

doi: 10. 7522/j. issn. 1000-0240. 2014. 0059

Zhang Wei , Shen Yongping , He Jianqiao , *et al.* Snow properties on different underlying surfaces during snow-melting period in the Altay Mountains: Observation and analysis [J]. Journal of Glaciology and Geocryology , 2014 , 36(3) : 491 - 499. [张伟, 沈永平, 贺建桥, 等. 阿尔泰山融雪期不同下垫面积雪特性观测与分析研究 [J]. 冰川冻土, 2014, 36(3): 491 - 499.]

阿尔泰山融雪期不同下垫面积雪特性 观测与分析研究

张 伟^{1,2}, 沈永平^{1*}, 贺建桥¹, 贺 斌³,
努尔兰·哈再孜³, 吴雪娇^{1,2}, 王国亚⁴

(1. 中国科学院 寒区旱区环境与工程研究所 冰冻圈科学国家重点实验室, 甘肃 兰州 730000; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;
3. 新疆阿勒泰水文水资源勘测局, 新疆 阿勒泰 836500; 4. 甘肃省科学院 地质自然灾害防治研究所, 甘肃 兰州 730000)

摘 要: 2014 年 3 月融雪期间在阿尔泰山额尔齐斯河河源区, 基于已有的气象和积雪(雪深、雪密度)观测, 利用 Snow Fork 雪特性仪和便携式温度计 TP3001, 选择草地、水泥地和河冰三种不同的下垫面分别观测了分层积雪密度、液态水含量和雪层温度变化。结果表明: 三种下垫面上表层积雪的温度、液态水含量和密度变化规律基本一致。积雪特性的差异主要体现在积雪层底部, 河冰和草地与积雪接触面温度日变化过程呈现出“单峰型”, 而与水泥地接触面上的温度日变化呈现出“双峰型”; 河冰上积雪底部的液态水含量最小且日变化幅度较小, 草地次之, 水泥上积雪底部液态水含量的波动最大; 水泥和草地上底部积雪的密度变化趋势一致, 为密实化过程, 而河冰上积雪底部的积雪因深霜层的形成致使雪密度逐渐减小。对同一下垫面上的积雪而言, 水泥和草地上积雪温度的极大值出现在雪层中间, 河冰上雪层的温度廓线沿雪深有波动上升的趋势, 最大值出现在积雪与河冰的接触面处。三种下垫面上积雪的液态水含量最大值均出现在中间雪层, 雪密度均呈现沿雪深增加而递减的变化趋势。液态水含量受积雪温度的控制, 当积雪温度低于 $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 积雪中的液态水可以忽略不计; 当积雪温度低于 $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 积雪的液态水含量低于 1%; 当积雪温度大于 $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$ 时, 积雪中出现液态水的比例显著增加, 且液态水含量的波动范围较大, 最高可到 6.2%。

关键词: 阿尔泰山; 季节性积雪; 雪密度; 液态水含量; 积雪温度; Snow Fork

中图分类号: P343.6 **文献标识码:** A **文章编号:** 1000-0240(2014)03-0491-09

0 引言

在北半球, 春季积雪消融形成的淡水资源不仅是河流的重要补给来源, 也是河流中下游工农业生产、居民生活用水的重要水源^[1-2]。然而, 气候变化的不确定性致使积雪的时空分布、积累和消融特征变化差异显著^[3]。我国是中、低纬度积雪最为发育的国家之一, 年平均积雪日数大于 30 d 的稳定积雪面积达 $420 \times 10^4\text{ km}^2$, 全国积雪主要分布在青藏高原及其毗邻的高山, 东北和内蒙古草原, 华北、

华中及云贵高原和新疆及内蒙古西部四大积雪分布区^[4-6], 其中, 阿尔泰山为积雪高中心区, 积雪灾害频发, 山区年最大积雪深度可达 100 cm 以上, 积雪日数可超过 150 d。春季融雪径流不仅为阿勒泰及其周边地区提供了充足的水资源, 也构成了额尔齐斯河春季洪水的重要组成部分, 丰富的积雪使该地区成为积雪相关研究的理想场所和天然试验场。

雪层温度、液态水含量和积雪密度是描述积雪物理特性重要的变量^[7-8]。雪层温度是表征积雪能量高低最直接的指标, 雪层温度的高低直接影响积

收稿日期: 2014-04-05; 修订日期: 2014-05-26

基金项目: 国家重大科学研究计划项目(2010CB951404; 2010CB951402); 国家自然科学基金项目(41190084; 41201062; 41271083); 中国科学院寒区旱区环境与工程研究所人才基金(Y351111001)资助

作者简介: 张伟(1983-), 男, 河南南阳人, 2013 年在兰州大学获硕士学位, 现为中国科学院寒区旱区环境与工程研究所在读博士研究生, 主要从事积雪水文过程研究。E-mail: zhangw06@lzb.ac.cn

* 通讯作者: 沈永平, E-mail: shenyp@lzb.ac.cn

雪的消融和再冻结过程,而雪层的温度梯度可显著改变雪层内的水汽迁移、晶体生长和深霜化过程^[9];同时,雪层温度和温度梯度的差异直接引起积雪层位间应力作用的改变,是雪崩形成的重要影响因素之一,在雪崩高发地区受到普遍的关注^[10-11]。雪层中液态水含量的高低受雪层温度的控制并在一定程度上影响和决定积雪的物理学、热学及光电性质^[12]和成冰作用,改变积雪消融过程中的能量平衡和物质平衡(升华、蒸发和融化)、应力场和积雪的重分布过程(风吹雪)等;另外,积雪中的液态水含量直接决定雪层中水和化学物质的迁移以及冰雪微生物的生存环境^[13-14]。雪密度是水文学、冰川学、生态学和地理学等众多学科关注的重要积雪特征变量之一,雪密度在以往的积雪观测中并不是常规观测变量,因此,在包含积雪模块的模型模拟过程中产生了大量的雪密度参数化方案^[15-17]。另一方面,雪密度也常作为模型模拟过程中其他积雪变量的中间变量而得到了广泛的使用,例如积雪导热率^[17-18]。随着测量技术的进步,雪密度和液态水含量的精确测量成为可能,例如 Snow Fork 雪特性仪的广泛使用^[7-9],这在一定程度上有利于加深我们对积雪及其变化过程的认识。

