

文章编号: 1008-2786-(2015)2-173-10

DOI: 10.16089/j.cnki.1008-2786.000023

融雪期天山西部森林积雪表面能量平衡特征

陆 恒^{1,2} 魏文寿³ 刘明哲^{1,4} 洪 雯^{1,2} 韩 茜³

(1. 中国科学院新疆生态与地理研究所, 新疆 乌鲁木齐 830011; 2. 中国科学院大学, 北京 100049;

3. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所, 新疆 乌鲁木齐 830002; 4. 中国科学院天山积雪与雪崩研究站, 新疆 乌鲁木齐 830011)

摘 要: 通过对 2013 年春季中国科学院天山积雪与雪崩研究站站区内阳坡开阔地和阴坡雪岭云杉 80% 和 20% 开阔度林冠下气温、大气湿度、风速以及雪面短波和长波辐射的观测研究, 分析了融雪期不同开阔度林冠下积雪表面能量平衡特征。结果表明: 由于植被影响, 阴坡雪岭云杉林冠下积雪表面净短波辐射和显热明显小于阳坡开阔地, 但净长波辐射损失小于阳坡开阔地。阴坡林冠下积雪表面总能量明显小于阳坡开阔地, 因此阴坡森林积雪融雪开始消融和结束时间明显晚于阳坡开阔地。在阴坡, 林冠开阔度越大, 雪面获得的净短波辐射和显热越大, 但损失的净长波辐射和潜热也越大。不同开阔度林冠下和阳坡开阔地积雪表面的净短波辐射、显热和潜热有相同的日变化特征, 但是森林积雪表面夜晚的显热和潜热多为 0 W/m^2 ; 阴坡森林积雪表面长波辐射日变化特征明显不同于阳坡开阔地雪面。

关键词: 融雪期; 森林积雪; 能量平衡

中图分类号: P343, P426.63

文献标志码: A

积雪和外界环境之间的能量交换决定积雪的融化和蒸凝过程, 这将最终决定积雪的物质平衡。积雪和外界环境之间的能量交换过程包括: 显热和潜热湍流传输、辐射能量传输、降落在积雪表面的降水所导致的热交换以及积雪与土壤之间的热交换。由于植被作用, 改变了林内水汽和风速, 尤其使森林内风速明显减小, 从而影响到森林积雪与大气之间的潜热和显热交换^[1-2]。由于植被对短波辐射的吸收和反射, 使穿过植被空隙到达积雪表面的短波辐射减少^[3-5]。此外植被的凋落物对雪面反射率有重要影响, 随着积雪的不断消融, 这些凋落物将会在积雪表面不断的聚集^[6-7], 使森林积雪表面反射率明显小于无林地区雪面^[8-9]。林冠下积雪表面入射长波辐射主要包括: 穿透植被空隙到达雪面的大气长波

辐射以及植被发射的长波辐射^[10-11]。在太阳高度角较低、多云天或者树干很难被阳光照射的茂密森林中, 树冠温度和气温的差异较小^[11], 植被发射长波辐射较小; 但在冬末, 由于阳光对林冠和树干等的照射, 使树冠温度可明显高于气温^[12], 树冠发射的长波辐射明显增加^[13]。因此林冠下积雪表面的能量平衡与开阔地积雪有明显的区别^[14-15], 这些区别影响着山地生态过程和冰雪水文过程^[16-17]。观测和研究森林积雪表面能量平衡特征, 对开展与水资源管理、土地利用和洪水预警等密切相关的融雪径流研究具有重要意义^[18]。目前国内对林下小气候研究较多, 如丛者福^[19]、郝帅^[20]、马鸿儒^[21]等曾对天山林区小气候进行过观测研究, 吉春容^[5]等对天山中段雪岭云杉林区辐射特征进行了初步的观测研

收稿日期(Received date): 2014-05-15; 改回日期(Accepted): 2014-09-01。

基金项目(Foundation item): 国家科技支撑计划项目(2012BAC23B01), 国家自然科学基金(41271098, 41171066) [National Key Technology Research and Development Program of the Ministry of Science and Technology of China(2012BAC23B01), National Natural Science Foundation of China(41271098, 41171066)]。

作者简介(Biography): 陆恒(1986-) 男, 汉族, 四川广元人, 在读博士生, 研究方向为积雪水文。[Lu Hen, male, from Guangyuan of Sichuan, Ph.D., research fields of snow hydrology.] Tel: 18699150305, E-mail: luhengwzs@163.com

* 通信作者(Corresponding author): 魏文寿, 研究员, 博士生导师。[Wei Wenshou, professor, doctoral tutor.] E-mail: weiwsh@idm.cn

究,但是缺乏林冠下雪面能量平衡的相关研究。中国科学院天山积雪与雪崩研究站(积雪站)位于天山中山带,选择该地区的积雪作为观测对象对中国天山西部中山带森林积雪表面能量平衡研究具有普遍意义。因此本研究通过对融雪期积雪站站区内不同开阔度雪岭云杉林下各气象要素以及雪面辐射收支进行观测,初步分析森林积雪表面的能量平衡特征以及林冠开阔度对雪面能量平衡的影响,研究结果对区域融雪洪水预警、水资源及森林资源的管理和利用等都具有重要意义。

