

DOI:10.7522/j.issn.1000-0240.2021.0069

ZHOU Xiaoyu, ZHAO Chunyu, LI Na, et al. Influence of snow and temperature on the depth of frozen soil in winter half year in Northeast China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2021, 43(4):1027–1039. [周晓宇, 赵春雨, 李娜, 等. 东北地区冬半年积雪与气温对冻土的影响[J]. 冰川冻土, 2021, 43(4):1027–1039.]

东北地区冬半年积雪与气温对冻土的影响

周晓宇¹, 赵春雨¹, 李娜², 刘鸣彦¹, 崔妍¹, 敖雪¹

(1. 沈阳区域气候中心, 辽宁 沈阳 110166; 2. 山西省气象台, 山西 太原 030006)

摘要: 利用东北地区121个气象站逐日冻土深度、积雪深度、平均气温、地表平均气温及降水量数据, 分析了1964—2017年冬半年冻土的变化特征及气象要素对冻土的影响。结果表明: 东北地区积雪深度、平均气温、地表平均气温与冻土深度相关系数较高, 降水量相关性不大。20世纪60年代平均气温、地表平均气温及负积温最低, 最大冻土深度为历年代最深; 随着气候变暖, 最大冻土深度以 $6.15\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 的速率显著减小。冬半年平均最大冻土深度为123 cm, 呈显著纬向分布, 自辽东半岛向大兴安岭北部递增; 随纬度和海拔高度的增加, 平均气温和地表平均气温降低, 负积温增加, 且由北向南地气温差增大。最大冻土深度全区有90%以上的站点减少, 减少速率以 $0.1\sim 10\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 为主。冻土持续时间随纬度升高而增加, 月最大冻土深度和积雪深度最大值分别出现在3月和1月, 最大冻土深度的增加要滞后于积雪深度的增加。由于积雪对地温的保温作用, 积雪深度较浅时, 冻土深度增加较明显, 随着积雪深度的增加, 冻土深度变化较小, 积雪对冻土起到了保温的作用。对于高纬度地区站点, 30 cm左右为积雪的保温界限值; 对于沿海站点, 积雪保温的界限值在5 cm左右; 在相同地形下, 冻土深度较浅区域积雪的保温值因海拔高度、气候特点而异。最大冻土深度对地表平均气温升温的响应更为显著, 地表平均气温和平均气温每升高 $1\text{ }^{\circ}\text{C}$, 最大冻土深度将减小8.4 cm和10.6 cm, 负积温每减少 $100\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 最大冻土深度减少4.9 cm。

关键词: 东北地区; 冻土; 积雪; 保温作用; 地表平均气温; 负积温

中图分类号: P642.14 **文献标志码:** A **文章编号:** 1000-0240(2021)04-1027-13

0 引言

冻土是含有水分的土壤因温度下降到 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 或以下而呈冻结的状态, 冻土观测时根据埋入土中的冻土器内水结冰的部位和长度测量土壤冻结层次和冻结深度^[1]。按照土壤冻结时间的长短, 冻土一般可分为短时冻土(数小时、数日至半月)、季节冻土(半月至数月)和多年冻土(也称永久冻土, 数年或数万年)^[2]。

东北地区位于我国纬度最高的地区, 包括辽宁省、吉林省和黑龙江省, 跨越寒温带、中温带和暖温带3个气候带, 属温带大陆性季风气候。地势上西北东三面分别为大小兴安岭、长白山及千山丘陵围

绕, 是我国重要的森林基地, 中部为广阔的平原。大兴安岭北段为大片连续性多年冻土区, 大兴安岭南段、小兴安岭及长白山地为岛状多年冻土区, 低山和平原地区为季节冻土区。20世纪50年代很多学者已经对冻土进行了深入地考察和研究, 20世纪80年代周幼吾等^[3]从冻土的分布以及温度和厚度、冻土的季节冻结和融化、区域性因素对冻土的影响等方面对我国多年冻土的主要特征进行了总结, 认为在相同的地温条件下东北地区气温年较差要大于高原地区, 东北地区冻土最大季节融化(冻结)深度要更大, 高原冻土总体上相对更稳定。程国栋等^[4]提出依靠冻土记忆温度的特点, 利用冻土温度剖面反推古地表温度, 较古气候重建的其他方法更

收稿日期: 2019-09-04; 修订日期: 2020-11-24

基金项目: 中国气象局气候变化专项(CCSF201841; CCSF202013); 中国气象局创新发展专项(CXFZ2021J047); 辽宁省自然科学基金指导计划项目(20180551217)资助。

作者简介: 周晓宇, 高级工程师, 主要从事气候变化和气象灾害风险评估研究. E-mail: xiaoyuz80@sina.com

通信作者: 赵春雨, 正研级高级工程师, 主要从事气候变化研究. E-mail: springrainscn@163.com

为可靠。戴竞波等^[5]研究认为,大兴安岭北部多年冻土区由于积雪的保温作用,一定积雪深度下雪温和地温的温差变小,无积雪时温差明显增大;在积雪厚度相同时,不同土壤的地面温度差别不大。郭东信等^[6-7]通过野外考察,对东北大小兴安岭多年冻土分区及东北地区多年冻土历史演变及其形成时代进行了详细阐述,大小兴安岭多年冻土均处于退化状态^[8-11],气候变暖及森林植被锐减是导致多年冻土退化的普遍性和基础性因素,多种人为活动影响起到了加速促进作用^[10];鲁国威等^[12]认为大小兴安岭多年冻土南界北移主要受全球气候变暖以及人类活动的直接影响,而呼伦贝尔高原和松嫩平原地区冻土南界的北移则分别与长期干旱、森林植被的破坏有关。对于冻土的未来变化,有研究认为,到21世纪中期,若气温升高1℃,我国东北部地区多年冻土南界将北退80~200 km,多年冻土区面积将缩小32%;21世纪末若气温升高3℃,南界退至大兴安岭北部,冻土区面积剩下36%^[13]。IPCC第五次评估报告对冻土的预估结果显示:到21世纪末,低高(RCP2.6、RCP8.5)两种排放情景下,近地表(上层3.5 m)多年冻土范围的平均值可能减少37%~81%^[14],到2050年中国的冻土面积较2006年将减少10.7%^[15]。

中国地域广阔,气候类型、地理条件各不相同,冻土的演变规律及其对气候变化的反馈也各不相同。近年来,已有学者对松花江流域、东北各省冻土的气候变化特征开展了一些研究^[16-21],但从东北区域尺度开展冻土及其影响因子的研究还很少。本文利用东北地区121个气象站点冻土、积雪、气温、地温和降水量数据,分析了1964—2017年东北地区冬半年冻土深度的气候特征及演变规律,以及积雪、温度对东北地区冻土的影响,以期对东北地区冻土和积雪特性研究、冻土区工程建设、冻土适应气候变化应对策略提供准确的科学信息。

1 资料和方法

本文所用数据为东北地区121个气象站点1964年7月—2018年6月的逐日冻土深度、积雪深度、平均气温、地表0 cm平均气温以及降水量数据(图1)。以当年10月到次年5月为冬半年,即1964年为1964年10月—1965年5月,采用线性趋势分析、相关分析和ArcGIS地理信息软件的空间分析技术等分析了冬半年冻土深度的气候特征及演变规律,以及积雪、气温、地表平均气温、负积温对东北地区冻土的