近年来,随着人类活动的增强,例如阿尔泰山富蕴县可可托海大东沟风景区的建设,水泥路面的大面积使用,从本质上改变了天然下垫面的物理学和热力学属性,进而影响其上覆积雪的消融过程。为此,于2014年积雪消融期(3月8-25日),在阿尔泰山额尔齐斯河河源区,选择水泥地、河冰和草地三种不同的下垫面,利用 TP3001 便携式温度计和 Snow Fork 雪特性仪分别观测分层积雪温度、雪密度和液态水含量。同时,结合气象站和雪枕的现有观测数据,研究不同下垫面上覆积雪特性的变化规律和差异,以期为进一步认识积雪的物理学和热力学性质提供帮助。

1 野外观测及数据处理

1.1 研究区概况

整个野外观测实验依托中国科学院寒区旱区环境与工程研究所阿尔泰山库威积雪-冻土-水文综合观测场(始建于2011年8月)和新疆阿勒泰地区库威水文站进行。观测场位于额尔齐斯河河源区一级支流——卡依尔特斯河流域,具体地理坐标为 $47^{\circ}21'9.1''\text{N}$, $89^{\circ}39'43.22''\text{E}$,海拔为1379 m,行政区划隶属于新疆阿勒泰地区富蕴县,流域边界与

蒙古国接壤。卡依尔特斯河流域面积 $2\,365\text{ km}^2$,流域年内温差大,夏季最高日平均气温可达 $30\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以上,冬季酷寒,最低气温低至 $-45\text{ }^{\circ}\text{C}$ 以下。流域内冬季盛行西风,且从每年冬季(10月)开始日均风速呈现逐渐减小的变化趋势,至9月底到达极小值。1979年以来的平均年降水量约为 360 mm ,降水年内分配不均且春季降水较为稀少,夏秋季节降水较多(均超过 100 mm),降水类型5-9月以降雨为主,11月至次年4月以降雪为主。值得注意的是,11月份多年平均降水达 42 mm 约占全年的12%;积雪持续期从11月至次年4月,高山上的积雪可持续到6月份,11月为积雪主要形成期,年内最大积雪深度可达 1 m 以上;春季融雪常形成较大的径流过程,其中,主汛期洪水主要发生于每年的5-7月,属降水-融雪混合型洪水类型;流域内地表类型阳坡以草地和灌丛为主,森林主要分布在阴坡和半阴坡,优势树种为西伯利亚落叶松、西伯利亚云杉;流域内多年冻土和季节性冻土普遍存在,多年冻土和季节性冻土的临界海拔为 $2\,200\text{ m}$ ^[19-20]。

1.2 野外试验设计

野外实验在现有观测场气象(温度、湿度、风速和风向、降水和四分量辐射)、积雪(积雪深度、分层积雪温度和雪枕观测的雪水当量)和土壤温度和湿度的长期常规观测基础之上,于2014年3月8日至3月25日,分别选择草地、河冰(冰厚约 110 cm ,冰下有流水,水深约 70 cm)和水泥地面(水泥厚度约 13 cm ,其下为自然土体)为下垫面,观测不同下垫面状况下的积雪层温度廓线、分层积雪密度和液态水含量。相同下垫面同时观测两个雪坑,利用 Snow Fork 雪特性仪分别观测不同下垫面上积雪的分层雪密度和液态水含量。不同下垫面的积雪测量过程均从积雪表面开始(积雪表面为 0 cm),以 5 cm 的步长依次向下测量。考虑到气象条件的日变化过程,积雪的测量时间依次分别选择在北京时间09:00、12:00、14:00、17:00、19:00共5个时间点进行。同时,于3月18-22日利用 TP3001 便携式温度计(测量分辨率为 $0.1\text{ }^{\circ}\text{C}$,温度观测范围为 $-50\sim 300\text{ }^{\circ}\text{C}$)对雪层温度进行了同步测量,测量时间分别为09:00、14:00和19:00。在使用前,利用水银温度计对 TP3001 便携式温度计进行了标定。同时,为避免升华和蒸发对雪坑外侧积雪特性的影响,所有雪坑在每次测量前均进行了轻度开挖,以保证测量数据的真实性和可靠性。

2 结果与分析

2.1 气象条件

实验期内主要发生过两次降水天气过程,均以降雪的形式出现:第一次降雪过程开始于3月8日23:00时,结束于3月9日17:00时,降水量较大,累计达11.8 mm,降雪过程致使积雪深度累积增加12.7 cm,平均新雪密度为 $92.9 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$;第二次降雪过程则较为微弱,发生于3月15日15:00-19:00时,总降水量2.6 mm,雪深累计增加2.9 cm(图1,图2),平均新雪密度约为 $89.7 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$.实验期内平均空气温度为 $-3.5 \text{ }^\circ\text{C}$,且空气温度整体处于上升趋势,特别是从3月16日开始,气温升高速率到达 $1.236 \text{ }^\circ\text{C} \cdot \text{d}^{-1}$ ($R^2 = 0.858$),至19日日平均空气温度达到 $0 \text{ }^\circ\text{C}$ 以上(图1).值得注意的是,两次降雪过程过后均使空气温度出现了下降,降温幅度分别为 $12 \text{ }^\circ\text{C}$ 和 $8 \text{ }^\circ\text{C}$.

