doi:10.6041/j.issn.1000-1298.2021.01.031

# 中国东北地区季节性积雪导热系数及温度变化特征分析

汪恩良<sup>1,2</sup> 富 翔<sup>1</sup> 韩红卫<sup>1,2</sup> 解 飞<sup>3</sup> 庄 峰<sup>3</sup>

(1. 东北农业大学水利与土木工程学院,哈尔滨 150030;

2. 黑龙江省寒区水资源与水利工程重点实验室,哈尔滨 150030;

3. 大连理工大学海岸和近海工程国家重点实验室, 大连 116024)

**摘要:**积雪作为一种重要的下垫面,其热力学性质对周围环境的影响至关重要。利用中国东北地区天然积雪在不同密度(0.30、0.35、0.40、0.45g/cm<sup>3</sup>)下的雪温数据,分析积雪温度的变化特征,研究不同温度(-5、-10、-15、-20、-25℃)、不同密度(0.35、0.40、0.45、0.50、0.55、0.60g/cm<sup>3</sup>)下的积雪导热系数变化规律。结果表明:雪的导热系数随密度的增加而逐渐增大,二者之间存在良好的指数相关关系;在不同密度下雪导热系数对温度的响应呈现明显的差异,密度为0.40~0.45g/cm<sup>3</sup>时,导热系数随温度的升高而增大,密度为0.50~0.60g/cm<sup>3</sup>时,温度在-15~-25℃的雪导热系数随温度的降低而增大;在温度观测期间,雪温与气温变化趋势一致,且均低于0℃,在一天的不同时段,表面雪层会出现冷暖中心,0~20cm浅层雪层的温度变化剧烈,雪温变化幅度自雪面向下逐渐减小,雪温振幅与积雪深度之间存在良好的负指数相关关系。深层雪温达到极值的时间滞后于表面雪层约4h。在相同深度的雪层中,雪层温度随密度的增加呈现减小的趋势。

关键词:季节性积雪;导热系数;雪温;雪温振幅

中图分类号: P426.63<sup>+</sup>5 文献标识码: A 文章编号: 1000-1298(2021)01-0275-11



## Analysis of Thermal Conductivity and Temperature Variation Characteristics of Seasonal Snow in Northeast China

WANG Enliang<sup>1,2</sup> FU Xiang<sup>1</sup> HAN Hongwei<sup>1,2</sup> XIE Fei<sup>3</sup> ZHUANG Feng<sup>3</sup>

(1. School of Water Conservancy and Civil Engineering, Northeast Agricultural University, Harbin 150030, China
2. Heilongjiang Provincial Key Laboratory of Water Resources and Water Conservancy Engineering in Cold Region, Harbin 150030, China
3. State Key Laboratory of Coastal and Shore Engineering, Dalian University of Technology, Dalian 116024, China)

Abstract: As an important underlying surface, the thermal properties of snow are extremely important to the surrounding environment. Based on the snow temperature data under different densities (0.30 g/cm<sup>3</sup>, 0.35 g/cm<sup>3</sup>, 0.40 g/cm<sup>3</sup> and 0.45 g/cm<sup>3</sup>) of natural snow in Northeast China, the variation characteristics of snow temperature were analyzed. At the same time, the variation law of the thermal conductivity of snow at different temperatures ( $-5^{\circ}$ C,  $-10^{\circ}$ C,  $-15^{\circ}$ C,  $-20^{\circ}$ C and  $-25^{\circ}$ C) and densities (0.35 g/cm<sup>3</sup>, 0.40 g/cm<sup>3</sup>, 0.45 g/cm<sup>3</sup>, 0.50 g/cm<sup>3</sup>, 0.55 g/cm<sup>3</sup> and 0.60 g/cm<sup>3</sup>) was analyzed. The results showed that the thermal conductivity of snow was increased with the increase of density, and there was a great index correlation between them. And the response of the thermal conductivity of snow in temperature showed obvious difference under different densities. In the density range of  $0.40 \sim 0.45$  g/cm<sup>3</sup>, the thermal conductivity was increased with the increase of temperature; in the density range of 0.50 ~ 0.60 g/cm<sup>3</sup> and the temperature range of  $-15 \sim -25^{\circ}C$ , the thermal conductivity of snow was increased with the decrease of temperature; during the temperature observation period, snow cover temperature was consistent with the change trend of air temperature, and both were less than  $0^{\circ}$ C. In different periods of the day, the surface of the snow layer appeared to the cold and warm center, and the temperature of the shallow  $0 \sim 20$  cm snow layer was changed dramatically. The variation range of snow temperature was gradually decreased with the increase of snow depth. There was a

基金项目: 国家重点研发计划项目(2018YFC0407301-03)和国家自然科学基金项目(41876213)

收稿日期: 2020-03-06 修回日期: 2020-05-12

作者简介: 汪恩良(1971-),男,教授,博士,主要从事工程冻土及水工建筑物冻害防治技术研究, E-mail: HLJWEL@ 126. com

通信作者:韩红卫(1984—),男,讲师,博士,主要从事冰力学及冰工程技术研究,E-mail: hanhongwei@ neau.edu.cn

great negative index correlation between amplitude of snow temperature and snow depth. The time of reaching the extreme value of deep snow temperature was slightly lagged behind that of the surface snow layer about 4 h. In the same depth of the snow layer, the temperature was decreased with the increase of density.