1 研究区概况与研究方法

1.1 研究区概况

积雪站(43°16'N 83°16'E, 1 776 m a. s. l)位于天山西部巩乃斯河谷的中山森林带,站区多年平均气温为 1.3℃,1 月和 7 月的月平均温度分别为 -14.4℃和 13.8℃,多年平均降水量为 867.3 mm,其中冬季固态降水量占年降水量的 30% 以上,多年平均最大积雪深度为 78 cm,最大为 152 cm(2000 年),稳定积雪期可长达半年。研究区地形破碎,切割深度 400~600 m,坡度较大,谷地狭窄,区域内森林主要分布在阴坡,阳坡为山地草原。天山中山森林带是以雪岭云杉(*Picea schrenkiana*)为建群种的单优势植物群落,结构简单,雪岭云杉的重要值[重要值(FIV)=相对多样性(R△)+相对优势度(RB)+相对密度(RD)]为 0.842,主林层由天山雪岭云杉构成,郁闭度大,由于光照限制,林下灌草层均不发达^[22]。应用 Gap Light Analyzer^[23](GLA Version 2.0)软件,对林分全天空照片进行分析,选择林冠开阔度分别为 80% 和 20% 的雪岭云杉林作为森林积雪观测点,选择阳坡径流观测场(无森林覆盖)作为阳坡开阔地积雪观测点。

1.2 研究方法

1.2.1 试验设置

冬季降雪开始前在积雪站阳坡径流场和阴坡开阔度为 80% 和 20% 的雪岭云杉林冠下放置 1 m×1 m×0.04 m 的融雪铁盒,通过 L3 型翻斗式雨量筒对积雪融雪水进行自动收集观测,精度为 ±0.2 mm。雨量筒第一次观测到融水时间作为融雪期开始时间,融雪铁盒以及观测点周围无积雪覆盖作为融雪期结束时间。根据融雪观测记录,阳坡开阔地融雪期时间为 2013-02-23—03-27,在阴坡 80% 和

20% 开阔度林冠下,融雪期时间分别为 2013-03-20—04-26 和 2013-03-13—04-16。

应用 TRM-ZS2 型自动气象站(锦州阳光气象科技有限公司)于 2013-02-23—04-26 对积雪站阳坡径流观测场、阴坡开阔度分别为 20%、80% 的雪岭云杉林下气温(精度为 ±0.1℃)、相对湿度(精度为 ±2%)、风速(±0.3 m/s)、入射和反射短波辐射(精度 <5%)、入射和发射长波辐射(精度 <5%)进行观测,存储间隔时间为 10 min。

1.2.2 雪面总能量

积雪表面能量平衡方程为^[24]

$$Q_m = K + L + H + L_v E + I_{prec} + G \quad (1)$$

式中 Q_m 为雪面收入总能量 (MJ/m²), K 为雪面净短波辐射通量 (MJ/m²), L 为雪面净长波辐射通量 (MJ/m²), H 为雪面显热通量 (MJ/m²), $L_v E$ 为雪面潜热通量 (MJ/m²), I_{prec} 为由降水所携带的能量通量 (MJ/m²), G 为地面与雪层之间的热量交换(在本研究中不考虑)。

1.2.3 雪面显热

雪面显热通量 (H) 可以通过雪面和空气的温度梯度计算^[1]

$$H = \rho_a C_{pa} D_H (T_a - T_{ss}) \quad (2)$$

式中 ρ_a 为空气密度 (kg/m³), C_{pa} 为空气热容 (J/kg·K⁻¹), D_H 为潜热的总体输送系数 (m/s)。

1.2.3 雪面潜热

雪面潜热通量 ($L_v E$) 可以通过大气和雪面水汽压梯度计算^[1]

$$L_v E = \rho_a \lambda_v D_E \frac{0.622}{P} (e_a - e_{ss}) \quad (3)$$

式中 λ_v 为潜热通量 (2.48×10⁶ J/kg), D_E 为潜热的总体输送系数 (m/s), P 为大气压 (kPa), e_a 和 e_{ss} 分别为大气和积雪表面的水汽压 (kPa)。

在中性大气条件下, $D_H = D_E$ ^[25-26]

$$D_H = D_E = \frac{k^2 u_a}{[\ln(\frac{z_a}{z_0})]^2} \quad (4)$$

式中 k 为卡曼常数 (0.40), u_a 为风速 (m/s), z_a 为风速测量高度 (m), z_0 为积雪表面粗糙度 (m)。

1.2.4 降水携带的能量

由降水携带的热量 (I_{prec}) 通过以下公式计算^[24]

$$I_{prec} = \begin{cases} C_{li} p_0 (T_p - 273.15) & (\text{降雨时}) \\ C_v \frac{p_0 f_{ice}}{\gamma_i} (T_p - 273.15) - p_0 L_{li} & (\text{降雪时}) \end{cases} \quad (5)$$

式中 C_l 为水的比热 ($4\,217.7\text{ J/kg} \cdot \text{K}^{-1}$), ρ_0 为降水速率 ($\text{kg/m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$), C_v 为积雪的体积比热容 ($\text{J/kg} \cdot \text{K}^{-1}$), T_p 为降水温度 (K), $T_p = T_a$, L_{li} 为熔解热 (J/kg), f_{ice} 降水中雪晶的质量比例, γ_i 降雪中冰晶部分密度 ($\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$)。

积雪的体积比热容通过下面的公式计算^[27]

$$C_v = 1.9 \times 10^6 \frac{\rho_s}{\rho_i} \quad (6)$$

式中 ρ_s 为新降雪密度 (kg/m^3), ρ_i 为冰的密度 (917 kg/m^3)。降水中雪晶的质量比例 (f_{ice}) 通过下列公式计算^[24]

$$f_{ice} = \begin{cases} 0.0 & T_a > 2.5^\circ\text{C} \\ 0.6 & 2.0^\circ\text{C} < T_a \leq 2.5^\circ\text{C} \\ 1 - (54.62 - 0.2(T_a + 273.15)) & 0.0^\circ\text{C} < T_a \leq 2.0^\circ\text{C} \\ 1.0 & T_a \leq 0.0^\circ\text{C} \end{cases} \quad (7)$$

