 010018, Inner Mongolia, China; 6. Qingshan Forest Farm, Chifeng 024200, Inner Mongolia, China; 7. Saihanwula Nature Reserve Administration, Chifeng 025150, Inner Mongolia, China)

Abstract: [Objective] Seasonal permafrost degradation directly changes water recharge at the beginning of the growing season, which in turn affects regional forest health. At present, the degradation of permafrost in Southern Part of Greater Khingan Mountains is still unclear, especially the degradation characteristics under climate change. [Method]: In the long-term experimental forest of Saihanwula National Nature Reserve in Inner Mongolia, environmental factors such as air temperature, soil temperature, and volumetric soil water content were observed from 2014—2022 to analyze the characteristics of permafrost degradation in forest seasons. [Result]: The temperature in Southern Part of Greater Khingan Mountains rose in shortly. The rise rate of annual average temperature was $0.42\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$ in 1998—2022, which was larger 23.5% of the rate of $0.34\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$ in 1973—1997, in Southern Part of Greater Khingan Mountains. It is particularly significant that the average temperature during the freeze-thaw period (i.e., November to June) rose faster with the rate of $0.46\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot 10\text{ a}^{-1}$. The freeze-thaw pattern of soil was characterized by top-down unidirectional freezing and unidirectional melting; The freezing rate and thawing rate became faster with increasing soil depth, reaching a maximum in the 40~80 cm soil layer (freezing rate $2.23\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$, thawing rate $4.50\text{ cm}\cdot\text{d}^{-1}$). Seasonally frozen soil continued to degrade, with the observed maximum freezing depth reduced from 80 cm to 40 cm. The freeze-thaw period was significantly shortened, the start of freezing was delayed, and the complete thaw time was advanced, resulting in a shortening of the annual freeze-thaw period by 15.21%. Applying the freeze-thaw multiple linear regression model established in this paper, the contribution of elevated air temperature accumulation to seasonal permafrost degradation in the study area was more than 90%. [Conclusion]: In the Southern Part of Greater Khingan Mountains, permafrost degradation is mainly characterized by shortening of the freeze-thaw period, and warmer temperatures are the main driver of seasonal permafrost degradation, making it necessary to monitor changes in seasonal permafrost in the future for better forest management.

Keywords: climate change; seasonal permafrost; permafrost degradation; freeze-thaw period