Key words: seasonal snow; thermal conductivity; snow temperature; amplitude of snow temperature

### 0 引言

积雪是冰冻圈重要组成之一,是地理环境变化 的重要参与成分,不仅影响全球气候变化,而且能够 对气候监测起到指示作用[1-2]。全球约 98% 的季节 性积雪位于北半球,欧亚大陆是北半球积雪的主要分 布区域,多年平均积雪面积约为2.87×10<sup>7</sup> km<sup>2[3-4]</sup>。 我国是积雪资源丰富的国家,稳定积雪区面积达 4.2×10<sup>6</sup> km<sup>2</sup>,主要分布在青藏高原、东北、内蒙及 新疆地区<sup>[5]</sup>。积雪是一种重要且特殊的地面覆盖 介质,对周边的生态环境产生重要影响<sup>[6]</sup>。积雪的 低导热性减少了土壤与周边环境的能量交换,有效 地保持冬季土壤的温度<sup>[7-9]</sup>,积雪密度、深度以及覆 盖时间对土壤温度影响较大<sup>[10]</sup>。积雪的覆盖同时 阻碍了土壤水分的散失,融雪入渗也影响土壤水分 的变化规律<sup>[11-12]</sup>。因此积雪影响土壤的水热状况 和土壤养分分布,有利于农作物(冬小麦等)的生长 发育,对农业生产活动具有重要意义[13-14]。

目前,大多数研究集中在积雪覆盖下的土壤变 化方面,而对积雪本身的热状况研究较少。积雪的 导热性质是积雪热特性的具体表现之一,不仅影响 外部环境,而且还影响积雪本身的能量交换和热状 态<sup>[15]</sup>。积雪的导热系数定义为单位时间内通过单 位面积的热量与温度梯度的比例系数,即傅里叶定 律<sup>[16]</sup>。因此,积雪的导热系数变化会影响温度梯 度,从而影响积雪的变质过程,改变积雪的内部结构 和物理性质,进而影响外部环境<sup>[17]</sup>。关于积雪导热 系数,国外已有学者进行了相关研究。STURM 等<sup>[18]</sup>根据大量的试验数据,分析了积雪导热系数与 密度、温度之间的关系。MORIN 等<sup>[17]</sup>分析了积雪 导热系数随时间的变化,在试验期间发现,积雪导热 系数在 0.04~0.35 W/(m·K)之间, 目时间变化率 在 0~0.05 W/(m·K·d)范围内。DOMINE 等<sup>[19]</sup>研 究发现,地面植被的覆盖也会影响积雪导热系数的 变化。RICHE 等<sup>[20]</sup>比较了积雪导热系数的不同测 量方式,认为在短时间测量时要避免使用针状探针。 FICHEFET 等<sup>[21]</sup>、STURM 等<sup>[22]</sup> 对海冰上的积雪导 热系数进行研究,发现冰上覆雪会显著影响冰的生 消过程。我国学者也对积雪温度变化进行了一些研 究,胡汝骥等<sup>[23]</sup>对天山雪温进行了观测,并绘制了 3 种不同时期的雪温剖面曲线。高培等<sup>[24]</sup>、卓越 等<sup>[25]</sup>对雪温的日变化特征进行了详细的观测。国 内学者对天山积雪的温度状况及辐射特征进行了研 究,发现天气的变化会使雪面能量交换过程发生显 著变化,太阳短波辐射是引起雪温变化的主要因 素<sup>[26-30]</sup>。

黑龙江省是我国重要的粮食产区,也是冬季积 雪的稳定分布区。我国西北和东北地区的气候环境 不同,导致积雪性质具有明显差异<sup>[31]</sup>。我国的积雪 研究主要集中在西北地区,研究东北地区的积雪热 特征对分析模拟积雪覆盖下土壤水热变化、保障区 域内的粮食安全及水资源安全具有积极的意义。本 文基于前人研究基础,观测4种不同密度的积雪试 样温度,同时制作6种不同密度的积雪试样,于实验 室内进行5组不同温度下的导热系数测量,探究不 同密度积雪在野外环境下的温度变化,以及不同密 度、温度下的雪导热系数变化规律,为分析东北地区 积雪覆盖对周围环境的影响提供一定理论依据。

#### 1 试验方案与方法

#### 1.1 研究区概况

试验于2019年1月28日--2月15日在黑龙江 省哈尔滨市东北农业大学水利与土木工程学院水利 综合试验场内进行,地理位置为北纬45°44′N,东经 126°43′E,海拔约136m,地处中温带季风气候,具有 明显的季节性变化,冬季漫长,寒冷干燥,夏季短暂, 炎热多雨,春、秋两季昼夜温差较大,时间短促,属于 过度性季节,年平均气温4.2℃,冬季1月平均气温 约-19℃,夏季7月平均气温约23℃,全年平均降 水量524.5 mm,降水主要集中在6--9月,夏季占全 年降水量的60%,集中降雪期为每年11月至次年1 月,历年冬季年平均降水(雪)量为23.6 mm,最大雪 深约41 cm。

#### 1.2 试验方案

随着积雪不断积累,受温度等因素的影响,雪颗 粒逐渐链接融合,孔隙减小,同时受自身重力的影 响,不断沉降使雪密度不断增加。自然积雪的密度 为0.05~0.55 g/cm<sup>3[32]</sup>,付强等<sup>[8]</sup>通过测量得到东北 地区积雪稳定期内雪层密度为0.10~0.40 g/cm<sup>3</sup>。 收集新鲜天然降雪,依据前人结论,设置4种不同密 度(0.30、0.35、0.40、0.45 g/cm<sup>3</sup>)的积雪进行现场 温度观测,探究积雪层内热力学变化特征。根据设 计密度将不同质量的积雪分层放入试验木箱(长× 宽×高为30 cm×30 cm×60 cm),采用分层压实的 方法,将雪夯实至40 cm厚,分层压实能够尽可能保 证雪试样内部密度均匀。在试验箱壁钻孔放置温度 传感器,温度传感器布置见图1,分层监测积雪垂直 方向上温度变化,同时架设2根温度传感器对气温

上边界直接接触大气与太阳辐射,下边界有木板与 土壤相隔。同时将收集的天然降雪中的一部分使用 击实仪分层压实,制备密度为0.35、0.40、0.45、 0.50、0.55、0.60 g/cm<sup>3</sup>的圆柱形试样(直径10 cm, 高20 cm),在实验室条件下选取-25、-20、-15、 -10、-5℃共5组试验温度,探究不同温度及密度 下雪导热系数变化规律。

进行持续监测,雪温/气温采样频率为6次/h。试样



Fig. 1 Snow temperature field observation layout

积雪温度现场观测中所应用的温度传感器为热 敏电阻温度传感器(精度为±0.02℃),并利用数据 采集仪(Campbell CR1000型)采集数据,采用太阳 能为试验仪器供电。在试验箱体四周堆积大量积 雪,以减少积雪水平方向上的温度梯度变化对试验 结果的影响。采用 ISOMET2114 型便携式热特性分 析仪测量雪导热系数。在测量开始前需将试样放入 恒温冰箱中恒温 24 h,保证试样内部温度均匀。