降雪中冰晶部分密度 (γ_i) 通过下列公式计算^[28]

$$\gamma_i = \begin{cases} 0.0 & T_a > 2.5^\circ\text{C} \\ 189.0 & 2.0^\circ\text{C} < T_a \leq 2.5^\circ\text{C} \\ 50.0 + 1.7(T_a + 273.15)^{1.5} & -15^\circ\text{C} < T_a \leq 2.0^\circ\text{C} \\ 50.0 & T_a \leq -15^\circ\text{C} \end{cases} \quad (8)$$

2 结果与分析

2.1 不同下垫面气温、相对湿度和风速日平均变化特征

图1显示了阳坡开阔地和阴坡不同森林开阔度林冠下日平均气温和相对湿度的变化特征。在不同下垫面日平均气温随时间逐渐增加,且有相同的变

化趋势。阳坡气温高于阴坡林冠下气温,80%开阔度林冠下气温高于20%开阔度,其平均气温分别为 2.19°C 、 1.63°C 和 0.90°C (表1)。不同下垫面间的气温差异随时间逐渐增加,且晴天的气温差异大于多云天和降水天。由于植被和坡向的影响,阳坡气温的极差大于阴坡林冠下,20%开阔度林冠下气温的极差明显小于阳坡和阴坡80%开阔度林冠下。由于气温、植被和融雪时间的差异,林冠下相对湿度大于阳坡开阔地,20%开阔度林冠下相对湿度大于80%开阔度下。由于植被的作用,使得林内风速明显小于阳坡开阔地,阳坡开阔地、80%和20%开阔度林冠下的平均风速分别为 0.93 m/s 、 0.15 m/s 和 0.12 m/s ,其最大风速分别为 4.75 m/s 、 3.23 m/s 和 1.32 m/s ,且林内常出现静风状况。阴坡林下和阳坡开阔地的相对湿度和风速的差异大于气温。

2.2 不同下垫面雪面能量日平均变化特征

2.2.1 不同下垫面雪面总能量和融雪速率日平均变化特征

由于阳坡开阔地和阴坡不同开阔度林冠下气温、相对湿度、风速(表1)以及雪面温度和辐射的差异,使不同下垫面雪面的总能量和融雪速率各异。在阳坡积雪融化初期阶段(2月23—27日),阳坡雪面的总能量大于阴坡林冠下,其日平均值为 24.95 W/m^2 ,而同时期80%和20%开阔度林冠下雪面总能量日平均值为 -10.70 W/m^2 和 1.22 W/m^2 [图2(a)]。随着太阳辐射和气温的增加,阳坡雪面总能量迅速增加,如3月11—27日阳坡开阔地雪面总能量平均值为 47.55 W/m^2 ,阳坡融雪速率明显加快[图2(b)]。在3月24日之前,20%开阔度林冠下雪面总辐射>80%开阔度林冠下,其日平均值分别为 -14.83 W/m^2 和 -0.27 W/m^2 。从3月24日到

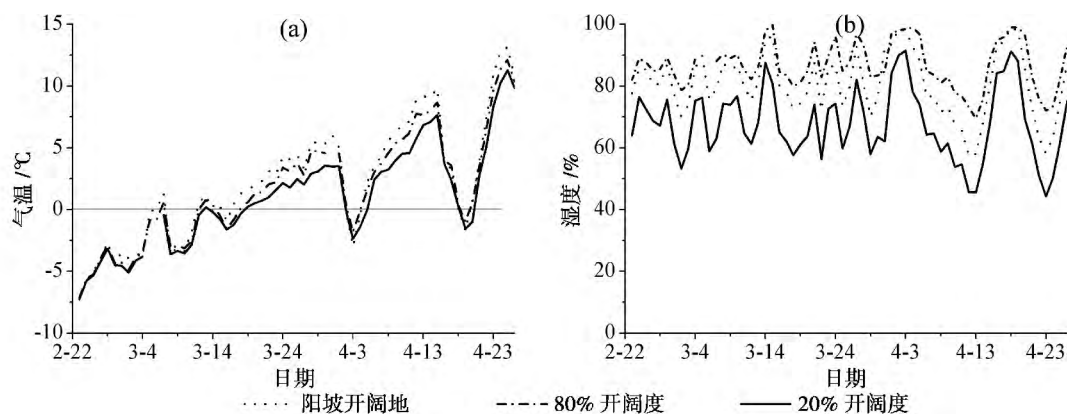


图1 不同下垫面气温(a)和相对湿度(b)日平均变化特征

Fig. 1 The variation characteristics of daily average air temperature(a) and relative humidity(b) in the different underlying surface

表 1 不同下垫面气温、湿度和风速统计特征

Table 1 The statistical characteristics of air temperature ,relative humidity and wind speed in the different underlying surface

下垫面	气温/℃			相对湿度/%			风速/(m/s)		
	平均值	标准差	极差	平均值	标准差	极差	平均值	标准差	极差
80% 开阔度	1.63	0.16	37.73	80.42	0.50	82.10	0.15	0.009	3.23
20% 开阔度	0.90	0.14	33.79	87.34	0.32	64.23	0.12	0.006	1.32
阳坡开阔地	2.19	0.17	38.14	67.64	0.57	86.96	0.93	0.022	4.75