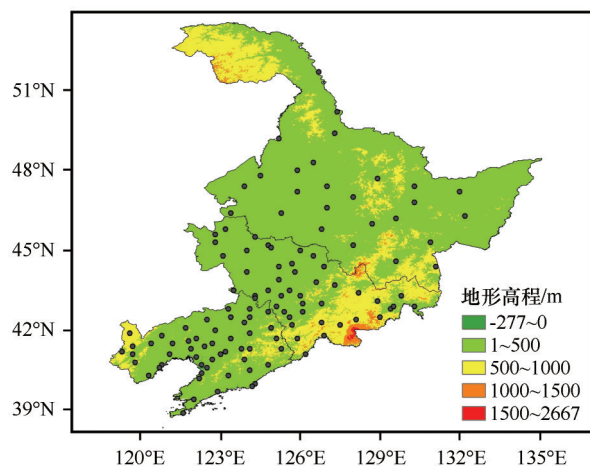


图1 东北地区地形及冻土分析站点

Fig. 1 Topography and stations for frozen soil analysis in Northeast China

影响。负积温为当年10月至次年5月日平均气温低于0℃之和。由于本文分析站点不包含大兴安岭北段连续冻土区的气象站点,故本文的结论适用于除大兴安岭北部以外的地区。

2 结果分析

2.1 冻土及影响要素年际变化

1964—2017年,东北地区冬半年平均最大冻土深度以 $6.15 \text{ cm} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的速率显著减小,20世纪60年代最深,此后逐年代递减。最大积雪深度以 $0.75 \text{ cm} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 速率显著增加,20世纪70年代最低,80年代开始逐年代增加,最大积雪深度与最大冻土深度相关系数为 -0.487 ,且通过了0.01的信度检验,但二者年际变化并不完全一致,20世纪70年代积雪最少的年代最大冻土深度处于历史第二高位。平均气温、地表平均气温、负积温分别以 $0.34 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 、 $0.88 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 和 $44.08 \text{ }^{\circ}\text{C} \cdot \text{d} \cdot (10\text{a})^{-1}$ 的速率显著升温,平均气温自20世纪60年代至21世纪00年代(2001—2010年)持续升温,21世纪10年代(2011—2017年)增温有所放缓;地表平均气温持续升高,21世纪10年代进入历史最暖时段。最大冻土深度与平均气温、地表平均气温、负积温相关系数分别为 -0.679 、 -0.707 和 -0.623 ,且均通过了0.01的信度检验;20世纪60年代气温、地表平均气温、负积温最低为历年代最低,最大冻土深度为历年代最深,随着气候变暖,最大冻土深度逐渐变浅。最大冻土深度与降水量相关系数仅为 -0.202 ,未通过0.05的信度检验,与降水相比,温度对冻土深度的影响更大。

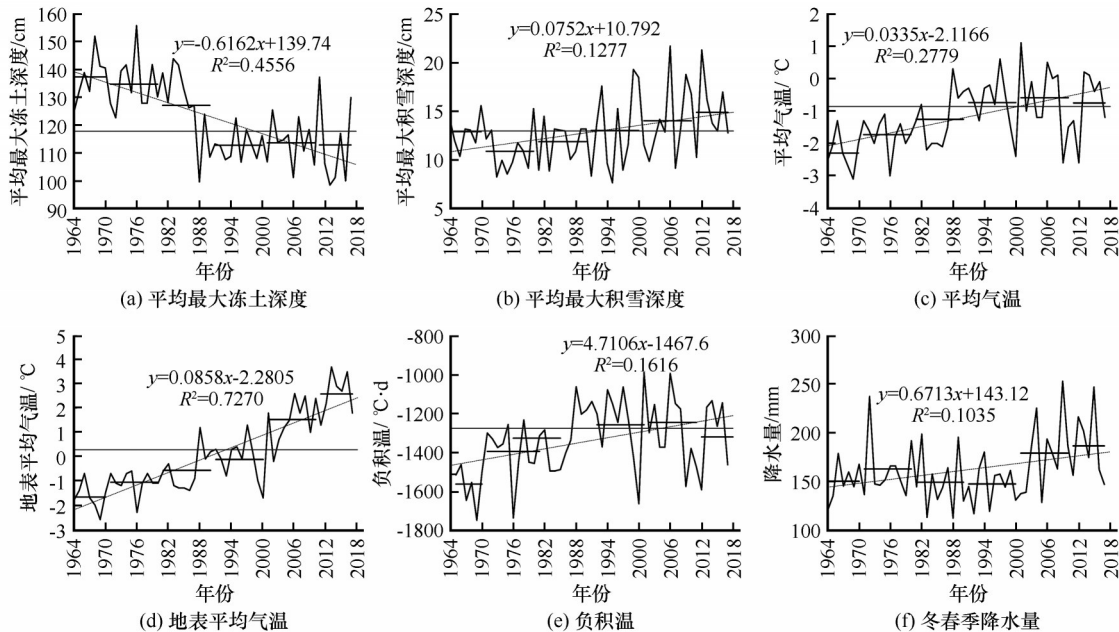


图2 1964—2017年东北地区冬半年平均最大冻土深度(a)、平均最大积雪深度(b)、平均气温(c)、地表平均气温(d)、负积温(e)、降水量(f)年际变化

Fig. 2 Interannual variation of average maximum frozen soil depth (a), average maximum snow depth (b), average temperature (c), average surface temperature (d), negative accumulated temperature (e), precipitation (f) in winter half year in Northeast China from 1964 to 2017

2.2 冻土及影响要素空间分布

1964—2017年东北地区冬半年平均最大冻土深度为123 cm(46.6~248.1 cm)[图3(a)],呈明显纬向分布,自辽东半岛向大兴安岭北部递增,纬度增加1°,冻土深度增加6.4 cm,海拔高度增加100 m,冻土深度增加4.5 cm;冻土的连续性随着纬度的降低变差,呈高纬度地区连续等值线、低纬度地区稀疏等值线的分布。空间分布上,辽东半岛和辽宁东西部山区在50~90 cm之间,大连南部地区平均最大

冻土深度不足50 cm;吉林省冻土分布西高东低,西部地区为150~170 cm,中部地区为110~150 cm,东部地区以90~110 cm为主;黑龙江省平均最大冻土深度均在150 cm以上,三江平原为150~190 cm。黑龙江呼玛冻土深度最大值为248.1 cm,属于多年冻土区;最小值为南部沿海大连46.6 cm,南北相差5倍多。从变化趋势的空间分布来看[图3(b)],冬半年最大冻土深度全区有11个站点呈增加趋势,增加速率为0.1~3.7 cm·(10a)⁻¹,110个站

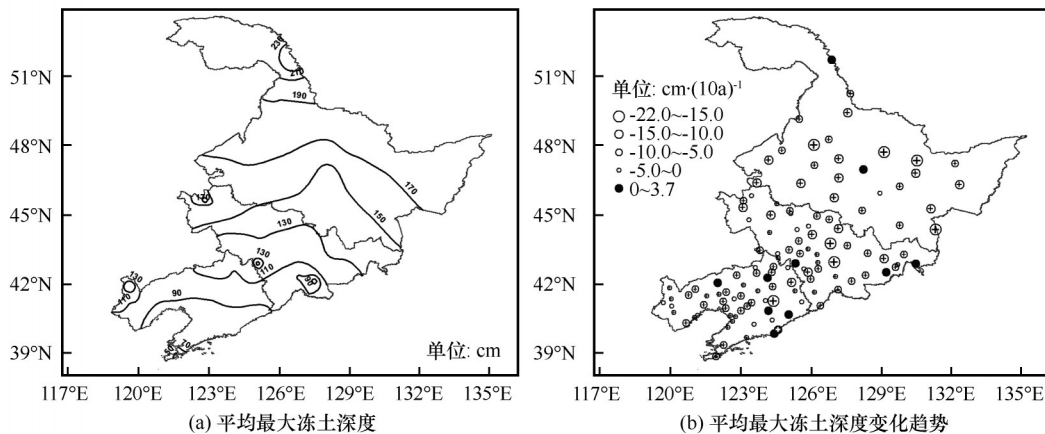


图3 1964—2017年东北地区冬半年平均最大冻土深度(a)及其变化趋势(b)的空间分布 (“+”为通过0.05信度检验的站点)

Fig. 3 Spatial distribution of average maximum frozen soil depth (a) and its variation trend (b) in winter half year in Northeast China from 1964 to 2017 (+ denotes the trend significant at the 95% confidence level)

(91%) 呈减少趋势, 减少速率为 $0.1\sim22\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 。辽宁和吉林大部分地区最大冻土深度减少速率在 $0.1\sim10\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 之间, 吉林中部和黑龙江北部地区减少速率在 $10\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 以上, 吉林桦甸、绥芬河和伊春站减少速率均在 $20\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 以上。

冬半年平均最大积雪深度为 12.9 cm ($5.5\sim32.9\text{ cm}$), 自西部山区向东部山区递增, 辽宁西部山区和大连南部地区、吉林西部地区不足 8 cm , 沿明水—扶余—长春—公主岭—铁岭—沈阳—辽阳—岫岩—东港一线以西为 $8\sim12\text{ cm}$, 以东在 12 cm 以上。最大积雪深度高值中心出现在长白山区的东岗 (33 cm), 黑龙江孙吴为次高值中心 (20 cm 以上), 低值中心位于辽宁北票 (5.5 cm)。冬半年平

均气温为 $-1.2\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-9.8\sim-5.4\text{ }^{\circ}\text{C}$), 随纬度和海拔高度的增加气温降低, 辽宁省除东部山区低于 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, 大部分地区均在 $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上; 吉林省在 $-3\sim-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 之间, 大小兴安岭地区在 $-7\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下, 全区南北温差达 $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右。冬半年地表平均气温为 $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ($-9.6\sim6.9\text{ }^{\circ}\text{C}$), 呈明显纬向分布, 大小兴安岭地区在 $-6\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下, 辽东半岛地区基本在 $4\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上, 南北相差最大超过 $15\text{ }^{\circ}\text{C}$, 各地地表平均气温较平均气温高 $1\sim2\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右, 且由北向南地温与气温温差增大。冬半年负积温随纬度和海拔高度的增加而增加, 辽东半岛地区在 $-800\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 以下, 吉林省大部分地区在 $-1\,600\sim-1\,400\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 三江平原地区在 $-2\,000\sim-1\,400\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 大兴安岭北段和小兴安岭在 $-2\,400\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 以下, 南北相差 $1\,600\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$ 左右。