## 2 结果与分析

## 2.1 雪导热系数变化规律

## 2.1.1 密度对雪导热系数的影响

雪层中的热量传递主要有3种方式:①通过冰颗粒(骨架)的传导。②通过孔隙间的空气进行传导。③蒸气的冷凝和升华通过孔隙空间的潜热传导,同时雪中对流及辐射也会传递热量,但相比于其他的方式传递的热量极少,也不常见。因此通常在雪导热系数的测量中将3种主要的传热方式结合成一个有效的数值,即有效导热系数<sup>[14]</sup>。本文所得到的导热系数均为有效导热系数。

雪作为一种低导热系数材料,具有良好的隔热 保温性能。野外环境下,在降雪结束后,测得新雪密 度在0.07~0.19 g/cm<sup>3</sup>之间,导热系数在0.060~ 0.200 W/(m·K)之间,变化幅度较大。测量时的雪 层深度较浅,在2~5 cm,降雪前地面无雪,没有雪层 堆积,变质作用不明显,密度较低,导热系数与密度相 关性较弱,外部环境变化成为此时主导雪导热系数变 化的主要因素,这与文献[18]中的结论相似。 在实验室条件下测量得到的雪导热系数与密度 相关性较高,雪导热系数随着密度的增大而增大 (图 2)。以-25℃的测量结果为例,密度在0.35 g/cm<sup>3</sup> 下的雪导热系数在 0.156 ~ 0.220 W/(m·K)之内, 平均导热系数为 0.202 W/(m·K), 0.60 g/cm<sup>3</sup>下的 导热系数在 0.737 ~ 0.923 W/(m·K)之内,平均导 热系数为 0.808 W/(m·K),较 0.35 g/cm<sup>3</sup>下的导热 系数增加了约 300%。随着密度的增加,雪导热系 数增加,同样条件下传导的热量更多,保温性能变 差。

图 2f 中的两条曲线是 STURM 等<sup>[18]</sup> 对大量试验数据进行拟合分析得到的雪导热系数与密度的关系曲线,公式为

 $k = 0.138 - 1.01\rho + 3.233\rho^2 \quad (0.156 \le \rho \le 0.6)$ (1)

$$k = 10^{2.650\rho - 1.652} \quad (\rho \le 0.6) \tag{2}$$

式中 k——导热系数,W/(m·K)

二者对相应密度范围内的雪导热系数拟合结果相 近,式(1)也可以用来推算雪密度超过区间限制 (ρ>0.6g/cm<sup>3</sup>)的雪导热系数,而式(2)对低密度雪 导热系数拟合效果优于式(1)。对试验数据结果进 行拟合分析,发现在本试验条件下,利用指数拟合雪 导热系数与密度的关系,效果更佳,拟合公式为

$$k = a e^{b\rho} \tag{3}$$

式中 a、b——拟合系数

拟合结果如表 1 所示。不同温度条件下的决定 系数 R<sup>2</sup> 均不小于0.914,因此试验条件下的雪导热



Fig. 2 Relationships between snow thermal conductivity and density

#### 表1 雪导热系数与密度的指数拟合结果

Tab. 1 Exponential curve fitting of snow thermal

conductivity and density

T∕°C	a	b	$R^2$
- 25	0.026	5.783	0.947
- 20	0.036	5.018	0.976
- 15	0.038	4.967	0.914
- 10	0.040	5.102	0.939
- 5	0.059	4.309	0.938

系数与密度符合指数关系是合理有效的。

2.1.2 温度对雪导热系数的影响

温度是影响雪导热系数变化的因素之一,试验 结果表明,密度在 0.40~0.45 g/cm<sup>3</sup>范围下,雪导热系 数随着温度的升高而增大。密度为 0.40 g/cm<sup>3</sup>时, -25℃下雪导热系数为 0.226~0.303 W/(m·K), 平均导热系数为 0.260 W/(m·K):-5℃下导热系 数范围为 0.281~0.326 W/(m·K),平均导热系数 为0.302 W/(m·K),较-25℃增加约16%。雪密度 为 0.45 g/cm<sup>3</sup>时, -25℃下雪导热系数范围为 0.265~ 0.308 W/(m·K),平均导热系数为0.300 W/(m·K), -5℃下导热系数范围为 0.438~0.465 W/(m·K), 平均导热系数为 0.448 W/(m·K),较 - 25℃ 增加约 49%,大于雪密度为0.40 g/cm<sup>3</sup>时的增加幅度。雪密 度在 0.50~0.60 g/cm<sup>3</sup>区间,雪导热系数与温度的关 系则呈现出不同的情况,各温度下的变化趋势相同, 相对平稳,且变化幅度均不超过0.150 W/(m·K), 以密度 0.55 g/cm<sup>3</sup>为例进行分析,在接近 0℃时的 导热系数相对较大,-5℃与-10℃下的平均导热系 数分别为0.628、0.638 W/(m・K)。而在-15~ -25℃下,-15、-20、-25℃的平均导热系数分别 为0.564、0.577、0.649 W/(m・K),呈现出随着温度 的降低,导热系数逐渐升高的趋势。从图3可以发 现,随着密度降低,平均导热系数的标准偏差逐渐减 小,表明在试验条件下雪密度越小,导热系数的离散 性越小。





#### 2.2 雪温特征分析

#### 2.2.1 雪温变化特征

积雪内部温度变化是其重要的物理特征,积雪 上边界的温度变化主要取决于雪面接收的太阳辐射 及雪与大气接触面上热交换过程,而积雪下边界的 温度变化主要依赖下覆土地中的热流影响<sup>[24]</sup>。试 验期间各个密度试样的雪层温度变化趋势大致相 同,以密度为 $0.30 \text{ g/cm}^3$ 的结果为例(图4a)来说明 雪温的变化情况。从图 4a 可以看到,积雪各层温度 均小干0℃,温度随着积雪深度的增加逐渐升高,雪 温的变化幅度也随积雪深度的增加而逐渐减少。同 时雪温与气温变化趋势相同,1月28日-2月3日, 气温较高,积雪整体温度较高,2月3-7日,雪温随 气温急剧下降,2月7-15日,雪温随气温缓慢回 升。0~20 cm 深度的雪温受气温影响显著,2 cm 处 的雪温变化最为剧烈,在-20.71~-6.29℃之间呈 准周期性变化;深度在 20 cm 以下的雪层中,温度变