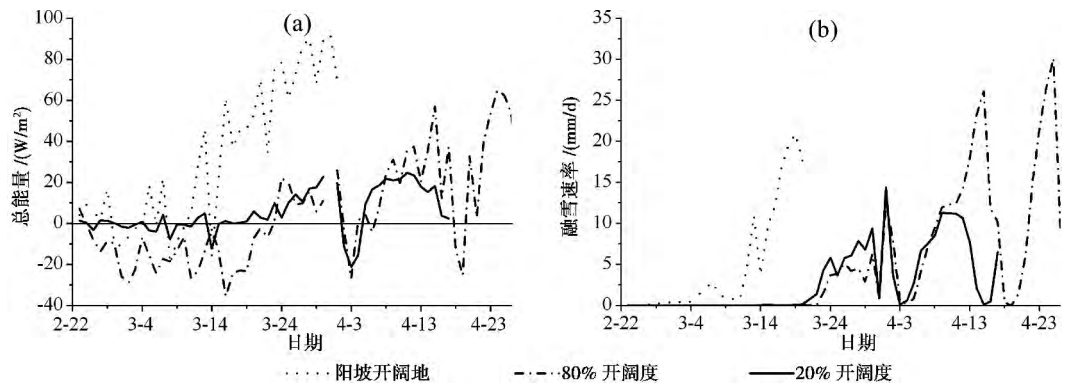


图 2 不同下垫面雪面总能量(a) 和融雪速率(b)

Fig. 2 The total energy (a) and snowmelt rate (b) in the different underlying surface

融雪结束 80% 和 20% 开阔度林冠下雪面总能量日平均值为 20.65 W/m² 和 12.09 W/m²。80% 和 20% 开阔度林冠下雪面总能量日平均分别从 3 月 23 日和 3 月 16 日开始为正值 ,其融雪开始时间则分别为 3 月 20 日和 3 月 13 日 ,融雪开始时间明显晚于阳坡开阔地 [图 2(b) 表 2]。阴坡林冠下积雪的消融时间长于阳坡开阔地 ,80% 开阔度林冠下积雪消融时间长于 20% 开阔度林冠下积雪(表 2)。

2.2.2 融雪期不同下垫面各能量分量日平均变化特征

图 3 显示了融雪期不同下垫面雪面短波辐射、长波辐射、显热和潜热通量日平均值变化特征。在不同下垫面雪面净短波辐射随时间逐渐增加 ,且有相同的变化趋势。但是由于受到地形的遮蔽作用以及植被对短波辐射的吸收和反射等作用 ,阴坡林冠下雪面的净短波辐射明显小于阳坡开阔地 ,20% 开阔度林冠下雪面净短波辐射 < 80% 开阔度。即使阴坡森林积雪融雪开始和结束时间比阳坡开阔地晚 20 ~ 30 d ,但在整个融雪期 ,80% 和 20% 开阔度林冠下雪面的净短波辐射累积值分别为 127.68 MJ/m² 和 23.11 MJ/m² ,明显小于阳坡开阔地的 160.33 MJ/m²。通常植被的表面温度高于气温 ,特别是当植被被太阳直射时。此外 ,由于植被接近于黑体 ,其

长波辐射率高于大气 ,因此林冠下雪面的净长波辐射大于阳坡开阔地 ,且森林的开阔度越小 ,其净长波辐射越大 [图 3(b)]。在 20% 开阔度林冠下融雪期雪面的净长波辐射为正值 ,在阳坡开阔地和 80% 开阔度林冠下雪面净长波辐射则通常为负值。在整个融雪期 ,阳坡开阔地、阴坡 80% 和 20% 开阔度林冠下雪面净长波辐射累积值分别为 -113.32 MJ/m²、-47.10 MJ/m² 和 9.82 MJ/m²。阳坡开阔地、阴坡 80% 和 20% 开阔度林冠下雪面净辐射累积值分别为 47.10 MJ/m²、80.58 MJ/m² 和 32.93 MJ/m²。因此 ,植被的作用改变了不同下垫面雪面的辐射状况 ,80% 开阔度林冠下雪面净辐射甚至可以大于阳坡开阔地。在融雪期 ,雪面温度通常小于气温 ,因此雪面显热为正值。随着气温不断增加 ,雪面获得的显热也不断增加 ,不同下垫面的雪面显热有相同的变化趋势。由于阳坡开阔地风速和气温高于林下 ,因此阳坡开阔地雪面显热明显大于阴坡林冠下雪面 ,而不同开阔度林冠下雪面的显热差异则较小 [图 3(c)]。整个融雪期 ,阳坡开阔地、阴坡 80% 和 20% 开阔度林冠下雪面显热累积值分别为 56.37 MJ/m²、4.20 MJ/m² 和 5.58 MJ/m²。在降水天 ,气温降低 ,雪面和空气之间的温度梯度减小 ,因此雪面显热减小。由于阳坡的大气相对湿度小于林冠下 ,且气

温较高[图 1 (a)],因此阳坡开阔地雪面的升华作用比阴坡林冠下雪面强烈。阳坡开阔地雪面的潜热为负值,雪面损失潜热随时间逐渐增加。在整个融雪期阳坡开阔地雪面累计潜热为 -23.53 MJ/m^2 。在阴坡林冠下雪面,大气湿度较大,而且气温较低,雪面的潜热损失较小,在 80% 和 20% 开阔度林冠下雪面的潜热累积值分别为 -27.20 MJ/m^2 和 -7.88 MJ/m^2 ,森林开阔度越小其潜热损失越小。80% 开阔度林冠下积雪消融开始和结束时间比阳坡开阔地分别晚 26 d 和 30 d,其融雪期平均气温比阳坡融雪期气温平均高 4.96°C ;此外,在夜晚阳坡径流场雪面通常有水汽凝结,潜热为正值,阳坡径流场整个融雪的由于夜晚水汽凝结获得潜热为 2.80 MJ/m^2 ,而