2.2 雪层温度

在无遮蔽、坡度和坡向一致的微型区域内,在

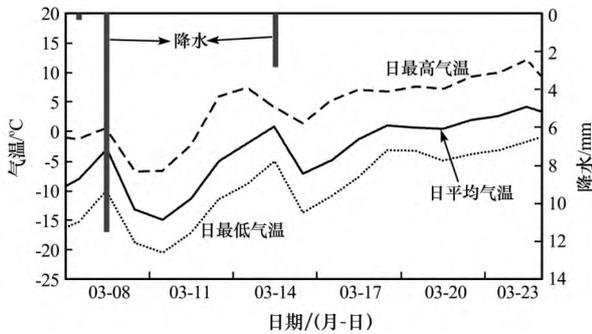


图1 研究期内日平均、日最高及最低气温和降水情况
Fig.1 Variations of daily mean, maximum and minimum air temperatures and daily precipitation from March 8 to 25

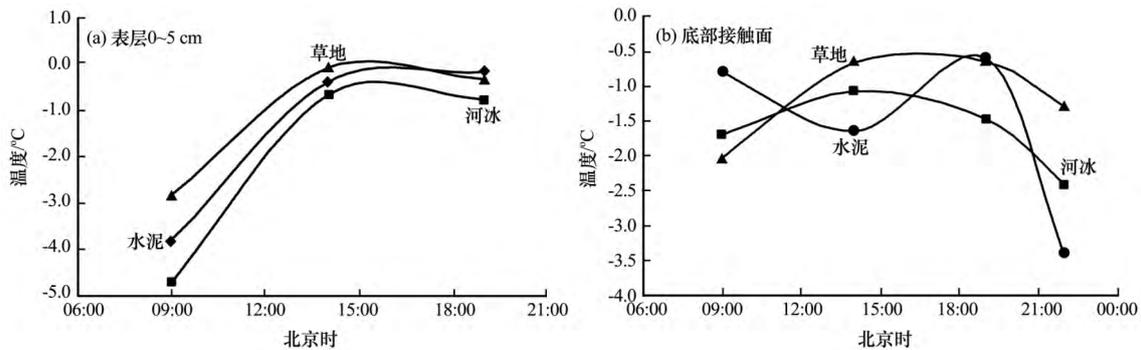


图3 强消融期不同下垫面积雪表层0~5 cm (a)和底部接触面(b)平均温度日变化过程
Fig.3 Variations of temperature within the surface layer from 0 to 5 cm deep (a) and at the contact surface (b) on the three underlying surfaces averaged from March 18 to 22

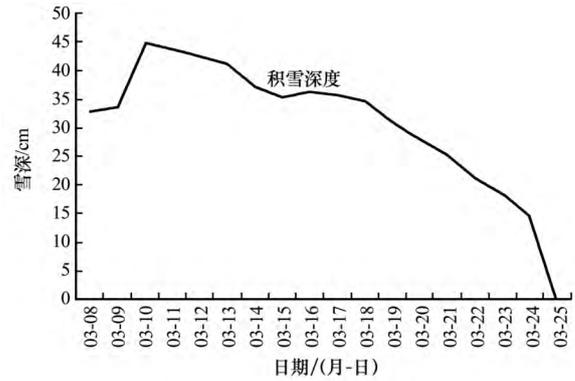


图2 积雪消融期内由自动气象站观测的积雪深度变化
Fig.2 Snow depth variation observed by automatic meteorological station in snow melting period

不考虑水平湍流热交换的情况下,太阳辐射、地热通量及积雪消融和重冻结过程中的潜热共同影响雪层的温度场变化.强消融期(3月18-22日)积雪表层的温度变化趋势和幅度基本一致(图3a),均从09:00时起出现快速的升高;14:00时起,由于强烈的太阳辐射和积雪强消融过程同时存在,表层的积雪温度并未出现大幅度的波动.积雪与下垫面接触面处的温度受积雪消融和液态水重冻结以及垂直方向上热通量的共同影响,其变化更加复杂(图3b):河冰和草地与积雪接触面的温度变化趋势基本一致,均表现为先上升后下降的“单峰型”变化趋势;水泥接触面的温度日变化过程表现为“双峰型”,即从09:00-14:00时出现了与河冰和草地相反的下陷趋势,而后开始上升,至19:00时开始快速下降.表层积雪的温度变化主要受太阳辐射的影响,下垫面材料的导热属性及其下层的温度场是造成积雪底部温度差异的主要原因:在3种材料中,冰和普通混凝土的导热率大小分别为 $2.22 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 、 $1.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$,而冻土的导热率根据其土壤物

理组成和土壤含水量的差异介于 $0.3 \sim 1.8 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 之间, 总体上导热率冰 > 混凝土 > 冻土^[21-22]; 河冰下的水温日变化过程较为微弱(图4), 且冰体良好的导热性能致使河冰与积雪接触面处的温度日变化振幅最小; 而在强消融期, 水泥与积雪接触面大量的液态水存在, 水体(冻结时可形成超过 1 cm 厚的冰层)融化和重冻结过程是造成积雪和水泥接触面处温度变化呈现“双峰型”的主要原因。另外, 由于积雪较低的热导率(在 $0.1 \sim 0.5 \text{ W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$ 间波动), 积雪层具有显著的保温作用^[23-25], 雪层底部的温度日较差显著低于积雪表面的温度变化过程。

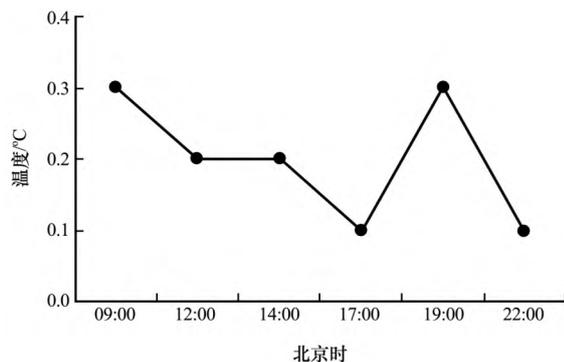


图4 3月18-22日平均河水温度日变化过程
Fig.4 Hourly variation of river water temperature averaged from March 18 to 22