化相对稳定,40 cm 处的雪温在 -9.40 ~ -6.09℃ 范围内变化。雪导热系数较低,热容量较大,在热量 传递过程中,热量不断被积雪吸收,使得继续传递的 热量逐渐减少,而积雪存在一定的厚度,热量的传递 需要一定的时间,如1月31日,2 cm 处的雪温在 07:30 出现最低温(-15.63℃), 而 40 cm 处的雪温 则在11:20 出现最低温(-7.10°C),相差约4h。雪 温对气温的响应随雪深的增加存在一定的滞后性。 积雪垂直剖面上的温度差异,底部温度较高,且大于 表面雪层,说明积雪具有保温的作用。



Fig. 4 Temperature series of different snow layers and air from January 28 to February 15, 2019

图 5 为 4 种密度试样的温度特征图,能够更加 直观地表现不同深度雪温的变化情况,各个密度下







图 5

1月28日—2月6日的积雪总体温度高于2月6— 15日的温度。比较不同密度的积雪在相同深度上的温度变化,发现高密度的雪温要略低于低密度的 雪温。其由于雪导热系数会随积雪密度的增大而增 大,在相同条件下,密度大的雪传递的热量更多,温 度更低,但由于积雪内部结构及气温的影响,会引起 导热系数的不规律变化,因此不同密度下的雪层温 度变化差异不明显。

#### 2.2.2 雪温日变化特征

根据图 4b 试验期间的日平均气温变化曲线,选择 2月 7日后气温缓慢回升,初次到达波峰值的 2月 10日,作为分析雪温日变化的典型日期。图 6为 4种密度的积雪试样在 2月 10日的温度变化,以 0.30 g/cm<sup>3</sup>的试样分析雪温的日变化特征。上下雪 层的温度日振幅为 9.58  $\cal{C}$ ,0~20 cm 的浅层雪温变 化剧烈,20 cm 之下的深层雪温变化稳定。浅层雪 温随时间的增加变化明显且规律,下午的雪温高于上午,从 00:00 开始,夜间气温较低,表面雪层温度高于气温,热量向空气散失,表层雪温逐渐下降,在 07:30 左右出现冷中心,为 - 17.97  $\cal{C}$ ,随后太阳辐射出现并逐渐增强,气温升高,表面雪层吸热,致雪 温逐渐升高,在 12:30 左右,雪面的温度出现暖中心,为 - 9.03  $\cal{C}$ ,之后,太阳辐射开始减弱,气温降低,表面积雪重新出现散热现象,雪温降低至后一天

冷峰值,一天之中的温度变化幅度为8.94℃。不同 密度下的2 cm 雪温,均在7:00 左右到达冷峰值,在 12:00 左右到达暖峰值。而底部 30~40 cm 的雪温 基本稳定在-10℃左右,变化幅度不超过1℃。在 积雪垂直剖面上的变化特征表现出:00:00-10:00, 雪温从雪面由上至下,逐渐升高;在17:00之后,雪 温自雪面向下逐渐升高,而在11:00-16:00,雪温 从雪面由上至下,先减小再增大,雪温的转折点在距 雪面 20 cm 左右处,而不同试样的密度不同,该转折 点随密度的增加有逐渐下移的趋势。在 20 cm 处出 现转折点,大致因为在11:00-16:00,表面雪层吸 收太阳辐射,热量自雪面向下传递,但由于雪导热系 数较低,不能将大量的热量导入下层积雪,而积雪底 部因地中热流,产生自下而上的热量传递,最终在 20 cm 处产生热交汇面,这与文献[24,33]中的研究 结果相近。雪导热系数与密度间具有极高的相关 性,导热系数随密度的增加而增大,相同条件下传导 的热量增多,致使雪层中的热交汇面向更深处发展。 在 0.45 g/cm<sup>3</sup>试样中,转折点较高,在距雪面 12 cm 左右,可能是因为在该雪层密度相对较小,影响了雪 面热量的向下传递,地中热流向更浅的雪层发展,导 致热汇面在积雪浅层出现。同时也发现,在相同深 度的雪层中,高密度试样的雪温低于低密度试样的 雪温,密度越高的试样,热交汇面下移,但均不超过



Fig. 6 Daily variation characteristics of snow temperature on February 10

雪下 30 cm。

2.2.3 雪温振幅变化特征

气温对雪温的变化有显著的影响,图 7 为试验 期间气温振幅与雪深 2 cm 处的雪温振幅变化曲线。 气温振幅的变化趋势与雪温振幅的变化趋势一致, 但气温振幅远大于雪温振幅,气温的变化相对于雪 内部更加剧烈。积雪的存在阻碍了气温向下传递。 在0.35 g/cm<sup>3</sup>试样下,2 cm处雪温的变化明显小于



其他密度,可能是因为温度传感器周围存在大的冰颗粒聚集体,影响了太阳辐射,促使温度更低,变化幅度较小。

图 8 为 2 月 10 日 4 个不同密度试样的雪温振 幅随深度的变化情况,雪温振幅随深度的增加逐渐 减少,在 0~20 cm 雪层中,温度变化较大,雪温振幅 较大,在 20 cm 之下雪层中,温度变化稳定,雪温振 幅较小,呈负指数分布。各密度下的雪温变化结果 相近,以 0.30 g/cm<sup>3</sup>试样为例,表面雪层 2 cm 处的 雪温振幅为 8.94°C,20 cm 处为 1.16°C,到最底层 40 cm 处,雪温振幅仅为 0.60°C,2 月 10 日当日气温 变化幅度为 15.67°C,气温振幅大于雪温振幅。

对数据进行指数拟合,拟合公式为

$$\Delta T = \alpha e^{-\beta z}$$
 (4)  
 $\Delta T$ ——雪温振幅, ℃  $\alpha \beta$ ——拟合系数  
 $z$ ——积雪深度, cm