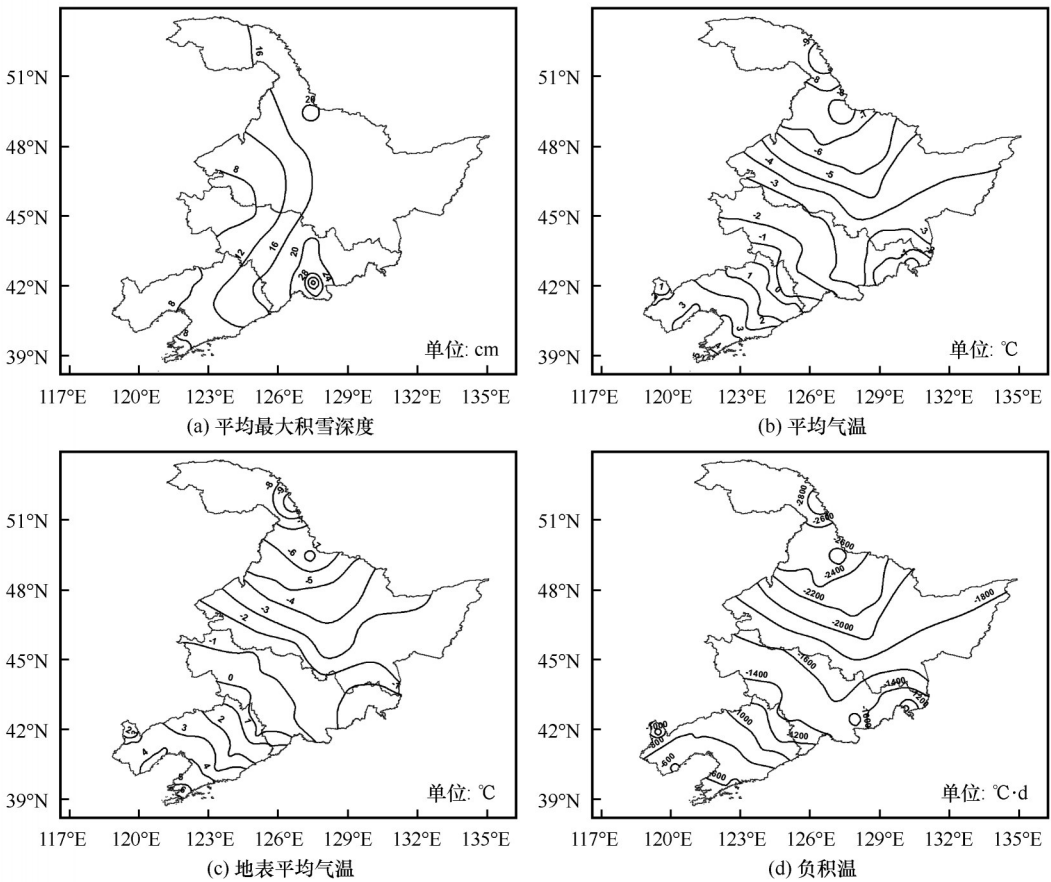


图4 1964—2017年东北地区冬半年平均最大积雪深度(a)、平均气温(b)、地表平均气温(c)、负积温(d)空间分布

Fig. 4 Spatial distribution of average maximum snow depth (a), average temperature (b), average surface temperature (c), negative accumulated temperature (d) in winter half year in Northeast China from 1964 to 2017

2.3 积雪对冻土的影响

自 20 世纪 80 年代以来, 北半球大多数地区多年冻土层的温度已升高, 一些地区冻土层的厚度和面积减少, 多年冻土温度升高是对地表面温度升高

和积雪变化的响应^[14]。雪为热的不良导体, 有保温隔热的作用^[22-23], 为了探讨东北地区积雪对冻土的影响, 对月冻土深度对积雪深度的滞后效应、典型站点积雪对冻土的保温效应以及不同积雪深度对

冻土深度的影响进行了分析。

2.3.1 月冻土深度对积雪深度的滞后效应

东北地区冻土在一年12个月都有出现,9月—次年2月冻土深度缓慢增加,3月达到最大值,4月以后冻土逐渐融化。积雪出现在10月—次年5月,10月开始缓慢增加,1月达到峰值,此后开始减少。月冻土深度的出现略滞后于积雪深度。

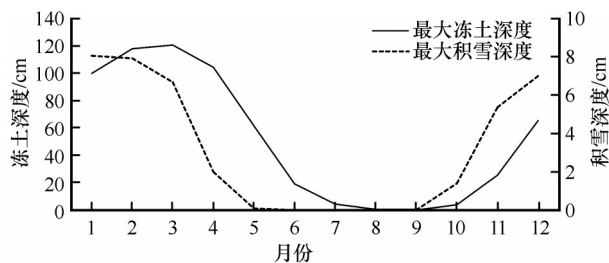


图5 1964—2017年东北地区最大冻土深度、最大积雪深度月变化

Fig. 5 Monthly variation of the average maximum frozen soil depth and average maximum snow depth in Northeast China from 1964 to 2017

图6为东北地区月最大冻土深度极值的空间分布。8月,冻土区主要位于大兴安岭北段和小兴安岭地区,其他地区无冻土。9月,东北地区进入秋季,除辽宁境内无冻土外,吉林和黑龙江境内冻土均全部覆盖,除大兴安岭北段外均不足10 cm。10月,辽宁西北部和东部山区部分地区开始出现冻土,不足10 cm,最大冻土深度中心位于三江平原北部在30 cm以上,宝清站最大为90 cm。11月—次年4月,随着积雪深度增加,冻土深度由南向北递增。5—6月,随着气温升高,大连沿海地区冻土消失,6月辽宁境内已无冻土,进入7月后,只在黑龙江境内有冻土存在。

东北地区积雪出现在10月—次年5月(图7)。10月,最大积雪深度由南向北、由西向东逐渐增加,高值区位于长白山区和三江平原,三江平原积雪深度超过30 cm。11—12月进入冬季,全区最大积雪深度增加,辽宁省积雪深度为10~30 cm,长白山区和三江平原地区在40 cm以上。1—3月,东北地区各站最大积雪深度基本达到峰值,1月积雪深度为最深,2—3月积雪也较厚。4—5月,随着天气变暖,降雪减少,积雪深度明显减小,4月积雪深度高值区主要集中在小兴安岭北部和长白山区,全区积雪深度集中分布在10~20 cm;5月随着春季气温的不断升高,东北区域积雪深度基本都在5 cm以下,只有

长白山区和黑龙江西部地区由于地处海拔高的山区,积雪深度在10 cm左右。综合各月积雪和冻土的分布,空间分布上,月最大冻土深度的增加也要滞后于最大积雪深度的增加。

2.3.2 典型站点积雪对冻土的保温效应

高荣等^[24]分析了青藏高原积雪深度对冻土深度的影响。东北地区与青藏高原同为我国三大积雪区,但与地处西部的青藏高原相比,东北地区气温年较差大、降水量多,太阳辐射少,冻土呈纬度地带性分布,而青藏高原地区为垂直地带性冻土^[3],冻土特征有别于青藏高原地区。根据高荣等冻土影响因子的研究方法,以黑龙江呼玛和吉林东岗两个积雪高值站点为例,分别选取两个站点多雪和少雪年(以多雪年和少雪年时间接近为选取原则),对两个站点多雪年和少雪年的积雪深度、冻土深度、平均气温和地表平均气温进行分析,探讨位于高纬度东北地区的积雪、气温和地温对冻土的影响。

图8为东岗站2002年和2006年逐日冻土深度、积雪深度、平均气温和地表平均气温变化,横坐标为自8月1日至次年7月31日的时间变化,以8月1日为第1天,9月1日为第32天,12月1日为123,1月1日为154,以此类推。东岗站2002年为少雪年,2006年为多雪年,10月底前,随着冬季气温降低开始出现积雪,2002年和2006年冻土深度均增加,积雪起到了降温作用;进入11月上中旬,2006年积雪较2002年有较大幅度的增加,地表平均气温与气温也较2002年偏高,同时2002年11月上中旬的冻土深度大于2006年同期的冻土深度,积雪对多雪年冻土深度起到了保温的作用。