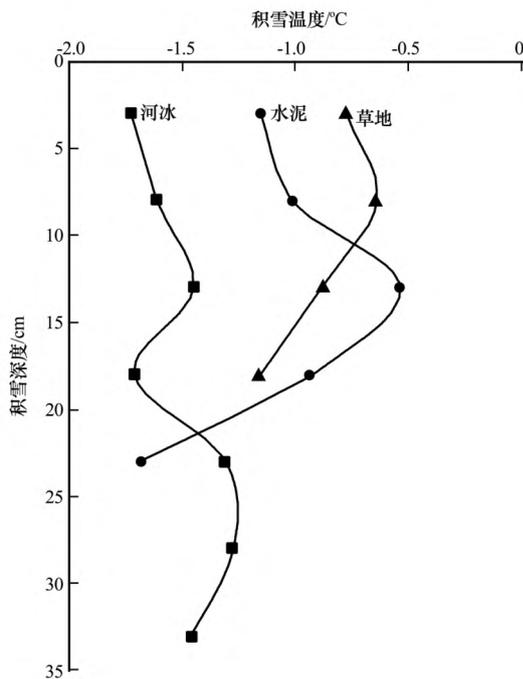


图5 强消融期不同下垫面分层积雪温度随积雪深度的变化
Fig.5 Snow temperature changing with depth on the three underlying surfaces averaged from March 18 to 22

三种下垫面情况下, 强消融期内沿积雪深度的温度廓线如图5所示。对同一下垫面上的整个雪层而言, 水泥和草地上积雪的温度廓线基本一致, 均表现为中间雪层温度较高, 表层和底部积雪温度较低的变化; 河冰上积雪的温度廓线较为复杂, 从表层至底层呈现波动上升的趋势, 积雪表层和中间层为两个温度极小值区。积雪温度廓线受太阳辐射、地热通量和下垫面属性的协同影响, 其差异也将对造成整个雪层的积雪消融过程、液态水含量和雪密度产生一定的影响。

2.3 液态水含量

根据 IAHS (The International Association of Hydrological Sciences) 发布的积雪液态水含量通用分类方案, 将积雪可依次划分为干雪(0%)、潮雪(<3%)、湿雪(3%~8%)、非常湿(8%~15%)和烂泥(>15%)^[26]。研究区内3月15日之前空气温度较低, 仅在14:00和19:00时观测到积雪表层和底部有较少的液态水出现, 为此, 将3月15日之前流域内的积雪划分为干雪。下面讨论的融雪期积雪液态水含量起止日期为3月15-22日, 同一时刻不同日期的数据采用加权平均所得, 同一层积雪的液态水含量由研究期内不同时刻的液态水含量加权平均所得。

积雪液态水含量可作为重要的指标指示积雪的融化过程, 液态水含量高表明积雪的融化过程强烈。图6给出了3月15-22日积雪强烈消融期积雪表层0~5 cm和底层液态水含量的日变化过程, 结果显示, 水泥地、河冰和草地三种下垫面情况下, 表层积雪的液态水含量表现出一致的变化趋势。09:00-12:00时, 表层积雪液态水含量较低, 且仅有十分微弱的上升趋势; 从12:00时开始, 液态水含量开始快速升高, 至17:00时到达最大值; 随后液态水含量开始下降, 水泥地和草地的下降速率较快。积雪表层液态水含量的变化趋势与太阳辐射和空气温度的变化趋势一致, 由此表明上层积雪的融化过程主要受空气温度和太阳辐射驱动。三种下垫面底层积雪的液态水含量差异较为明显: 河冰与积雪接触面的水含量最为稳定, 除14:00时最小为0.27%外, 其他时刻均在0.5%附近波动, 且在14:00时以前呈现微弱下降趋势, 14:00时以后呈现微弱上升趋势; 而草地上积雪底部的液态水含量高于河冰, 在12:00时到达日极小值, 其全天液态水含量在2%和2.5%间波动; 水泥地下垫面上覆的积雪水含量日变化过程最为强烈, 特别是

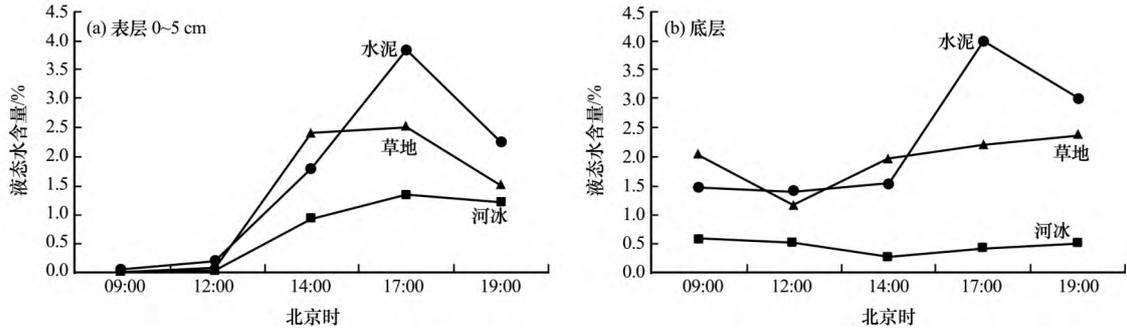


图 6 3月15-22日表层0~5 cm (a) 和底层 (b) 积雪液态水含量的日变化过程

Fig. 6 Variations of snow water content within the surface layer from 0 to 5 cm deep (a) and at the bottom (b) on the three underlying surfaces from March 18 to 22