夜晚阴坡林冠下则多出现静风,整个融雪期由于水汽凝结获得潜热仅为 0.04 MJ/m^2 ,因此 80% 开阔度林冠下融雪期雪面损失的潜热大于阳坡雪面。

由于植被对降雪和降雨的拦截作用,使得阳坡和阴坡不同开阔度林冠下雪面由降水携带的能量各异。降雪时气温较低,因此降雪时雪面通常发生能量损失,不利于积雪消融,图 2 中显示的融雪速率减小则为降雪所导致的;降雨时雪面则吸收能量,有利于积雪的消融。图 4 显示了不同下垫面雪面接收由降水携带的能量,其降水量越大,不同下垫面雪面接收的能量差异越大,例如在 2 月 28 日,阳坡开阔地降水量为 0.8 mm ,阳坡开阔地、阴坡 80% 和 20% 开阔度林冠下雪面由于降雪损失的能量分别为 -0.28

表 2 融雪期不同下垫面雪面累积净短波辐射(K)、净长波辐射(L)、显热(H)、潜热(L_vE)和总能量(Q_m)
Table 2 The accumulative net shortwave radiation (K), net longwave radiation (L), sensible heat fluxes (H), latent heat fluxes (L_vE) and total heat fluxes (Q_m) on snow surface in the different underlying surface during snowmelt period $/(\text{MJ/m}^2)$

	融雪开始时间	融雪结束时间	融雪天数	K	L	H	L_vE	Q_m
阳坡开阔地	2 月 23 日	3 月 27 日	33	160.33	-113.32	56.37	-23.53	71.13
80% 开阔度	3 月 20 日	4 月 26 日	38	127.68	-47.10	4.20	-27.20	42.17
20% 开阔度	3 月 13 日	4 月 16 日	35	23.11	9.82	5.58	-7.88	25.38

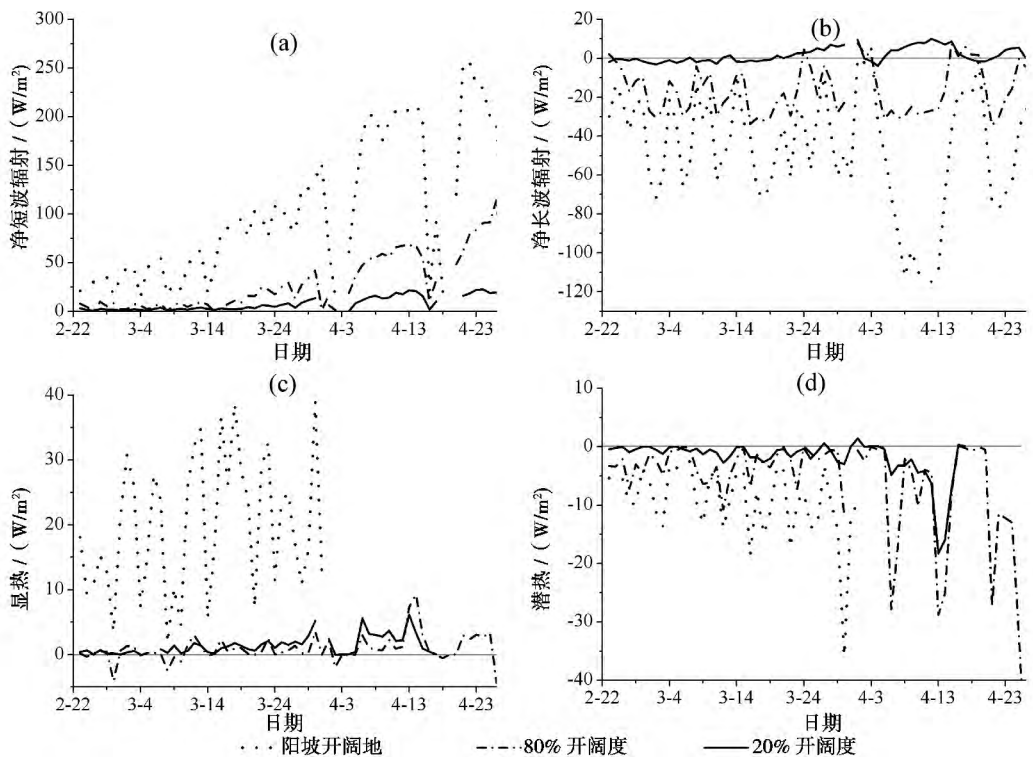


图 3 融雪期不同下垫面雪面日平均净短波辐射(a)、净长波辐射(b)、显热(c)和潜热(d)变化特征
Fig. 3 The variation characteristics of the daily average values of net shortwave radiation (a), net longwave radiation (b), sensible heat fluxes (c) and latent heat fluxes (d) on snow surface in the different underlying surface during snowmelt period

MJ/m^2 、 $-0.17 \text{ MJ}/\text{m}^2$ 和 $-0.04 \text{ MJ}/\text{m}^2$; 3 月 14 日降水量为 8.3 mm , 阳坡开阔地、阴坡 80% 和 20% 开阔度林冠下雪面由降雪损失的能量分别为 $-2.48 \text{ MJ}/\text{m}^2$ 、 $-2.25 \text{ MJ}/\text{m}^2$ 和 $-1.17 \text{ MJ}/\text{m}^2$ 。