呼玛站(图9)1996年多雪年,1997年少雪年,1996年11月中旬出现积雪,同时段1997年还未出现积雪,由于1996年气温和地表平均气温均较1997年偏低,故1996年冻土深度较深;12月上中旬开始,1996年气温和地表平均气温要较1997年偏低,但由于1996年有一次积雪过程使得1996年冻土深度减小,1997年的冻土深度继续增加;1月,由于1997年的气温较1996年偏低5℃左右,1997年的冻土深度继续增加;1月以后,虽然1996年气温较1997年偏低,但由于积雪的保温作用,1996年冻土深度的增加仍然慢于1997年。

2.3.3 积雪深度对冻土深度的影响

根据东岗、呼玛、孙吴、大连、兴城、沈阳、新宾、建平镇8个站点从建站至2018年6月的逐日积雪深

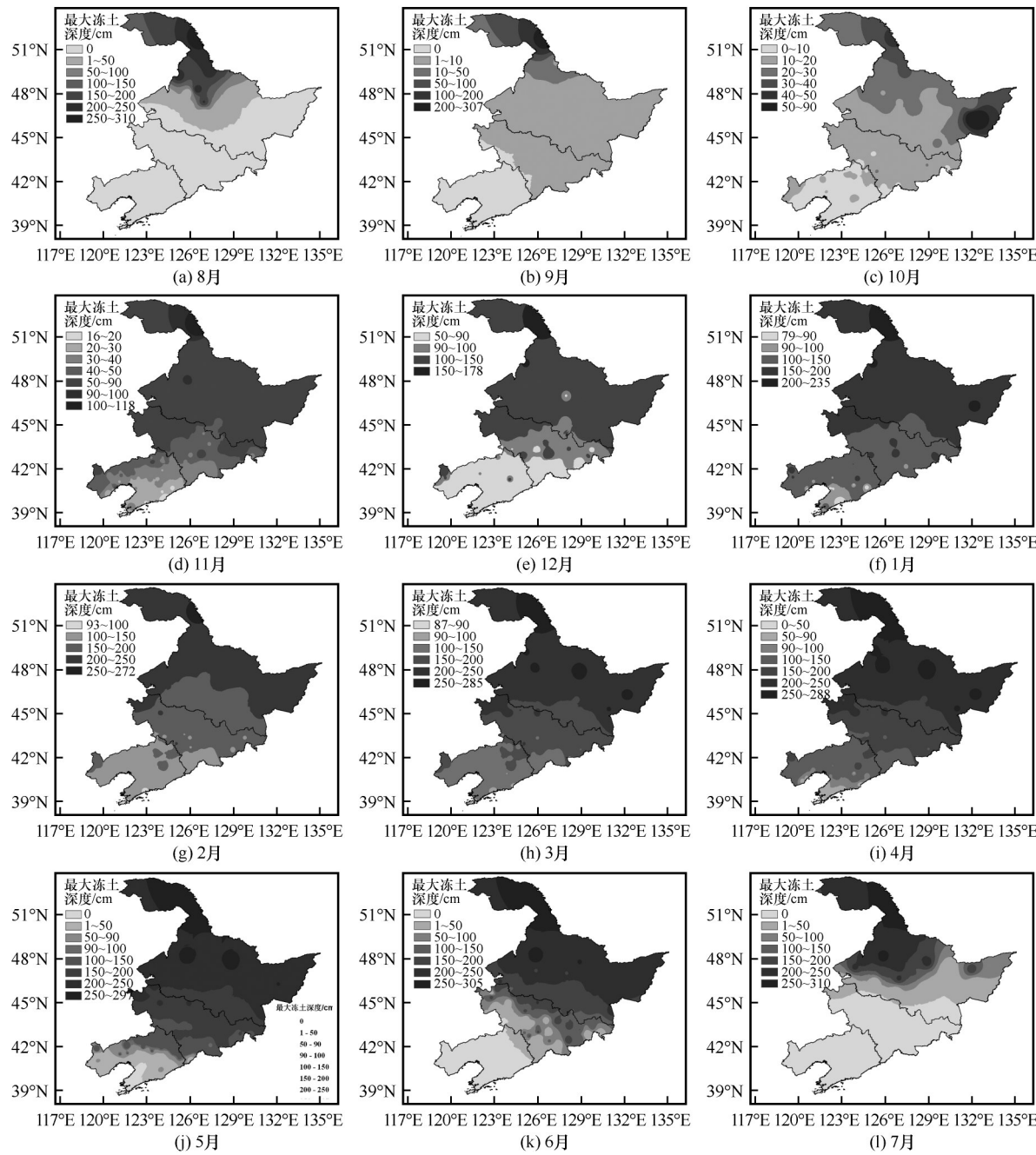


图6 1964—2017年东北地区月最大冻土深度极值空间分布

Fig. 6 Spatial distribution of extreme value of monthly maximum frozen soil depth in Northeast China from 1964 to 2017

度和冻土深度数据,点绘积雪深度-冻土深度图(图10)。8个站点涵盖了不同地形及海拔高度特点,东岗、呼玛和孙吴属于高纬度气象站点,大连和兴城属于沿海站,沈阳属于平原地区站点,新宾站和建平镇属于低纬度山区站点。

东岗站积雪日数最多,累积积雪深度在东北区域121个站点中位列第三,20 cm为积雪对冻土影响的第一个界限,20~30 cm为影响的第二个区间,当积雪深度超过30 cm冻土深度基本保持稳定。呼玛

站位置在最北且纬度最高,10 cm为积雪对冻土影响的一个界限,在积雪深度<10 cm时冻土深度持续增加;当积雪深度>10 cm时,冻土深度开始减小;当积雪深度超过30 cm时,冻土深度基本稳定为固定数值。孙吴站积雪深度<30 cm时,冻土深度持续增加;当积雪深度在30~50 cm时,冻土深度减小到70 cm以下;积雪深度超过50 cm时,冻土深度基本稳定在50 cm以下。

兴城站位于辽东湾沿岸,大连站位于渤海北

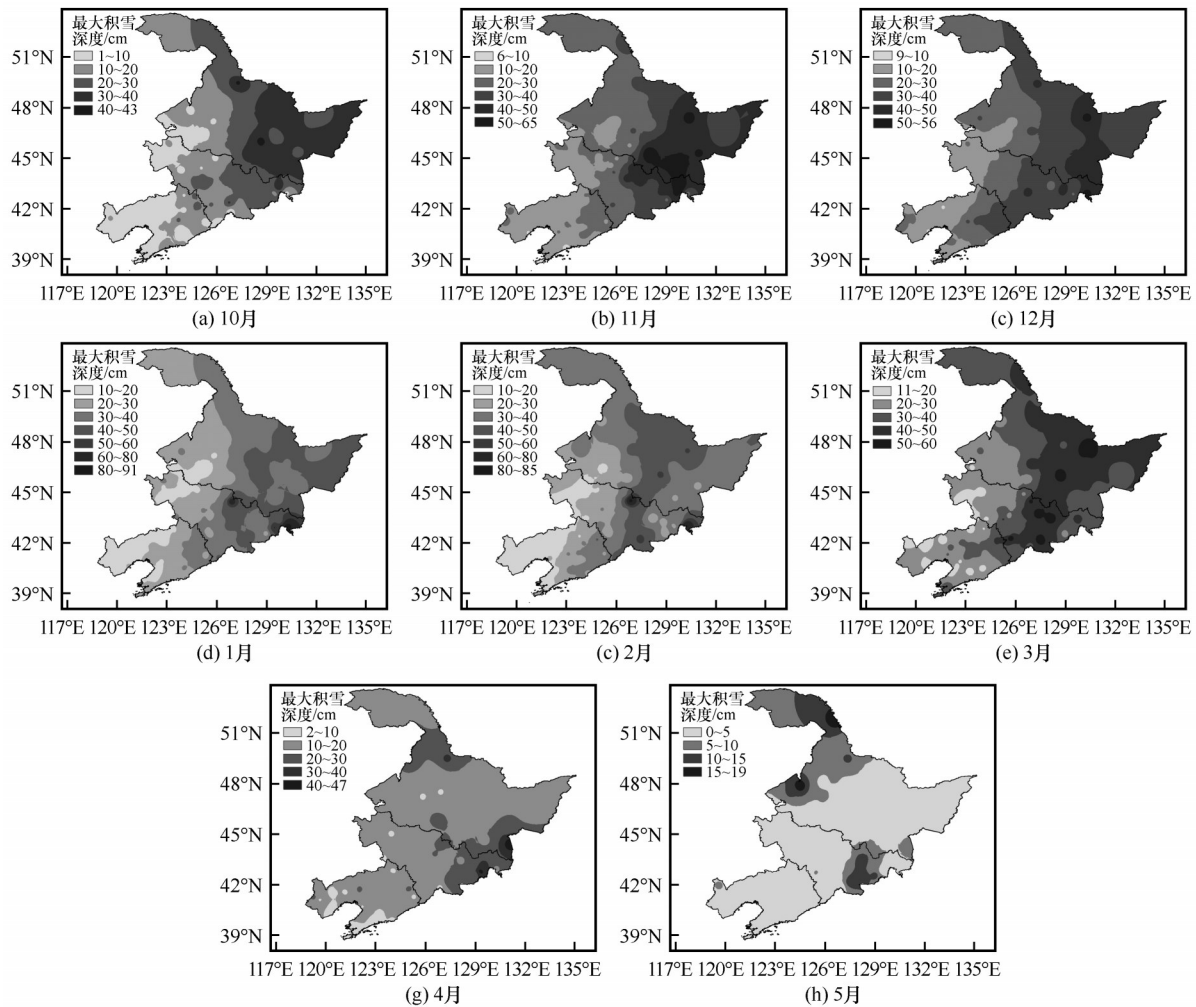


图7 1964—2017年东北地区月最大积雪深度极值空间分布

Fig. 7 Spatial distribution of extreme value of monthly maximum snow depth in Northeast China from 1964 to 2017