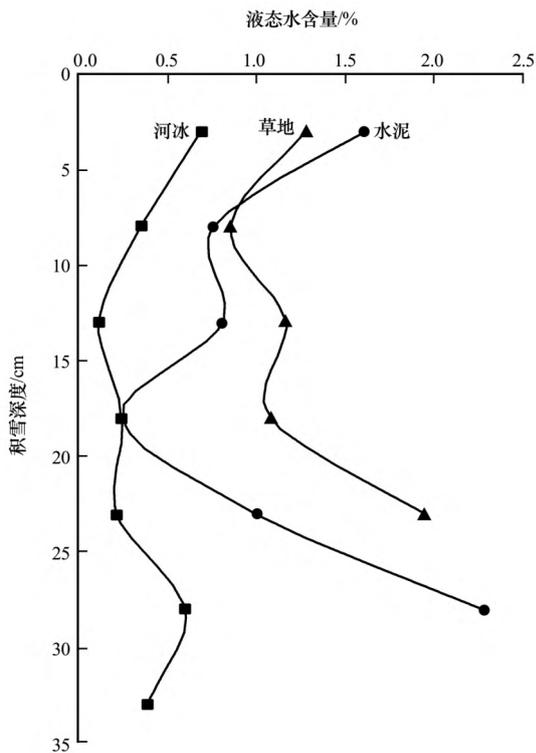


图 7 3月15-22日平均液态水含量沿积雪深度的变化

Fig. 7 Water content changing with depth on the three underlying surfaces averaged from March 15 to 22

14:00-17:00时,底部液态水含量从约1.5%突增至4%。

图7显示了三种下垫面3月15-22日平均液态水含量的一维垂向分布曲线。总体上,就整个雪层而言,水泥地、河冰和草地三种不同的下垫面上积雪的平均液态水含量分别为1.12%、0.39%和1.27%。尽管同一积雪剖面不同层间液态水含量的振幅存在较大差异,但其均表现出表面和底部较高、中间偏低的变化趋势。草地和水泥地上积雪的液态水含量最大值均出现在积雪和下垫面的接触面

处,河冰的最大值出现在积雪表层0~5 cm处;草地和河冰的液态水含量极小值出现在整个雪层的上半部分,水泥地上积雪液态水含量的极小值出现在整个雪层的中间偏下处。积雪和接触面温度场的差异是引起整个积雪层液态水含量不同的主要因素,相较于积雪温度廓线,我们发现,雪层液态水含量的变化趋势与雪层温度呈现相反的变化趋势。积雪消融过程中消耗大量的消融潜热,积雪消融作用越强烈的雪层,更多的热量消耗也就造成了雪层温度的降低。

2.4 雪密度

不同积雪剖面的平均雪密度由各层积雪密度的加权平均取得,消融期不同下垫面上平均雪密度的逐日变化(图8)表明:3月20日之前,不同下垫面上雪层的雪密度均在密实化作用的影响下表现为稳步增加的趋势,其中水泥地和草地上积雪密度的增加趋势最为显著,从3月12日的124 kg·m⁻³和155 kg·m⁻³均增加至3月20日的250 kg·m⁻³以上,而河冰上积雪的密实化作用则较为微弱,仅从3月15日的179 kg·m⁻³增加到20日的210 kg·

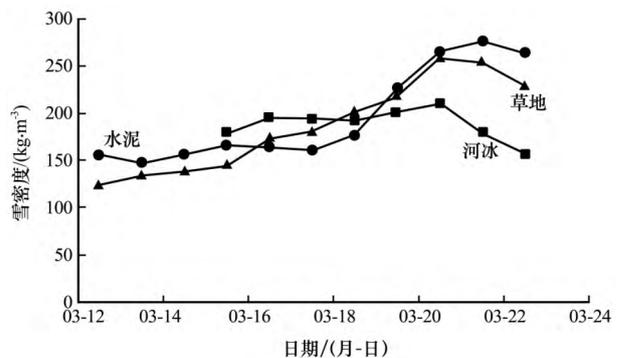


图 8 不同下垫面平均积雪密度逐日变化

Fig. 8 Daily variations of mean snow density on the three underlying surfaces

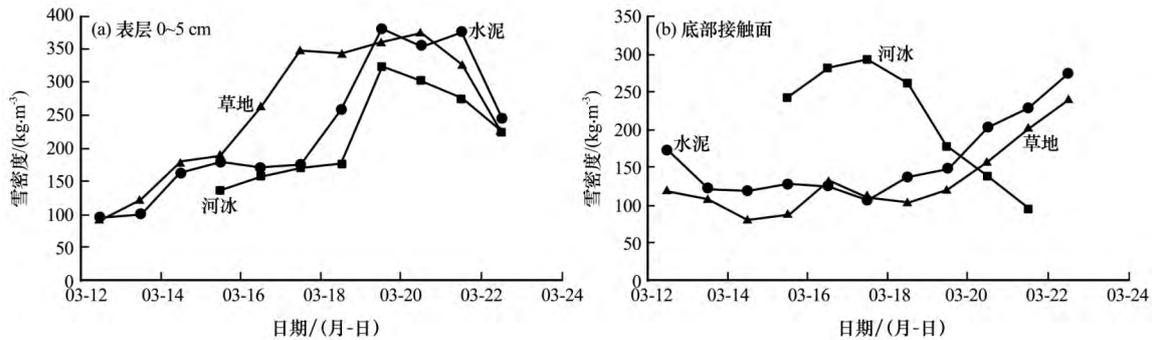


图9 表层0~5 cm (a) 和底部接触面 (b) 积雪密度逐日变化过程

Fig. 9 Daily variations of snow density within the surface layer from 0 to 5 cm deep (a) and at the bottom (b) on the three underlying surfaces

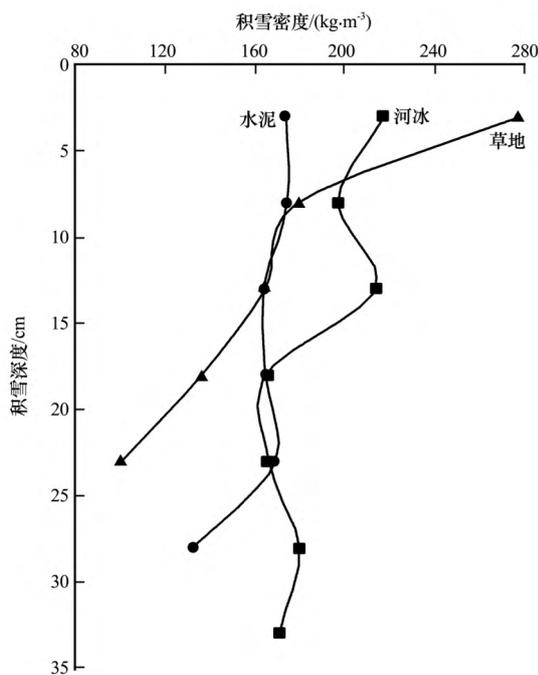


图10 三种下垫面雪密度沿雪深的变化

Fig. 10 Variations of snow density with snow depth on the three underlying surfaces

m^{-3} . 与冰川上积雪密实化的主要应力(深度和压力)不同^[27], 三种不同下垫面上积雪层的液态水含量变化和积雪深度(河冰 > 水泥地 > 草地)趋势表明, 融化和重冻结作用是造成消融期积雪密度增加的最主要原因。