拟合结果显示(表2),在相同条件下,不同密度 试样的拟合方程的决定系数 R<sup>2</sup>均不小于 0.977,因 此在试验条件下雪温振幅与积雪深度符合负指数关 系是合理有效的。



式中

Fig. 8 Relationship curves between amplitude of snow temperature and snow depth on February 10

表 2	2月10	日雪温振幅与	积雪深度的拟合结果
-----	------	--------	-----------

 Tab. 2
 Exponential curve fitting of amplitude of snow

```
temperature and snow depth on February 10
```

$\rho/(g \cdot cm^{-3})$	α	β	$R^2$
0.30	11.274	0.112	0. 989
0.35	10.454	0.087	0. 987
0.40	11.350	0.096	0.990
0.45	10.750	0.092	0.977

## 3 讨论

雪是由空气、冰、水蒸气等组成的复杂多孔结构,冰颗粒间通过键链接形成冰骨架,空气、水蒸气 充满孔隙<sup>[34]</sup>,因此冰、空气、水蒸气的导热性质对雪 的导热性质影响巨大。冰的导热系数远大于空气, 约为空气导热系数的100倍<sup>[15]</sup>,冰骨架所传递的热 量占 55% ~60%, 而水蒸气则传递了 10% ~40%的 热量<sup>[18,35]</sup>。雪导热系数随着密度的增加, 表现出逐 渐增大的趋势, 是由于密度的增加, 更多的冰颗粒被 挤压堆积形成大的团聚体, 更多的冰颗粒相互接触, 颗粒间接触面积增大, 链接更加紧密, 为热量的传递 增加了更多的途径, 导致雪的导热系数增大。通过 试验结果发现, 在同一密度下, 雪导热系数表现出一 定的离散性, 主要是由于雪微观结构的差异引起的, 雪的颗粒尺寸、颗粒类型以及链接键的变化, 均会引 起导热系数的变化。本文所用的导热系数测量试样 均为 3 组相同密度试样, 并经过多次测量的实测值, 因此导热系数会存在一定的差异。文献[18]中, 同 样提到了这种情况, 在给定密度下, 测量的导热系数 均会存在一个数量级的变化范围, 这种离散性是真 实存在的, 并不是测量误差引起的。雪导热系数的 这种现象表明了雪密度只是控制导热系数的表面因 素,雪的微观结构才是控制导热系数的根本因素。

本文关于雪导热系数与密度所提出的经验公式 (式(3))与文献[18]中提出的式(1)、(2)存在一定 的差异。式(1)、(2)都是基于以往研究中的数据, 将大量的数据整合进行拟合,这些数据的来源样本 的密度是确定的,但样本的结构、体积以及测试时的 条件各不相同,存在较大的分散性,因此拟合的结果 有一定的局限性,式(1)的拟合  $R^2$  仅为 0.79,式(2) 的拟合  $R^2$  仅为 0.76。这 2 种公式对于本研究数据 集的拟合均有一定的偏差,因此在 0.35~0.60 g/cm<sup>3</sup> 密度范围内,提出利用指数相关关系来描述雪密度 与导热系数的关系,能够获得更好的拟合结果,不同 温度条件下 R<sup>2</sup>均不小于 0.914。同时本文测量了新 鲜积雪的密度和导热系数,测量时温度在-5℃左 右,雪平均密度和平均导热系数分别为 0.12 g/cm<sup>3</sup>、 0.118 W/(m·K),利用-5℃下的拟合公式和拟 合系数,可得密度 0.12 g/cm<sup>3</sup>下的导热系数为 0.098 W/(m·K),相对于其他2种拟合的经验公式 更加接近实测值。因此在 0.10~0.60 g/cm<sup>3</sup>密度范 围内,利用本文的拟合公式拟合能够得到更加符合 本区域的雪导热系数。

温度对雪导热系数的影响在不同密度下表现出 明显差异,大致与雪内部的冰及水蒸气有关,而温度 对冰和空气导热系数的影响呈现相反的趋势,冰导 热系数随温度的降低而增大,空气导热系数则反之, 随温度的升高而增大[36-37],冰骨架提供了比孔隙空 间更佳的传热途径,因此孔隙中的温度梯度大于冰 骨架中的温度梯度,从而促进蒸气的传输,通过蒸气 的热量传递也随之增加,但同时冰骨架的存在会阻 碍蒸气的传输<sup>[35]</sup>,因此这种矛盾作用的相互平衡过 程,引起了雪导热系数对温度变化的不同响应。在 低密度雪中,冰颗粒间的粘合度较低,孔隙较大,孔 隙之间水蒸气的冷凝升华成为热量传输的重要方 式,由水蒸气传递的热量增加,在外表现出对温度的 依赖性,导热系数随着温度的升高而增大;在高密度 雪中,雪中的冰颗粒之间链接更加紧密,冰颗粒间的 粘合度极高,通过水蒸气的热量传输减少,冰骨架成 为控制导热变化的主要因素。在试验中发现-5、 -10℃下的导热系数略高于其他温度,这种现象产 生的原因可能是因为在接近0℃的温度下,雪中冰 颗粒的升华现象更加明显,促使蒸气传输的热量大 幅增加,引起导热系数的增大,但随着温度的继续降 低,冰骨架成为热量传输的主要方式,因此在-15~ -25℃下呈现出导热系数随温度的降低而增大的现 象。从而在外表现出导热系数与温度的相关性较 弱。STURM 等<sup>[18]</sup>在试验中发现了类似的现象,在 密度 0.49 g/cm<sup>3</sup>下的积雪,在 -40℃以上,温度对导 热系数的影响极小,但在 -40℃以下,冰成为控制导 热系数的主要因素,呈现随着温度降低,导热系数增 大的趋势。而在密度为 0.41 g/cm<sup>3</sup>的雪中,导热系 数随温度的升高而增大。因此雪中的热量通过蒸气 传输的方式是导热系数对温度依赖的关键因素。

因此可以发现雪内部微观结构,如:冰颗粒自身 特性以及链接程度,决定着雪导热性质的基本属性, 是影响雪导热系数的关键因素。因此只有确定雪内 部微观结构的变化情况,才能更加准确地描述雪的 导热性能。