部,由于两个站点位于沿海地区,积雪和冻土出现次数少且持续时间短,根据观测到的积雪和冻土数据,大连站积雪深度<5 cm时,随着积雪深度增加冻土的冻结深度增加,当积雪深度>5 cm时冻土深度基本在55 cm以下分布;兴城站和大连站相同,积雪深度5 cm为一个界限,其次为10 cm、15 cm和20 cm,随积雪深度增加冻土深度减小。

沈阳站位于辽宁中部平原地区,在1~15 cm范围内,随着积雪深度增加冻土深度增加,冻土深度基本在120 cm以上;15~30 cm为第二区间,当积雪深度>30 cm,冻土深度基本在60 cm以下。新宾站位于辽宁东部山区,属于低纬度山区站点,10 cm为积雪影响冻土第一个界限,10~30 cm为第二个区间,积雪深度>30 cm以后,冻土深度基本达到稳定值。建平县位于西部丘陵地区,10 cm以下积雪深度范围内冻土深度基本在140 cm以上,积雪深度>

10 cm冻土深度减小,当积雪深度>15 cm冻土深度有一个急剧减小的过程,不足40 cm。可见,虽然同处于山区,由于建平镇站气候特点不同,气温高降水少,导致积雪对冻土的影响与其他站点有所不同。处于西北的新疆阿勒泰地区积雪对冻土深度的影响与东北地区有所不同,存在三个临界值,当积雪厚度超过20 cm,体现的为保温作用,超过40 cm后,对冻结的影响趋于稳定,超过70 cm后,冻结深度会再次发生变化^[25]。

通过8个站点积雪深度与冻土深度的关系分析,积雪深度较浅时,冻土深度增加较明显;随着积雪深度的增加,冻土深度变化较小。这可能是因为积雪深度较薄时,土壤温度受到气温的影响较大,当受到冷空气影响时,冻土深度会快速增加;当积雪达到一定厚度时,由于积雪层能阻止空气热传导的发生,因此土壤温度变化较小,由于积雪对地温

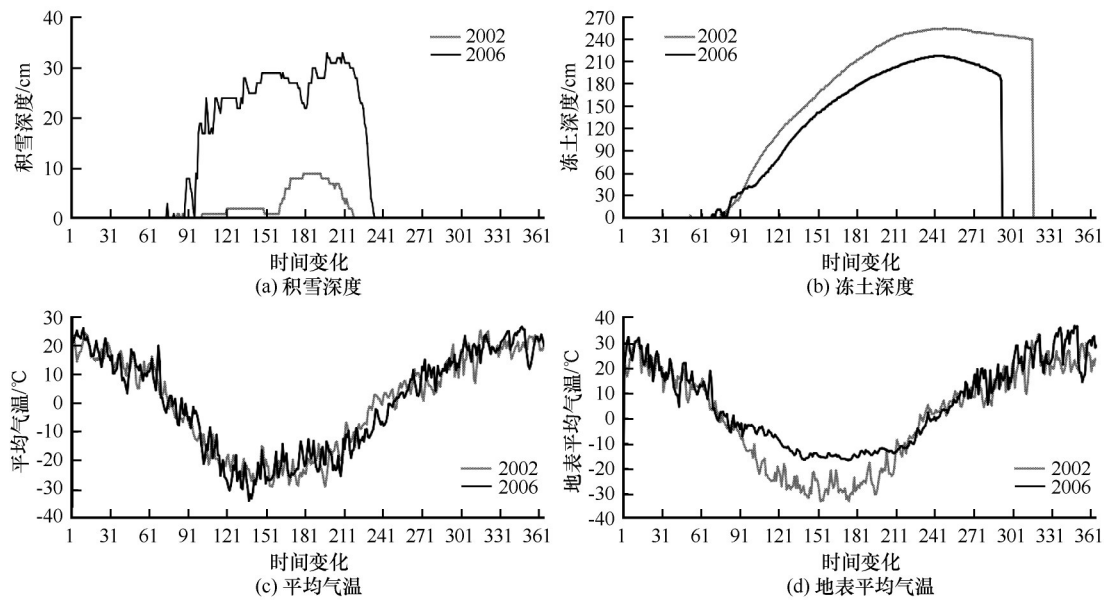


图8 吉林东岗站2002年(2002年8月到2003年7月)、2006年(2006年8月到2007年7月)积雪深度(a)、冻土深度(b)、平均气温(c)、地表平均气温(d)年变化

Fig. 8 Annual variation of snow depth (a), frozen soil depth (b), average temperature (c) and average surface temperature (d) in Donggang Station in 2002 (from August 2002 to July 2003) and 2006 (from August 2006 to July 2007)

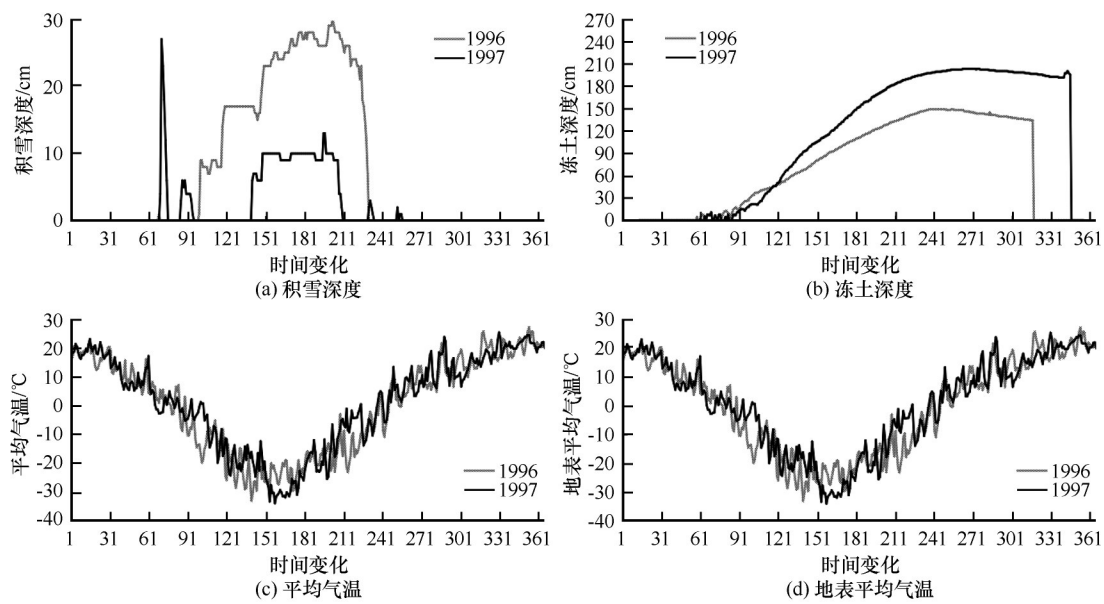


图9 黑龙江呼玛站1996年(1996年8月到1997年7月)和1997年(1997年8月到1998年7月)积雪深度(a)、冻土深度(b)、平均气温(c)、地表平均气温(d)年变化

Fig. 9 Annual variation of snow depth (a), frozen soil depth (b), average temperature (c) and average surface temperature (d) in Huma Station in 1996 (from August 1996 to July 1997) and 1997 (from August 1997 to July 1998)

的保温作用也对冻土起到了保温作用,冻土深度无明显变化;当积雪较厚,土壤温度高于气温达到一定程度时,地表的冻土会因土壤孔隙里的水融化而消失,导致冻土深度减小^[26]。