2.3 不同下垫面雪面能量日变化特征

图 5 ~ 图 7 显示了不同下垫面不同时期雪面各能量的日变化特征。在阳坡开阔地融雪前期(阴坡林冠下积雪还未开始融化),不同下垫面雪面净短波辐射有相同的变化趋势,晴天(3 月 2 日—3 日)正午时刻最大,多云或者阴天(3 月 4 日)雪面的净短波辐射则会减小,同时日变化也可能不会呈现晴天的单峰型[图 5(a)]。在晴天白天,由于雪面的长波发射率高于大气,而夜晚雪面温度显著下降,因此在阳坡开阔地和 80% 开阔度林冠下雪面白天长波辐射损失大于夜晚。在 20% 开阔度林冠下雪面,夜晚则为负值,但白天的净长波辐射为正值。在多云或阴天,不同下垫面雪面的净长波辐射日较差减小,在夜晚则可能出现正值[图 5(b)]。在该时期,由于不同下垫面气温差异较小[图 1(a)],其显热差异主要由风速所致。晴天显热大于多云或阴天,晴天在 16:00 左右出现最高值,与气温有相同的日变化趋势,但由于受风速的影响,在一天中也可能出现几个次高值。阳坡开阔地雪面显热最大值 $> 90 \text{ W}/\text{m}^2$,林冠下白天雪面显热最大值 $< 20 \text{ W}/\text{m}^2$,由于夜晚多为静风状况,因此夜晚森林积雪表面显热多为 $0 \text{ W}/\text{m}^2$ [图 5(c)]。不同下垫面雪面的潜热有相同的变化趋势,白天潜热为负值,但通常白天阳坡雪面损失的潜热小于雪面获得的显热,森林积雪表面雪面损失潜热大于雪面获得的显热。在夜晚由于水汽凝华,雪面潜热为正值,但潜热通量非常小,阳坡常 $< 10 \text{ W}/\text{m}^2$,森林积雪表面潜热常为 $0 \text{ W}/\text{m}^2$ [图 5(d)]。

随着太阳辐射和气温的增加,在阴坡森林积雪消融初期和阳坡积雪消融中后期,雪面接受日照时间增长,短波辐射,长波辐射和显热与前期有相同的变化趋势,但是值均大于前期[图 6(a) ~ (c)]。该时期,阳坡开阔地雪面白天蒸发和夜晚的凝结均增加,但是全天雪面的潜热损失大于前期,阴坡森林积雪表面仍以白天的蒸发为主,潜热损失也大于前期[图 6(d)]。随着阳坡积雪的完全消融,阴坡林冠下雪面消融速度加快,在该阶段日照时间能达到 13 h。此外由于受植被凋落物的影响,林冠下雪面反射率较低,因此林冠下雪面接受净短波辐射显著增加,

例如在 80% 开阔度林冠下雪面的净短波辐射最大值能超过 $500 \text{ W}/\text{m}^2$ 。由于受到光斑的影响,20% 开阔度林冠下短波辐射日变化出现多峰型[图 7(a)]。由于太阳辐射对植被冠层的加热作用,在 80% 开阔度林冠下雪面白天净长波辐射将出现正值,但是持续时间较短,在 20% 开阔度林冠下雪面接受的净长波辐射增加,夜晚雪面发射的长波辐射减小,在夜晚雪面净长波辐射甚至也能为正值[图 7(b)]。该时期,森林积雪表面的获得的显热和潜热损失均大于前期,由于风速的影响,20% 开阔度林冠下雪面的显热可能会 $> 80\%$ 开阔度林冠下雪面,但晴天雪面损失的潜热则远 $< 80\%$ 开阔度林冠下雪面[图 7(d)]。

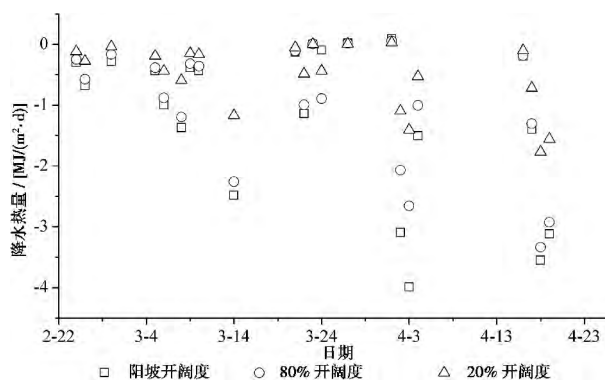


图 4 不同下垫面雪面由降水携带的能量

Fig. 4 The Energy supplied by precipitation in the different underlying surface

3 讨论

不同下垫面积雪表面能量收支特征主要受地形和植被特征影响。本研究区地形复杂,不同坡向的植被差异明显,因此不同下垫面积雪表面能量收支差异较大。目前大量的研究表明: 1. 在不同地区开阔地(无林地区)融雪期,净辐射和净湍流占雪面总能量的比例差异较大,如 de la Casiniere 分析表明在阿尔卑斯山区布朗士山谷中净辐射占融雪期雪面总能量的 100%^[29],Calanca、Marks 和 Aizer 等人对乌鲁木齐一号冰川、内华达山脉翡翠湖和 Susamir 山谷等区域的观测表明净辐射占融雪期雪面总能量的 66% ~ 88%^[30-32],而在新西兰的 Temple 盆地净辐射则仅占融雪期雪面总能量的 16%^[33],本研究区阳坡开阔地雪面净辐射和净湍流分别占融雪期阳坡雪面总能量的 58.87% 和 41.13%。2. 几乎所有的