温度场、液态水含量、积雪的融化过程和降雪后的时间不同造成积雪密度变化的差异。积雪表面的融化过程主要受太阳辐射的影响, 其温度场、液态水含量相对一致, 致使三种下垫面情况下表层积雪的雪密度有着相同的变化规律, 即均在3月19日以前为密实化过程, 而从19日开始, 随着积雪的快速融化, 雪密度开始出现快速的下降(图9a)。就

积雪与下垫面接触面处积雪密度的变化而言, 河冰与积雪接触面处的雪密度明显不同于水泥和草地与积雪接触面处积雪密度的变化趋势(图9b), 主要表现在: 从3月12-17日, 水泥和草地与积雪接触面处积雪的密度出现了略微的较小趋势; 随后, 伴随积雪强消融过程的开始, 接触面处的液态水含量激增, 积雪密度也随之快速增加, 其增加率分别达 $33.3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{d}^{-1}$ ($R^2 = 0.975$) 和 $35.2 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{d}^{-1}$ ($R^2 = 0.982$); 而河冰上接触面处的积雪密度在积雪快速消融期出现了快速的减下趋势, 减小速率高达 $-51.9 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{d}^{-1}$ ($R^2 = 0.978$)。

下垫面的属性是造成接触面处积雪密度变化差异的主要原因。当底部的积雪发生快速融化时, 下层积雪融化形成的液态水在重力作用下向接触面迁移。在河冰表面, 因下覆冰层温度较低, 积雪融化形成的液态水直接从底部积雪层中析出, 在河冰表面通过融冻变质作用^[27]形成河冰。同时, 在积雪底部形成超过10 cm的深霜层, 致使接触面处积雪密度急剧降低; 而在积雪与水泥和草地(土壤处于冻结状态)的接触面处, 融化的雪水缺少必要的水分流失通道, 大量水分以液态水(草地和温度较高时的水泥)或者薄冰层(温度较低时的水泥)的形式出现在二者的接触面处, 致使积雪底部的密度快速增加。

图10给出三种下垫面上积雪密度随深度的变化曲线, 其中, 水泥和草地上为3月12-22日的平均值, 河冰上为3月15-22日的平均值。尽管不同层间的变化幅度并不完全一致, 但是三种下垫面上积雪密度均表现为随积雪深度的增加而递减的趋势。雪密度沿积雪深度变化幅度最大出现在草地上, 积雪中的液态水通过下渗作用进入并贮存于地表枯草中可能是造成草地上积雪底部雪密度最小的

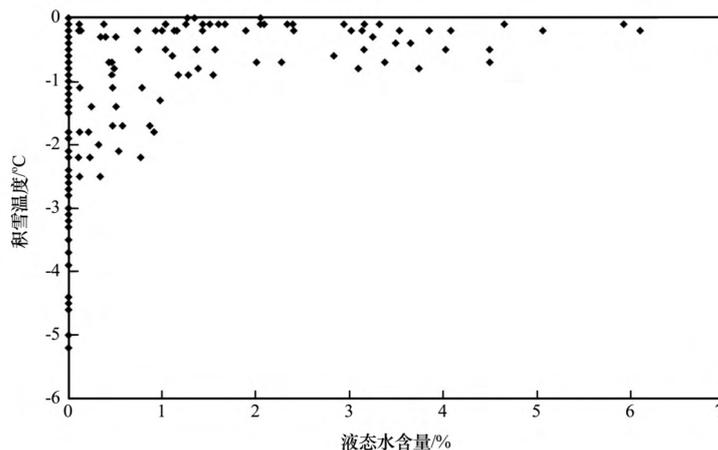


图 11 强消融期积雪液态水含量与积雪温度的关系

Fig. 11 Relationships between snow water content and snow temperature during strong snow melting period

主要原因.

2.5 液态水含量与积雪温度的关系

为了探索积雪液态水含量与积雪温度的关系, 实验中对相同层位的积雪液态水含量和雪层温度进行了统计, 3 月 18 - 22 日间共在水泥地、河冰和草地三种下垫面上获得 177 对积雪液态水含量-积雪温度数据集(其中有 6 对数据异常), 去除异常值后液态水含量和积雪温度的统计结果如图 11 所示. 总体上, 在积雪强消融期, 日间雪层的温度范围介于 $-5.5 \sim 0$ °C 间, 液态水含量在 7% 以下; 总体上, 积雪液态水含量随温度升高有增加的趋势, 但是在同一积雪温度下, 由于积雪微观结构等的不同, 液态水含量的波动范围较大. 液态水含量随温度变化的规律可大致总结如下: 当积雪的温度 < -3 °C 时, 由 Snow fork 观测的液态水含量均为 0, 此时积雪的液态水含量相对较低, 基本上可以忽略; 随着温度升高, 当积雪温度在 $-3 \sim -1$ °C 的温度区间内波动时, 积雪出现液态水的比例略微提高, 约有 43% 的积雪中观测到液态水含量(液态水含量大于 0), 但此时积雪中的液态水含量仍相对较低, 基本上维持在 1% 以内; 当积雪温度 > -1 °C 时, 积雪出现了快速湿化的现象, 大部分的积雪(65.7%) 出现液态水, 且液态水含量的波动较大, 最大的液态水含量可达到 6.2%.