冻土深度除受积雪、气温和地表平均气温影响,也与森林、土壤湿度、岩性、坡度坡向和水分等

因素有关。森林植被对积雪有拦截作用,积雪保留在植被下层不易融化,进而对浅层地温起降温作用,使冻土冻结时间提前,冻结深度加深。此外,雪在风力作用下的再次分配也会造成积雪对地温的保温作用变化^[27]。8个站点中,兴城站、大连站积雪对冻土的保温界限值最小在5 cm左右,而其他站点

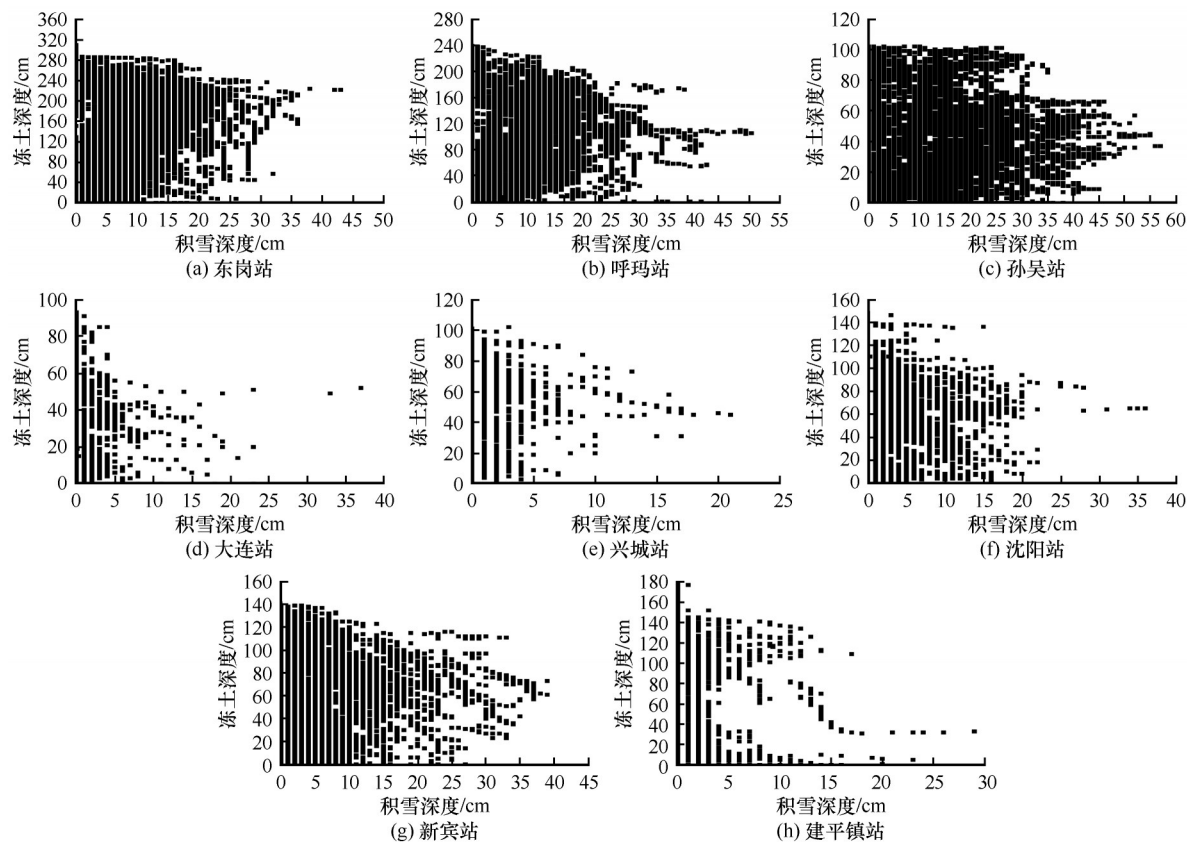


图 10 东北地区代表站点积雪深度与冻土深度的关系

Fig. 10 Relationship between snow depth and frozen soil depth in representative stations in Northeast China: Donggang (a), Huma (b), Sunwu (c), Dalian (d), Xingcheng (e), Shenyang (f), Xinbin (g) and Jianping (h)

均在 15~20 cm,这可能是由于兴城站、大连站位于沿海地区,海拔高度低、冬春季气温高、土壤湿度大,土壤冻结较浅,而且气温较高降雪后积雪不易留存,故积雪对沿海地区站点的保温界限值较低。

2.4 温度对冻土的影响

表 2 为地表平均气温、平均气温、负积温与最大冻土深度的相关分析,y 为 121 个气象站最大冻土深度的平均值,地表平均气温与最大冻土深度的相关系数最高为-0.707,负积温最低为-0.623。地表平均气温、平均气温每升高 1℃,最大冻土深度分别减小 8.4 cm 和 10.6 cm;负积温绝对值每减少 100℃·

d,最大冻土深度将减少 4.9 cm。对新疆冻土的研究表明,负积温绝对值每减少 100℃·d 最大冻土深度减小 4.6 cm^[28],东北地区冻土对负积温的响应要略大于新疆地区。地表平均气温的升高将会导致冻土的活动层厚度增加,有研究表明,1956—1990 年俄罗斯地区地温升高导致冻土活动层厚度增加了 20 cm,而冻土的冻结深度减少了 34 cm^[29]。

分析 121 个站点各站最大冻土深度与地表平均气温、平均气温和负积温的线性回归方程,得到各站地表平均气温、平均气温和负积温变化对冻土深度的影响(图 11)。地表平均气温每升高 1℃,121 个站中有 95.9% 的站点最大冻土深度减少,减少在 0.1~18.8 cm 之间,以 5~10 cm 为主,大连南部减少为 10~15 cm,三江平原南部为 10~18.8 cm,辽宁丹东、吉林中部、黑龙江西北部和中部地区减少不到 5 cm。平均气温每升高 1℃,有 97.5% 的站点最大冻土深度减少在 0.1~28.7 cm 之间,吉林西部减少 3~5 cm,黑龙江和辽宁的大部分地区减少 5~10 cm,辽东半岛和吉林东部地区减少 10~20 cm,辽宁省本溪县减少 28.7 cm,为唯一减少超过 20 cm 的站点。负积温每

表 2 最大冻土深度与地表平均气温、平均气温、负积温相关关系

Table 2 Correlation of maximum frozen soil depth against average surface temperature, average temperature and negative accumulated temperature

因子	回归方程	相关系数 R
地表平均气温(x_1)	$y=-8.4065x_1+123.7341$	-0.707
平均气温(x_2)	$y=-10.597x_2+112.7918$	-0.679
负积温(x_3)	$y=-0.049x_3+57.2339$	-0.623

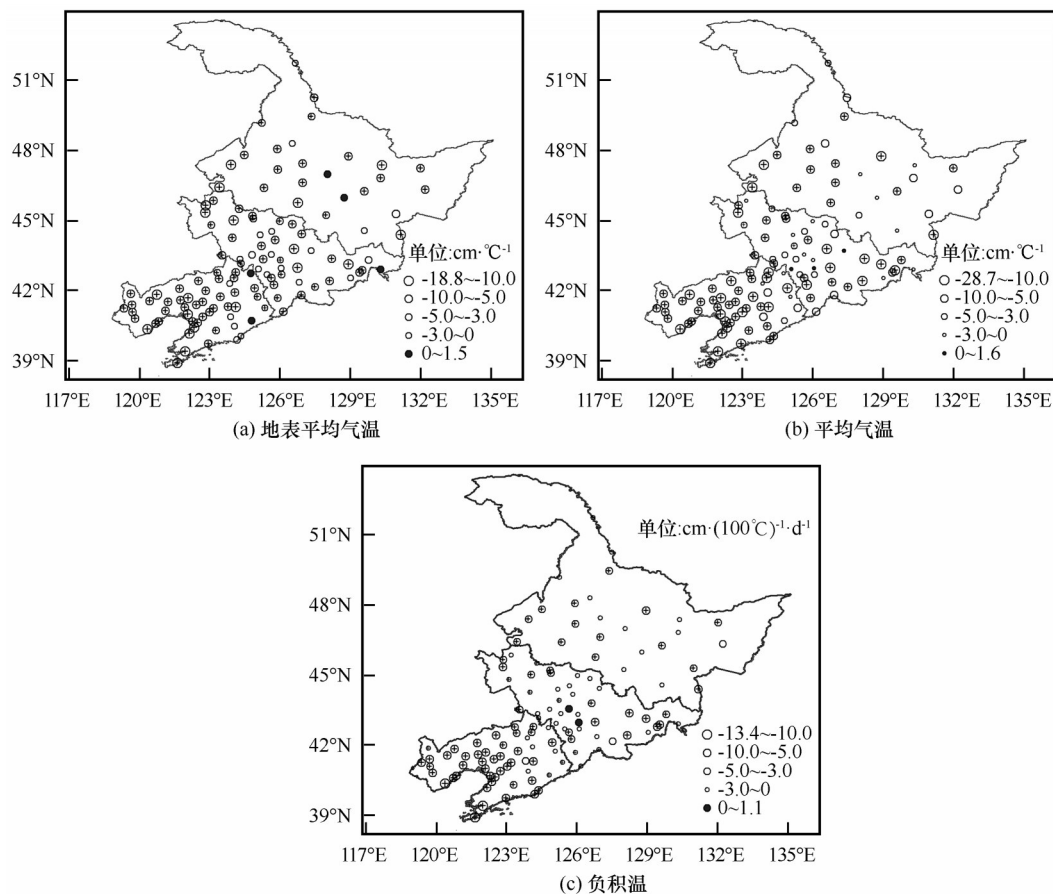


图 11 1964—2017 年东北地区冬半年地表平均气温(a)、平均气温(b)、负积温变化(c)对最大冻土深度的影响
 (“+”为通过 0.05 信度检验的站点)