雪温的变化还与积雪表面的太阳辐射相关。在 有太阳辐射时,积雪吸收太阳辐射引起雪温升高,在 无太阳辐射时,积雪表层发出长波辐射,向空气中散 失热量,温度降低。当太阳辐射投射到积雪表面时, 一部分被雪面反射,一部分以短波辐射的形式穿透 雪层,并逐步减少,逐渐被雪层吸收,在深度 z 处残 余的辐射称为穿透辐射,其在雪层中呈负指数形式 分布,随深度的增加逐渐减少<sup>[38]</sup>,遵循 Lambert 定 律,其数学表达式为

$$I_z = I_0 e^{-Kz}$$
(5)

式中  $I_z$ ——雪层深度 z 处的穿透辐射, J/(cm<sup>2</sup>·min)

 $I_0$ —雪面的入射辐射, J/(cm<sup>2</sup>·min)

K-----吸收系数, cm<sup>-1</sup>

80

文献[27]提出雪密度在 0.15~0.30 g/cm<sup>3</sup>范围 内的吸收系数 K 为 0.13 cm<sup>-1</sup>,据此计算雪层内的 穿透辐射,如图 9 所示。随着深度的加深,雪层内的 穿透辐射逐渐减小,在 2 cm 雪层处的穿透辐射为入 射辐射的 77.11%,而在 20 cm 雪层,穿透辐射仅为 入射辐射的 7.43%,92.57%的辐射量被 20 cm 厚的 雪层吸收,引起浅层雪温的剧烈变化,在底部 40 cm 雪层处的穿透辐射仅为入射辐射的 0.55%,而积雪 底部温度较高,是由于地中热流为雪层提供能量,维



持积雪底部温度稳定。太阳辐射主要影响浅层 20 cm 厚的积雪,而随着密度的增加,吸收系数会逐 渐减小,同等深度雪层所吸收的辐射量更少,穿透深 度更大,所以在更高密度的试样中,太阳辐射更够影 响的雪层也越深,也是在同样深度的雪层中,高密度 试样雪温低于低密度试样雪温的原因之一。

积雪表面直接接触大气,受气温、太阳辐射等因 素的影响显著,因此表层温度变化剧烈,且与气温的 变化趋势一致。而在雪层底部,雪温主要受到地中 热流的影响,雪温变化稳定。雪导热系数较小,在热 量的传输过程中,积雪吸收了大量的热量,导致雪温 呈现明显的分层现象。雪温的日变化随时间的变化 具有不同的特征,具有明显的时段性,在有太阳辐射 的时段,表面雪层吸收太阳辐射,温度升高,而在无 太阳辐射阶段,雪层放热,温度降低。太阳辐射主要 引起上层 20 cm 雪温的剧烈变化,深层雪温受土壤 的地中热流影响,变化幅度小,温度稳定。夜间,太 阳辐射消失,热量自下向上传递,白天,雪层吸收太 阳辐射,热量自上向下传递,而地中热流始终保持向 雪层上方传递,所以在 20 cm 左右处交汇,形成一个 热汇面。而随着积雪密度的增加,雪导热系数也会 增加,雪能够传递的热量也随之增加,导致不同密度 样本中相同深度的雪层温度会随着密度的增加略有 降低,热量交汇面也会相对下移。

本文基于不同的特征试样,对雪导热系数,雪温 变化进行测量,并分析影响变化的因素,得到在一定 条件下的变化规律。表明积雪并不是密度越大,对 土壤的保温效果越好,为保证足够的保温能力需要 一定厚度的雪层,这在农业生产中应当注意;同时为 雪层覆盖的传热模拟提供了一定的基础参数,也为 探究影响冬季积雪覆盖下土壤热状况,提供了上覆 介质的基本属性特征,为冬季农田的管理提供了一 定的理论依据。积雪内部微观结构的变化是决定积 雪基本属性的关键,基于试验条件等,并未明确探 究,在今后的研究中应当改进,进一步研究分析。本 文也并未进行较长时间尺度及不同积雪深度的积雪 温度特性分析,应在未来的研究中进一步探讨。

#### 4 结论

(1)雪导热系数与积雪密度、温度相关。密度 与雪导热系数之间呈现指数相关关系,在不同温度 下,拟合决定系数均不小于 0.914。温度与导热系 数的关系会受到密度的影响,在 0.40~0.45 g/cm<sup>3</sup> 低密度范围内,导热系数随温度的升高而增大;在 0.50~0.60 g/cm<sup>3</sup>高密度区间内,导热系数较高,而在  $-15~-25^{\circ}$ ,导热系数随温度的降低而增大。且 在 0.50~0.60 g/cm<sup>3</sup>高密度区间内,各温度间的导热系 数变化平稳,变化幅度不超过 0.150 W/(m·K)。在相 同条件下,雪导热系数越高,传导的热量越多,保温 性能降低。

(2)试验期间,野外的积雪试样温度均低于 0℃,且与气温变化趋势一致。积雪表面温度变化明显,随着积雪深度的增加,温度变化逐渐平缓,积雪 层底部温度相对稳定。底层积雪温度达到极值的时间滞后于积雪表层约4h。在相同深度的雪层中,积 雪温度会随密度的增加略有降低。

(3)积雪表层 2 cm 处,每日 7:00 左右出现冷中 心,在 12:00 左右出现暖中心。在积雪垂直剖面上 的变化特征表现为:在 00:00—10:00 与 17:00 至次 日,随积雪深度的增加,雪温逐渐升高;而在11:00— 16:00,随积雪深度的增加,雪温先减小再增大,其转 折点即雪层上下热流交汇面,位于雪面下 20 cm 左 右处,该热交汇面会随积雪密度的增加逐渐下移,但 不超过 30 cm。

(4)积雪层的雪温振幅随着积雪深度的增加而 逐渐减小,在0~20 cm 雪层中雪温振幅较大,在 20~40 cm 雪温振幅极小,呈负指数形式衰减,以指 数关系对雪温振幅与积雪深度进行拟合,不同密度 下的决定系数均不小于0.977。