3 结论

积雪下垫面的差异可显著影响雪层, 特别是积雪底部的属性. 首先, 下垫面不同因其下覆温度场的不同, 直接影响积雪底部的温度场; 接触面的热学属性, 例如热导率不同, 则可引起积雪底部温度

场变化速率的差异. 河冰下因河水温度的日较差较小, 导致河冰与积雪接触面的温度日变化过程微弱; 水泥地因其较高的热导率, 致使其上覆积雪底部的温度变化速率远高于草地. 其次, 积雪的存在会对下垫面产生一定的影响, 例如河冰可以直接从积雪底部获取水分来源并在接触面处通过融冻成冰作用而增加河流冰层的厚度.

下垫面的不同对表层积雪的影响并不显著, 表层积雪温度的日变化过程、液态水含量的日变化过程、表层积雪密度的演变过程和雪密度沿积雪深度的变化在三种下垫面情况下基本一致; 对于底部积雪温度的日变化过程, 河冰表面上温度日较差最小, 水泥最大. 消融期水泥地和草地上的积雪温度廓线具有类似的变化规律, 最大值均出现在雪层中间, 最小值出现在雪与下垫面的接触面处, 而河冰上积雪的温度廓线沿积雪深度呈现波动升高的趋势. 积雪底部的液态水含量与温度变化并不存在绝对的对对应关系, 但基本上随着底部温度的升高而增加, 且存在一定滞后. 垂向上各层积雪液态水含量的变化与温度相反, 这可能与融化过程中消耗大量的融化潜热和雪层中水分的迁移有关. 总体上, 积雪温度在 $-1 \sim 0$ °C 变化时, 雪的液态水含量较高. 雪密度受温度场、液态水含量、下垫面属性、融化和再冻结作用的共同影响, 草地和水泥上积雪底部的密度呈现密实化过程, 而河冰上积雪底部的积雪密度逐渐减小.

致谢: 野外实验期间, 阿勒泰水文水资源勘测局库威水文站和富蕴县库卫边防派出所工作人员为野外实验的顺利完成提供了帮助, 在此一并表示衷心感谢.

参考文献(References):

- [1] Barnett T P, Adam J C, Lettenmaier D P. Potential impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions [J]. *Nature*, 2005, **438**(7066): 303–309.
- [2] Bavay M, Gruenewald T, Lehning M. Response of snow cover and runoff to climate change in high Alpine catchments of Eastern Switzerland [J]. *Advances in Water Resources*, 2013, **55**: 4–16.
- [3] Qin Dahe, Liu Shiyin, Li Peiji. Snow cover distribution, variability, and response to climate change in western China [J]. *Journal of Climate*, 2006, **19**(9): 1820–1833.
- [4] Yang Zhenmiang, Liu Xinren, Zeng Qunzhu, et al. *Cold Region Hydrology in China* [M]. Beijing: Science Press, 2000. [杨针娘, 刘新仁, 曾群柱, 等. 中国寒区水文 [M]. 北京: 科学出版社, 2000.]
- [5] Shen Yongping, Su Hongchao, Wang Guoya, et al. The responses of glacier and snow cover to climatic change in Xinjiang (I): Hydrological effects [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(3): 513–527. [沈永平, 苏宏超, 王国亚, 等. 新疆冰川、积雪对气候变化的响应 (I): 水文效应 [J]. 冰川冻土, 2013, **35**(3): 513–527.]
- [6] Hu Liequn, Li Shuai, Liang Fengchao. Analysis of the variation characteristics of snow covers in Xinjiang region during recent 50 years [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(4): 793–800. [胡列群, 李帅, 梁凤超. 新疆区域近 50 年积雪变化特征分析 [J]. 冰川冻土, 2013, **35**(4): 793–800.]
- [7] Gao Pei, Wei Wenshou, Liu Mingzhe, et al. Snow density and liquid water content within the seasonal snow cover in the western Tianshan Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(4): 786–793. [高培, 魏文寿, 刘明哲, 等. 天山西部季节性积雪密度及含水率的特性分析 [J]. 冰川冻土, 2010, **32**(4): 786–793.]
- [8] Wei Yue, Chen Shuijiang, Chen Xia. Analysis on the seasonal snow density change characteristics of North Xinjiang [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2010, **32**(3): 519–523. [魏玥, 陈蜀江, 陈霞. 新疆北部地区季节性积雪密度变化特性分析 [J]. 冰川冻土, 2010, **32**(3): 519–523.]
- [9] Lu Heng, Wei Wenshou, Liu Mingzhe, et al. Spatial and temporal distribution of snow temperature in forest of the western Tianshan Mountains, China [J]. *Scientia Geographica Sinica*, 2011, **31**(12): 1541–1548. [陆恒, 魏文寿, 刘明哲, 等. 中国天山西部季节性森林积雪雪层温度时空分布特征 [J]. 地理科学, 2011, **31**(12): 1541–1548.]
- [10] Schweizer J, Jamieson J B, Schneebeli M. Snow avalanche formation [J]. *Reviews of Geophysics*, 2003, **41**(4): 1016.
- [11] Schweizer J, Kronholm K, Jamieson J B, et al. Review of spatial variability of snowpack properties and its importance for avalanche formation [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2008, **51**: 253–272.
- [12] Li Zhijun, Zhao Haiqing, Feng Enmin, et al. Time-space distribution of water content in the snow on Arctic sea ice surface in summer [J]. *Advances in Water Science*, 2007, **18**(1): 24–28. [李志军, 赵海清, 冯恩民, 等. 北极夏季海冰表面积雪层内水分含量的时空分布 [J]. 水科学进展, 2007, **18**(1): 24–28.]
- [13] Zhao Halin, Zhou Ruilian, Zhao Yue. *Snow Ecology* [M]. Beijing: China Ocean Press, 2003. [赵哈林, 周瑞莲, 赵悦. 雪生态学 [M]. 北京: 海洋出版社, 2003.]
- [14] Zhao Halin, Zhou Ruilian, Zhao Yue. Advance in snow ecology study in the world [J]. *Advance in Earth Sciences*, 2004, **19**(2): 296–304. [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.]
- [15] Lehning M, Bartelt P, Brown P, et al. A physical SNOWPACK model for the Swiss avalanche warning. Part III: Meteorological forcing, thin layer formation and evaluation [J]. *Cold Regions Science and Technology*, 2002, **35**: 169–184.
- [16] Li Hongyi, Wang Jian. Key research topics and their advances on modeling snow hydrological processes [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(2): 430–437. [李弘毅, 王建. 积雪水文模拟过程中的关键问题及其研究进展 [J]. 冰川冻土, 2013, **35**(2): 430–437.]
- [17] Jansson P-E. Simulation Model for Soil Water and Heat Conditions: Description of the SOIL Model [R]. Uppsala, Sweden: Division of Agricultural Hydraulics, Department of Soil Sciences, Swedish University of Agricultural Sciences, 1991.
- [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] Zhang Tingjun, Tong Boliang, Li Shude. Influence of snow cover on the lower limit of permafrost in Altai Mountains [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1985, **7**(1): 57–63. [张廷军, 童伯良, 李树德. 我国阿尔泰山地区雪盖对多年冻土下界的影响 [J]. 冰川冻土, 1985, **7**(1): 57–63.]
- [20] Tong Boliang, Li Shude, Zhang Tingjun. Frozen ground in the Altai Mountains of China [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 1986, **8**(4): 357–364. [童伯良, 李树德, 张廷军. 中国阿尔泰山的冻土 [J]. 冰川冻土, 1986, **8**(4): 357–364.]
- [21] Liu Weimin, He Ping, Zhang Zhao. A calculation method of thermal conductivity of soils [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2002, **31**(6): 770–773. [刘为民, 何平, 张钊. 土体导热系数的评价与计算 [J]. 冰川冻土, 2002, **31**(6): 770–773.]
- [22] Li Xiaojie. Heat transfer procedures and thermal design of lawn and concrete and tiled floor [J]. *Shanxi Architecture*, 2007, **33**(23): 138–139. [李晓杰. 草坪和混凝土及砖地面的热过程与设计 [J]. 山西建筑, 2007, **33**(23): 138–139.]
- [23] Zhang Wei, Zhou Jian, Wang Genxu, et al. Monitoring and modeling the influence of snow cover and organic soil on the active layer of permafrost on the Tibetan Plateau [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2013, **35**(3): 528–540. [张伟, 周剑, 王根绪, 等. 积雪和有机质土对青藏高原冻土活动层的影响 [J]. 冰川冻土, 2013, **35**(3): 528–540.]
- [24] Wang Guoya, Mao Weiyi, He Bin, et al. Changes in snow covers during 1961–2011 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.]
- [25] Zhang Tingjun. Influence of the seasonal snow cover on the ground thermal regime: An overview [J]. *Reviews of Geophysics*, 2005, **43**(4). doi:10.1029/2004RG000157.
- [26] Hao Xiaohua, Wang Jian, Che Tao, et al. The spatial distribution and properties of snow cover in Binggou watershed, Qilian Mountains: Measurement and analysis [J]. *Journal of Glaciology and Geocryology*, 2009, **31**(2): 284–292. [郝晓华, 王建, 车涛, 等. 祁连山区冰沟流域积雪分布特征及其属性观测分析 [J]. 冰川冻土, 2009, **31**(2): 284–292.]
- [27] Cuffey K M, Paterson W S B. *The Physics of Glaciers* [M]. 4th ed. Burlington: Butterworth-Heinemann, 2010: 11–28.