Fig. 11 Effects of variations of surface average temperature (a), average temperature (b) and negative accumulated temperature (c) on the maximum frozen soil depth in Northeast China in the winter half year from 1964 to 2017
 (+ denotes the trend significant at the 95% confidence level)

减少 $100\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}$, 97.5% 的站点最大冻土深度减少在 $0.1\sim13.4\text{ cm}$ 之间, 大连地区减少最多为 $8\sim13.4\text{ cm}$, 辽宁西部和中部平原地区减少 $5\sim8\text{ cm}$, 辽宁东部山区、吉林西部和东部、黑龙江大部分地区减少 $2\sim5\text{ cm}$, 吉林中部地区减少相对较少不足 2 cm 。

综合来看, 东北地区冬半年最大冻土深度对地表平均气温升温的响应更为显著 (相关系数为 -0.707), 但在空间上, 平均气温使得最大冻土深度减小的更多, 最多可达 28.7 cm 。

3 结论

(1) 东北地区冬半年最大冻土深度与平均气温、地表平均气温、负积温均呈显著负相关, 相关系数为 -0.679 、 -0.707 和 -0.623 , 平均气温、地表平均气温增温及负积温减少将引起最大冻土深度的减小。20 世纪 60 年代平均气温、地表平均气温、负积温

最低, 最大冻土深度为历年代最深, 随着气候变暖, 最大冻土深度变浅。最大冻土深度以 $6.15\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 速率显著减小, 最大积雪深度以 $0.75\text{ cm}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 速率显著增加, 平均气温、地表平均气温、负积温以 $0.34\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 、 $0.88\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 和 $44.08\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{d}\cdot(10\text{a})^{-1}$ 的速率显著升温。降水量对冻土深度影响不大。

(2) 冬半年平均最大冻土深度为 123 cm ($46.6\sim248.1\text{ cm}$), 自辽东半岛向大兴安岭北部递增, 南北相差 5 倍多; 空间变化趋势上, 90% 以上的站点最大冻土深度呈减少趋势。冬半年平均最大积雪深度为 12.9 cm ($5.5\sim32.9\text{ cm}$), 高值中心位于长白山的东岗为 33 cm 。随纬度和海拔高度的增加, 冬半年平均气温和地表平均气温降低, 负积温增加, 三个要素南北相差分别在 $14\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $15\text{ }^{\circ}\text{C}$ 、 $1\,600\text{ }^{\circ}\text{C}$ 左右, 且由北向南地表平均气温与气温温差增大。

(3)东北地区冻土的持续时间随纬度升高而增加,月冻土深度的增加要滞后于积雪深度,二者分别在3月和1月达到峰值。由于积雪对地温的保温作用进而对冻土起到了保温作用,在积雪没有达到一定厚度之前,随着积雪深度的增加冻土深度增加,当积雪达到一定厚度后,积雪的增加不再伴随冻土深度的增加,即存在积雪深度临界值,临界值以上积雪起到保温作用。对于高纬度地区站点,30 cm左右为积雪的保温界限值,对于沿海站点,积雪保温的界限值在5 cm左右;在相同地形下,冻土深度较浅区域积雪的保温界限值也因海拔高度、气候特点而异。

(4)地表平均气温和平均气温每升高1℃,最大冻土深度分别减小8.4 cm和10.6 cm,负积温每减少100℃·d,最大冻土深度减少4.9 cm。地表平均气温每升高1℃,东北地区95.9%的站点均减少,在0.1~18.8 cm之间;平均气温每升高1℃,97.5%的站点最大冻土深度减少,在0.1~28.7 cm之间;负积温每减少100℃·d,97.5%的站点最大冻土深度减少,在0.1~13.4 cm之间。冻土深度对地表平均气温升温的响应更为显著。

气候变暖影响多年冻土融化,多年冻土融化将影响全球气温进而加剧全球气候变暖。位于北方寒冷地区的俄罗斯境内有65%的领土分布有冻土,在极端气候变化的情况下,到2080年代俄罗斯地区的多年冻土覆盖率可能会从65%下降到40%,到21世纪末由于气候变暖的影响,位于北极地区的西伯利亚地区约有三分之一的多年冻土将消失,未来气候变化对东北地区多年冻土的影响仍需要量化评估。此外,植被、不同坡度坡向、不同气候类型等对东北地区冻土深度的影响,以及积雪影响冻土深度的机理仍需继续研究。

参考文献(References):

- [1] China Meteorological Administration. Specification for ground meteorological observation [M]. Beijing: China Meteorological Press, 2003. [中国气象局. 地面气象观测规范[M]. 北京: 气象出版社, 2003.]
- [2] Zhou Youwu, Guo Dongxin, Qiu guoqing, et al. Geocryology in China [M]. Beijing: Science Press, 2000. [周幼吾, 郭东信, 邱国庆, 等. 中国冻土[M]. 北京: 科学出版社, 2000.]
- [3] Zhou Youwu, Guo Dongxin. Principal characteristics of permafrost 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.]
- [4] Cheng Guodong, Zhou Youwu. State of the art and prospect of Geocryology in China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1988, 10(3): 221-227. [程国栋, 周幼吾. 中国冻土学的现状和展望[J]. 冰川冻土, 1988, 10(3): 221-227.]
- [5] Dai Jingbo, Li Enying. Influence of snow cover to the ground temperature in the permafrost region in the northern part of the Great Xin'an Mountain [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1981, 3(1): 10-18. [戴竞波, 李恩英. 大兴安岭北部多年冻土地区雪盖对地温的影响[J]. 冰川冻土, 1981, 3(1): 10-18.]
- [6] Guo Dongxin, Wang Shaoling, Lu Guowei, et al. Division of permafrost regions in Daxiao Hinggan Ling Northeast China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1981, 3(3): 1-9. [郭东信, 王绍令, 鲁国威, 等. 东北大小兴安岭多年冻土分区[J]. 冰川冻土, 1981, 3(3): 1-9.]
- [7] Guo Dongxin, Li Zuofu. Preliminary approach to the history and age of permafrost in Northeast China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1981, 3(4): 1-16. [郭东信, 李作福. 我国东北地区晚更新世以来多年冻土的历史演变及形成时代[J]. 冰川冻土, 1981, 3(4): 1-16.]
- [8] Gu Zhongwei, Zhou Youwu, Liang Fengxian, et al. Permafrost features and their changes in Amur area, Da Hinggan Ling Prefecture [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1993, 15(1): 34-40. [顾钟伟, 周幼吾, 梁凤仙, 等. 大兴安岭阿木尔地区的多年冻土特征及其变化[J]. 冰川冻土, 1993, 15(1): 34-40.]
- [9] Zhang Yan, Wu Qingbai, Liu Jianping. Distribution characteristics of the permafrost in the section from Heihe to Bei'an in the Xiao Hinggan Mountains [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2001, 23(3): 312-317. [张艳, 吴青柏, 刘建平. 小兴安岭地区黑河-北安段多年冻土分布特征[J]. 冰川冻土, 2001, 23(3): 312-317.]
- [10] Jin Huijun, Yu Shaopeng, Lü Lanzhi, et al. Degradation of permafrost in the Da and Xiao Hinggan Mountains, Northeast China, and preliminary assessment of its trend [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2006, 28(4): 467-476. [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.]
- [11] Gu Zhongwei, Zhou Youwu. The effects of climate warming and human turbulence on the permafrost in the northward slope of Mt. Da Hinggan Ling: take a sample from Amur area [J]. Acta Geographica Sinica, 1994, 49(2): 182-187. [顾钟伟, 周幼吾. 气候变暖和人为扰动对大兴安岭北坡多年冻土的影响[J]. 地理学报, 1994, 49(2): 182-187.]
- [12] Lu Guowei, Weng Binglin, Guo Dongxin, et al. The geographic boundary of permafrost in the Northeast of China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1993, 15(2): 214-218. [鲁国威, 翁炳林, 郭东信. 中国东北部多年冻土的地理南界[J]. 冰川冻土, 1993, 15(2): 214-218.]
- [13] Zhou Youwu, Wang Yinxue, Gao Xingwang, et al. Ground temperature, permafrost distribution and climate warming in Northeastern China [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996, 18(Suppl 1): 139-147. [周幼吾, 王银学, 高兴旺, 等. 我国东北部冻土温度和分布与气候变暖[J]. 冰川冻土, 1996, 18(增刊1): 139-147.]
- [14] Stocker T. 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.
- [15] Wang Chenghai, Jin Shuanglong, Shi Hongxia. Area change of the frozen ground in China in the next 50 years [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(1): 1-8. [王澄海, 靳双龙, 施红霞. 未来50年中国地区冻土面积分布变化[J]. 冰川冻土, 2014, 36(1): 1-8.]