#### 参考文献

- [1] 王绍武. 冰雪覆盖与气候变化[J]. 地理研究, 1983, 2(3): 73-86.
- WANG Shaowu. Global ice-snow cover and climatic changes[J]. Geographical Research, 1983, 2(3):73-86. (in Chinese) [2] 马勇刚,黄粤,陈曦,等. 新疆积雪覆盖时空变异分析[J]. 水科学进展, 2013, 24(4):483-489.
- MA Yonggang, HUANG Yue, CHEN Xi, et al. Analyzing spatial-temporal variability of snow cover in Xinjiang[J]. Advances in Water Science, 2013, 24(4): 483-489. (in Chinese)
- [3] 张茜,李栋梁. 欧亚和我国东北冬春季积雪对东北夏季气温的影响[J]. 冰川冻土, 2012, 34(2): 284 295.
  ZHANG Qian, LI Dongliang. Influence of winter and spring snow cover in Eurasia and Northeast China on summer air temperature over Northeast China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2012, 34(2): 284 295. (in Chinese)
  [4] 张廷军,钟歆玥. 欧亚大陆积雪分布及其类型划分[J]. 冰川冻土, 2014, 36(3): 481 490.
- [4] 张廷军,钟歆玥. 欧亚大陆积雪分布及其类型划分[J]. 冰川冻土, 2014, 36(3): 481-490.
   ZHANG Tingjun, ZHONG Xinyue. Classification and regionalization of the seasonal snow cover across the Eurasian Continent
   [J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2014, 36(3): 481-490. (in Chinese)

- [5] 李培基,米德生.中国积雪的分布[J].冰川冻土,1983,5(4):9-18.
   LI Peiji, MI Desheng. Distribution of snow cover in China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1983, 5(4):9-18.
   (in Chinese)
- [6] 赵哈林,周瑞莲,赵悦. 雪生态学研究进展[J]. 地球科学进展, 2004, 19(2): 296 304.
   ZHAO Halin, ZHOU Ruilian, ZHAO Yue. Advance in snow ecology study in the world[J]. Advance in Earth Science, 2004, 19(2): 296 304. (in Chinese)
- [7] 付强,颜培儒,李天霄,等. 冻融期不同覆盖和气象因子对土壤导热率和热通量的影响[J]. 农业工程学报,2017, 33(20):98-105.

FU Qiang, YAN Peiru, LI Tianxiao, et al. Influence of different coverage and meteorological factors on soil thermal conductivity and heat flux during freezing and thawing period[J]. Transactions of the CSAE, 2017, 33(20): 98 - 105. (in Chinese)

- [8] 付强,彭莉,汪恩良,等. 积雪特性参数分析及雪深模型建立[J]. 东北农业大学学报, 2017, 48(12): 36-45.
   FU Qiang, PENG Li, WANG Enliang, et al. Analysis on snow characteristic parameters and construction of snow depth modeling[J]. Journal of Northeast Agricultural University, 2017, 48(12): 36-45. (in Chinese)
- [9] 付强,侯仁杰,王子龙,等.积雪覆盖下土壤热状况及其对气象因素的响应研究[J/OL].农业机械学报,2015,46(7): 154-161.

FU Qiang, HOU Renjie, WANG Zilong, et al. Soil thermal regime under snow cover and its response to meteorological factors [J/OL]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2015, 46(7): 154 - 161. http://www.j-csam.org/jcsam/ch/reader/view\_abstract.aspx? flag = 1&file\_no = 20150723&journal\_id = jcsam. DOI: 10.6041/j.issn.1000-1298. 2015.07.023. (in Chinese)

- [10] MELLANDER P E, LAUDON H, BISHOP K. Modelling variability of snow depths and soil temperatures in Scots pine stands
   [J]. Agricultural and Forest Meteorology, 2005, 133(1): 109 118.
- [11] 付强, 蒋睿奇, 王子龙, 等. 不同积雪覆盖条件下冻融土壤水分运动规律研究[J/OL]. 农业机械学报, 2015, 46(10): 152-159.

FU Qiang, JIANG Ruiqi, WANG Zilong, et al. Soil moisture movement during freezing-thawing period under different snow covers[J/OL]. Transactions of the Chinese Society for Agricultural Machinery, 2015, 46(10): 152 - 159. http://www.j-csam.org/jcsam/ch/reader/view\_abstract.aspx? flag = 1&file\_no = 20151020&journal\_id = jcsam. DOI: 10.6041/j.issn. 1000-1298.2015.10.020. (in Chinese)

- [12] 付强,侯仁杰,刘东,等.积雪覆盖条件下土壤液态含水率空间分布[J].农业工程学报,2016,32(8):120-126.
   FU Qiang, HOU Renjie, LIU Dong, et al. Spatial distribution of soil moisture content under condition of snowcover[J].
   Transactions of the CSAE, 2016, 32(8): 120-126. (in Chinese)
- [13] 张小磊,周志民,刘继亮.季节性积雪消融对浅层土壤热状况的影响[J].农业工程学报,2010,26(8):91-95.
   ZHANG Xiaolei, ZHOU Zhimin, LIU Jiliang. Melting of seasonal snow cover and its influence on soil temperature conditions of shallow layer[J]. Transactions of the CSAE, 2010, 26(8):91-95. (in Chinese)
- [14] 付强,侯仁杰,王子龙,等. 冻融期积雪覆盖下土壤水热交互效应[J]. 农业工程学报, 2015, 31(15): 101 107.
   FU Qiang, HOU Renjie, WANG Zilong, et al. Soil moisture thermal interaction effects under snow cover during freezing and thawing period[J]. Transactions of the CASE, 2015, 31(15): 101 107. (in Chinese)
- [15] SINGH A K. An investigation of the thermal conductivity of snow[J]. Journal of Glaciology, 1999, 45(150): 346-351.
- [16] CALONNE N, FLIN F, MORIN S, et al. Numerical and experimental investigations of the effective thermal conductivity of snow[J]. Geophysical Research Letters, 2011, 38(23): 1-6.
- [17] MORIN S, DOMINE F, ARNAUD L, et al. In-situ monitoring of the time evolution of the effective thermal conductivity of snow[J]. Cold Regions Science and Technology, 2010, 64(2): 73-80.
- [18] STURM M, HOLMGREN J, KÖNIG M, et al. The thermal conductivity of seasonal snow[J]. Journal of Glaciology, 1997, 43(143): 26-41.
- [19] DOMINE F, BARRERE M, SARAZIN D, et al. Automatic monitoring of the effective thermal conductivity of snow in a low-Arctic shrub tundra[J]. The Cryosphere, 2015, 9(3): 1265 - 1276.
- [20] RICHE F, SCHNEEBELI M. Microstructural change around a needle probe to measure thermal conductivity of snow [J]. Journal of Glaciology, 2010, 56(199): 871-876.
- [21] FICHEFET T, TARTINVILLE B, GOOSSE H. Sensitivity of the Antarctic sea ice to the thermal conductivity of snow[J]. Geophysical Research Letters, 2000, 27(3): 401 - 404.
- [22] STURM M, PEROVICH D K, HOLMGREN J. Thermal conductivity and heat transfer through the snow on the ice of the Beaufort Sea[J]. Journal of Geophysical Research: Oceans, 2002, 107(C21): 8034.
- [23] 胡汝骥,马维林,魏文寿,等. 我国天山降雪与季节性雪崩的基本物理特征[J]. 干旱区地理,1985,8(1):53-57.
   HU Ruji, MA Weilin, WEI Wenshou, et al. Basic physical characteristics of snowfall and seasonal avalanches in Tianshan, China[J]. Arid Land Geography, 1985, 8(1):53-57. (in Chinese)
- [24] 高培,魏文寿,刘明哲.中国西天山季节性积雪热力特征分析[J].高原气象,2012,31(4):1074-1080.
   GAO Pei, WEI Wenshou, LIU Mingzhe. Characteristic analysis on temperature change in snow layer in Western Tianshan