研究均表明净辐射是融雪期森林积雪表面最主要的能量来源,且显热通量大于潜热通量,净湍流为正值^[34-37]。本研究区净辐射同样是融雪期阴坡森林积雪表面能量的主要来源,且净辐射占总能量的比例大于阳坡开阔地。但是雪面的潜热损失大于获得的显热,净湍流为负值(图6~7)。这主要是由两个

方面原因所导致的,首先地形作用使研究区风速较小(表1),且夜晚大气层结较稳定使夜晚风速较小,尤其是雪岭云杉林下风速(表3),因此森林积雪表面的潜热交换主要发生在白天,以损失潜热为主;其次融雪期阴坡雪岭云杉林下白天气温较高,使大气相对湿度和实际水汽压减小,从而使雪面潜热损失增加。

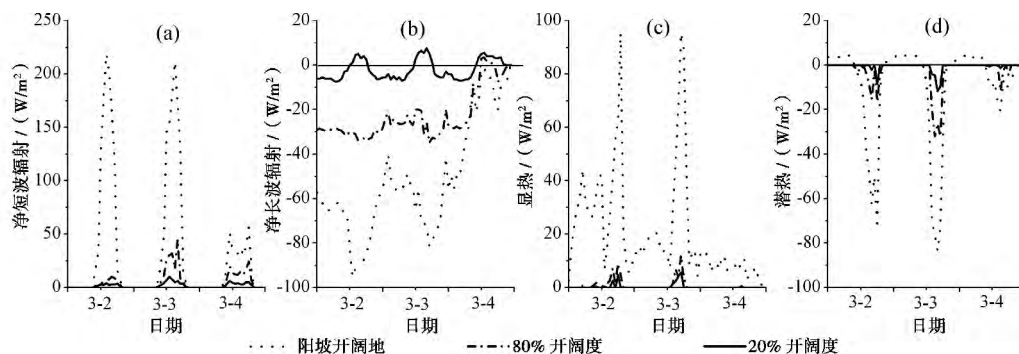


图5 3月2日~3月4日不同下垫面净短波辐射(a)、净长波辐射(b)、显热(c)和潜热(d)日变化特征

Fig. 5 The daily variation characteristics of net shortwave radiation (a), longwave radiation (b), sensible heat fluxes (c) and latent heat fluxes (d) in the different underlying surface from Mar 2 to Mar 4

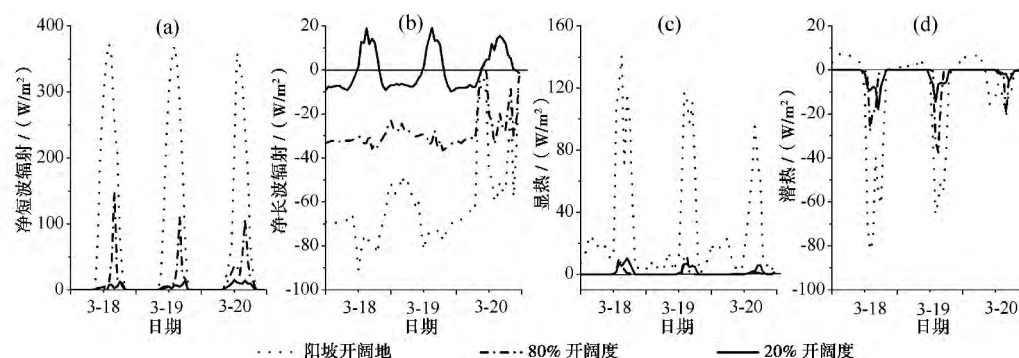


图6 3月18日~3月20日不同下垫面净短波辐射(a)、净长波辐射(b)、显热(c)和潜热(d)日变化特征

Fig. 6 The daily variation characteristics of net shortwave radiation (a), longwave radiation (b), sensible heat fluxes (c) and latent heat fluxes (d) in the different underlying surface from Mar 18 to Mar 20

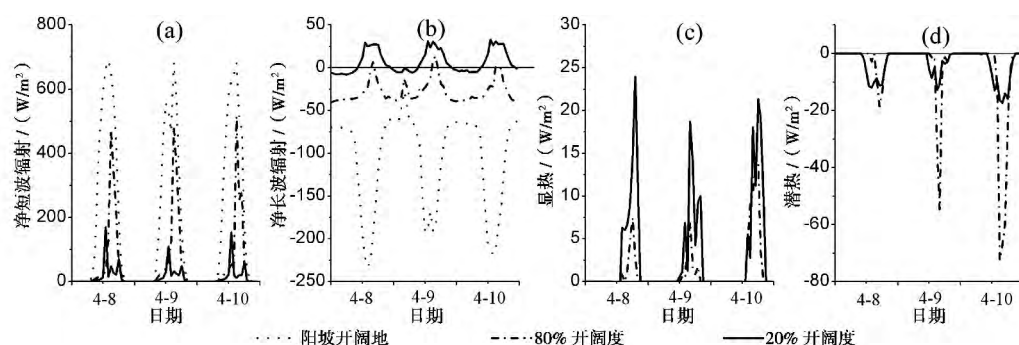


图7 4月8日~4月10日不同下垫面净短波辐射(a)、净长波辐射(b)、显热(c)和潜热(d)日变化特征

Fig. 7 The daily variation characteristics of net shortwave radiation (a), longwave radiation (b), sensible heat fluxes (c) and latent heat fluxes (d) in the different underlying surface from Apr 8 to Apr 10

表3 不同下垫面日间和夜间平均风速

Table 3 The average wind spend during daytime and nighttime

/(m/s)