- [16] 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.]
- [17] Chao Hua, Xu Hong, Wang Dang, et al. Characteristics of spatial and temporal variation of frozen soil in Liaoning Province in recent 50 years [J]. Meteorological Science and Technology, 2017, 45(1): 115-120. [晁华, 徐红, 王当, 等. 近50年来辽宁省冻土的时空变化特征[J]. 气象科技, 2017, 45(1): 115-120.]
- [18] Zhang Wei, Ji Ran. Response of maximum seasonally frozen depth and duration of soil frozen to climate change in Chaoyang Prefecture of Liaoning Province [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2018, 40(1): 18-25. [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(1): 18-25.]
- [19] Sha Li, Zhang Yimeng, Ma chengzhi, et al. Automatic observation methods for frozen soil in Liaoning Shenyang region [J]. Meteorological, Hydrological and Marine Instruments, 2019 (2): 56-59. [沙莉, 张艺萌, 马成芝, 等. 辽宁沈阳地区冻土深度自动观测方法研究[J]. 气象水文海洋仪器, 2019(2): 56-59.]
- [20] Zong Yanwei, Zong Yingfei. Frozen soil depth change characteristics of the western region of Liaoning [J]. Ningxia Journal of Agriculture and Forestry Science and Technology, 2013, 54 (3): 56-58. [宗艳伟, 宗英飞. 辽宁西部地区冻土深度特征变化[J]. 宁夏农林科技, 2013, 54(3): 56-58.]
- [21] Liu Chunsheng, Liu Henan, Zhang Hongling, et al. Seasonal frozen soil in Heilongjiang: climatic characteristics analysis [J]. Chinese Agricultural Science Bulletin, 2019, 35(16): 126-132. [刘春生, 刘赫男, 张洪玲, 等. 黑龙江省季节性冻土的气候特征分析[J]. 中国农学通报, 2019, 35(16): 126-132.]
- [22] Sun Junjie, Yu Xibin, Guo Songlin, et al. Effect of different snow depths on ground temperature [J]. Chinese Journal of Agrometeorology, 1995, 16(6): 49-49. [孙军杰, 于溪滨, 郭松林, 等. 不同积雪深度对地面温度的增温效应[J]. 中国农业气象, 1995, 16(6): 49-49.]
- [23] ZhuLing, Gu Zhengqiang, Gong Qiang, et al. Effect of snow cover on ground-air temperature difference observed by automatic weather stations in Liaoning Province [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2019, 41(2): 293-303. [朱玲, 顾正强, 龚强, 等. 辽宁省积雪对自动气象站观测地气温差的影响[J]. 冰川冻土, 2019, 41(2): 293-303.]
- [24] Gao Rong, Wei Zhigang, Dong Wenjie. Analysis of the cause of the differentia in interannual variation between snow cover and seasonal frozen soil in the Tibetan Plateau [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2004, 26(2): 153-158. [高荣, 韦志刚, 董文杰. 青藏高原冬春积雪和季节冻土年际变化差异的成因分析[J]. 冰川冻土, 2004, 26(2): 153-158.]
- [25] Wang Guoya, Mao Weiyi, He Bin, et al. Changes in snow covers during 1961-2010 and its effects on frozen ground in Altay region, Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(6): 1293-1300. [王国亚, 毛伟峰, 贺斌, 等. 新疆阿勒泰地区积雪变化特征及其对冻土的影响[J]. 冰川冻土, 2012, 34(6): 1293-1300.]
- [26] Li Yang, Li Jiangang, Liu Yan, et al. Preliminarily analysis on the characteristics of depth variation of snow accumulation and frozen soil in Northern Xinjiang [J]. Research of soil and water conservation, 2015, 22(5): 342-348. [李杨, 李建刚, 刘艳, 等. 北疆地区积雪与冻土变化的特征分析[J]. 水土保持研究, 2015, 22(5): 342-348.]
- [27] Meng Xiangjun. Thermal effect of land cover and snow cover on the underlying middle-thick seasonal frozen ground in the active layer in the Changbai Mountains [D]. Changchun: Northeast Normal University, 2014: 83-84. [孟祥君. 土地覆被-积雪对长白山地区季节性冻土的地温影响研究[D]. 长春: 东北师范大学, 2014: 83-84.]
- [28] Zhang Shanqing, Pu Zongchao, Li Jinglin, et al. Response of the maximum depth of seasonal freezing to cumulated negative temperature in Xinjiang [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2013, 35(6): 1419-1427. [张山清, 普宗朝, 李景林, 等. 1961-2010年新疆季节性最大冻土深度对冬季负积温的响应[J]. 冰川冻土, 2013, 35(6): 1419-1427.]
- [29] Frauenfeld O W, Zhang T, Barry R G, et al. Interdecadal changes in seasonal freeze and thaw depths in Russia [J]. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 2004, 109: D05101.

Influence of snow and temperature on the depth of frozen soil in winter half year in Northeast China

ZHOU Xiaoyu¹, ZHAO Chunyu¹, LI Na², LIU Mingyan¹, CUI Yan¹, AO Xue¹

(1. Regional Climate Center of Shenyang, Shenyang 110166, China; 2. Shanxi Meteorological Observatory, Taiyuan 030006, China)

Abstract: Based on the daily data of frozen soil depth, snow depth, average temperature, average surface temperature and precipitation of 121 meteorological stations in Northeast China, the variation characteristics of frozen soil and the influence on frozen soil by meteorological elements in winter half year of 1964 to 2017 were analyzed. The results show that: the correlation coefficients between snow depth, average temperature, and surface average temperature with frozen soil depth are relatively high, but the correlation with precipitation is small. In the 1960s, the average temperature, average surface temperature and negative accumulated temperature are the lowest, and the maximum frozen soil depth is the deepest; while the climate warming, the maximum frozen soil depth decreased significantly at the rate of $6.15 \text{ cm} \cdot (10\text{a})^{-1}$. In winter-half year, the average maximum frozen soil depth is 123 cm, showing a significant latitudinal distribution, increasing from Liaodong Peninsula to the north of Greater Khingan Mountains; with the increase of latitude and altitude, the average temperature and surface temperature decrease, the negative accumulated temperature increase, and surface-air temperature difference increases from north to south. The maximum depth of frozen soil decreases in more than 90% of the stations, and the decreasing rate is mainly $0.1 \sim 10 \text{ cm} \cdot (10\text{a})^{-1}$. The duration of frozen soil increases with the increase of latitude; the monthly maximum depth of frozen soil and snow appear in March and January respectively, and the increase of maximum frozen soil depth lags behind that of snow. Due to the heat preservation effect of snow on surface temperature, the frozen soil depth increases obviously, when the snow depth is shallow, while with the increase of snow depth, the frozen soil depth changes little, snow has played role in insulation on frozen soil. For stations in high latitudes, limit value of snow for heat preservation is about 30 cm; for coastal stations, the limit value of snow for heat preservation is about 5 cm; in the same terrain, the value of snow for heat preservation in shallow frozen soil area also varies with the characteristics of altitude and climate. The response of the maximum frozen soil depth to the rising of the average surface temperature is more significant, the maximum frozen soil depth will decrease by 8.4 cm and 10.6 cm when the average surface temperature and average temperature increases by 1°C , and the maximum frozen soil depth will decrease by 4.9 cm when the negative accumulated temperature decreases by $100^\circ\text{C} \cdot \text{d}$.

Key words: Northeast China; frozen soil; snow; thermal insulation; surface average temperature; negative accumulated temperature

(责任编辑: 赵林; 编辑: 周成林, 庞瑜)