Mountain in China[J]. Plateau Meteorology, 2012, 31(4): 1074-1080. (in Chinese)

- [25] 卓越,肖鹏峰,冯学智,等.新疆阿勒泰克兰河中游地区冬季积雪分布及特性分析[J].冰川冻土,2017,39(5):979-988.
   ZHUO Yue, XIAO Pengfeng, FENG Xuezhi, et al. Spatial distribution and features of the snow cover during accumulation period in the middle reaches of the Kelan River, Altay region, Xinjiang[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 2017, 39(5):979-988. (in Chinese)
- [26] 马虹,刘一峰,胡汝骥. 天山季节性积雪的能量平衡研究和融雪速率模拟[J]. 地理研究, 1993, 12(1): 87-93.
   MA Hong, LIU Yifeng, HU Ruji. Energy balance and snowmelt simulation of seasonal snow in the Western Tianshan Mountains, China[J]. Geographical Research, 1993, 12(1): 87-93. (in Chinese)
- [27] 刘宗超,蔡国堂,孙莉.中国天山西部山地积雪辐射的若干特征[J].干旱区地理,1988,11(2):75-82.
   LIU Zongchao, CAI Guotang, SUN Li. Some characteristics of snowcover radiation in the western hill area of Tianshan, China
   [J]. Arid Land Geography, 1988, 11(2):75-82. (in Chinese)
- [28] 马虹,刘宗超,孙莉,等.太阳辐射对积雪温度场影响的一维解——以中国西天山季节性积雪为例[J].科学通报, 1992(13):1205-1208.

MA Hong, LIU Zongchao, SUN Li, et al. One-dimensional solution of the effect of solar radiation on snow temperature field: a case study of seasonal snow in the Western Tianshan Mountains, China[J]. Chinese Science Bulletin, 1992(13): 1205 -1208. (in Chinese)

- [29] 马虹,刘宗超. 干寒型积雪一维动态温度场的数学模拟[J]. 干旱区地理, 1991, 14(4): 48-55.
   MA Hong, LIU Zongchao. A one-dimensional time-dependent model for dry snow temperature field simulation[J]. Arid Land Geography, 1991, 14(4): 48-55. (in Chinese)
- [30] 刘宗超,孙莉,蔡国堂.中国天山西部山地积雪辐射平衡研究[J].干旱区地理,1989,12(4):39-44.
   LIU Zongchao, SUN Li, CAI Guotang. Research results of snowcover radiation equilibrium in the western hill area of Tianshan, China[J]. Arid Land Geography, 1989, 12(4): 39-44. (in Chinese)
- [31] 魏文寿,秦大河,刘明哲.中国西北地区季节性积雪的性质与结构[J].干旱区地理,2001,24(4):310-313.
   WEI Wenshou, QIN Dahe, LIU Mingzhe. Properties and structure of the seasonal snow cover in the northwest regions of China
   [J]. Arid Land Geography, 2001, 24(4): 310-313. (in Chinese)
- [32] MCCLUNG D, SCHAERER P. The avalanche handbook[M]. Seattle, Washington: The Mountaineers, 1993.
- [33] 魏文寿,王存牛,姜逢清,等.中国天山积雪的热量交换与水汽蒸凝过程研究[J].冰川冻土,1996,18(增刊1):129-138.
   WEI Wenshou, WANG Cunniu, JIANG Fengqing, et al. Studies on the processes of thermal exchange, evaporation and sublimation of thesnow cover in the Tianshan Mountains, China[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1996, 18(Supp. 1): 129-138. (in Chinese)
- [34] KAEMPFER T U, PLAPP M. Phase-field modeling of dry snow metamorphism [J]. Physical Review E, 2009, 79(3): 031502.
- [35] YOSIDA Z. Physical studies on deposited snow I: thermal properties [J]. Contributions from the Institute of Low Temperature Science, 1955, 7: 19-74.
- [36] KANNULUIK W G, CARMAN E H. The temperature dependence of the thermal conductivity of air[J]. Australian Journal of Chemistry, 1951, 4(3): 305 - 314.
- [37] FUKUSAKO S. Thermophysical properties of ice, snow, and sea ice [J]. International Journal of Thermophysics, 1990, 11(2): 353-372.
- [38] 谢应钦,张金生.雪层内太阳的穿透辐射[J].冰川冻土,1988,10(2):135-142.
   XIE Yingqin, ZHANG Jinsheng. Solar penetration radiation in snow layers[J]. Journal of Glaciology and Geocryology, 1988, 10(2):135-142. (in Chinese)