Snow properties on different underlying surfaces during snow-melting period in the Altay Mountains: Observation and analysis

ZHANG Wei^{1,2}, SHEN Yongping¹, HE Jianqiao¹, HE Bin³,
Nuerlan Hazaizi³, WU Xuejiao^{1,2}, WANG Guoya⁴

(1. State Key Laboratory of Cryospheric Sciences, Cold and Arid Regions Environmental and Engineering Research Institute, Chinese Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China; 2. University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China; 3. Hydrology and Water Resources Reconnaissance Bureau of Altay Prefecture, Altay 836500, Xinjiang, China; 4. Geologic Hazards Prevention Institute, Gansu Academy of Sciences, Lanzhou 730000, China)

Abstract: The available meteorological and snow data and the snow property data, such as snow density, water content and snow cover temperature on three underlying surfaces (grassland, river ice and cement concrete) from March 8 to 25 in the Irtysh River sources of the Altay Mountains observed by instruments, Snow Fork and portable thermometer (TP3001) were analyzed. It is found that there was almost no effect of underlying surface on the temperature, water content and snow density of the surface snow within 0 to 5 cm; the difference caused by underlying surface appeared at the bottom of the snow cover only. The diurnal variation of temperature at the bottom of snow cover showed “unimodal style” on the grassland and river ice surfaces, but “bimodal style” on the surface of cement concrete; the diurnal variation of water content at the bottom of snow cover was minimum, following by grassland, and the diurnal variation amplitude of water content was maximum on the cement concrete surface; the snow density at the bottom of snow cover gradually increased on grassland and cement concrete surfaces, but decreased on river ice surface. In terms of vertical variations of snow properties, it was revealed that maximum temperatures of the whole snow cover presented at the middle on grassland and cement concrete surfaces, but at the bottom of snow cover on river ice surface. The minimum water content was found at the middle. And the snow density decreased with depth on all three underlying surface. The liquid water was negligible when the snow temperature was below $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$. The liquid water content was below 1% when the snow temperature varied from $-3\text{ }^{\circ}\text{C}$ to $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$. The liquid water content and its amplitude were great, ranging from 0 to 6.2%, when the snow temperature was above $-1\text{ }^{\circ}\text{C}$.

Key words: Altay Mountains; seasonal snow cover; snow density; liquid water content; snow cover temperature; Snow Fork