下垫面	日间风速			夜间风速		
	平均值	标准差	极差	平均值	标准差	极差
阳坡开阔地	1.16	0.87	4.75	0.57	0.53	3.15
80% 开阔度	0.265	0.456	2.32	0.015	0.052	0.55
20% 开阔度	0.179	0.172	0.80	0.010	0.033	0.32

森林对降雪的拦截作用使林冠下的积雪量减小,同时还影响林下雪面的能量收支,因此森林开阔度决定了森林积雪的消融过程。Metcalf 等人研究表明,林冠开阔度越大,林下积雪消融速率越大^[38];另一些研究则表明,森林积雪融雪速率并不一定随林间采伐迹地尺寸增加而增加^[39-40]。通常林冠开阔度(林间采伐迹地)越大,林冠拦截的降雪越少,林下雪水当量越大,在一定程度上使融雪速率减小,融雪期延长^[41]。但另一方面,林冠开阔度越大,林下积雪表面净短波辐射和风速越大,雪面总能量越大,融雪速率越大。相反,林冠开阔度越小,林下雪面总能量越小,积雪消融速率越小。但较小的积雪深度,却也有利于积雪含水率的增加和融水下渗,使融雪速率增加。因此,在融雪期不同阶段,不同开阔度林冠(林间采伐迹地)下雪面能量收支和积雪深度不同,使林下积雪融雪速率和消融时间各异。本研究表明,林冠开阔度越大,林下雪水当量也越大,在一定程度上有利于积雪消融的推迟。因此,可通过对森林资源的合理管理,例如合理的采伐和抚育,从而影响融雪径流,提高干旱区水资源利用效率,其关键在于通过对林下雪水当量和雪面能量收支特征进行分析,确定合适的林冠开阔度(采伐迹地尺寸)。此外,由于研究区下垫面特征复杂,不同下垫面的雪水当量以及雪面能量收支差异较大,其积雪消融特征可能各异,如在 20% 开阔地林冠下,夜晚雪面长波辐射损失较小,有利于融雪的进行和持续,使融雪径流的日变化减小;而阳坡开阔地雪面夜晚长波损失大,雪层重新冻结,融雪速率减小,使融雪径流的日变化增加。因此在对融雪过程进行模拟时,应充分的考虑到由于下垫面性质不均一性导致的雪面能量收支差异,才能准确反映研究区域的融雪特征。此外,由于开阔地和森林积雪表面的能量收支差异,使融雪过程对可能出现的气候变化响应也不一致,如阳坡雪面融雪期总能量中显热比重大

于阴坡森林积雪,因此气温增加对阳坡开阔地积雪消融的影响要比对森林积雪消融影响显著。

4 结论

1. 由于植被作用,阴坡林冠下温度和风速低于阳坡开阔地,湿度大于阳坡;林冠下雪面的显热通量明显小于阳坡开阔地。植被一方面减小了林下雪面净短波辐射,同时也使林下雪面净长波辐射损失减小。阳坡开阔地雪面的潜热损失 < 80% 开阔度林冠下雪面,但却 > 20% 开阔度处。阳坡雪面由于降雨作用损失或获取的能量大于阴坡林冠下雪面。

2. 在阴坡 80% 开阔度林冠下雪面获得的净短波辐射和显热,以及损失的潜热明显高于 20% 开阔度处;在 80% 开阔度林冠下雪面的净长波辐射为负值,但在 20% 开阔度林冠下雪面却通过净长波辐射获取能量。80% 开阔度林冠下雪面由于降雨而损失或获取的能量 > 20% 开阔度处,且降水量越大,二者之间的能量收支差异越大。

3. 阴坡林冠下和阳坡开阔地积雪表面净短波辐射、显热和潜热随时间逐渐增加,且有相同的日变化特征。晴天,净短波辐射正午时刻最大,日变化呈单峰型;多云或阴天的日变化不一定表现为单峰型;雪面显热全天为正值,与气温有相同的日变化趋势;通常白天雪面损失潜热,夜晚获得潜热;受风速的影响,在一天中潜热和显热可能出现几个次高值,且夜晚林下雪面显热和潜热常为 0 W/m^2 。阳坡雪面长波辐射全天均为负值,阴天或者多云天长波辐射损失减小,甚至可能出现正值,但在 20% 开阔度林冠下雪面净长波辐射白天为正值,夜晚为负值,且夜晚长波辐射损失随时间逐渐减小,白天雪面净长波辐射为正值的时间逐渐增长,且值逐渐增加;80% 开阔度林冠下雪面净长波辐射由全天负值逐渐转变为白天出现正值。

参考文献(References)

- [1] Boons. Snow ablation energy balance in a dead forest stand [J]. Hydrological processes, 2009, 23: 2600 - 2610
- [2] Marks D, Winstral A, Flerchinger G, et al. Comparing simulated and measured sensible and latent heat fluxes over snow under a pine canopy to improve an energy balance snowmelt model [J]. Journal of Hydrometeorology, 2008, 9(6): 1506 - 1522
- [3] Harding R, Pomeroy J. The energy balance of the winter boreal landscape [J]. Journal of Climate, 1996, 9: 2778 - 2787
- [4] Li Weiping, Sun Shufen, Liu Xin, et al. A case study of the influ-

- ence of needle leaf forest canopy on the radiation Transfer over Alps Mountain[J]. Plateau Meteorology, 2008, 27(4): 749–756. [李伟平, 孙淑芬, 刘新, 等. 阿尔卑斯山杉林冠层影响辐射传输的个例分析[J]. 高原气象, 2008, 27(4): 749–756]
- [5] Ji Chunrong, Zou Chen, Fan Ziang, et al. Radiation characteristics of *Picea Schrenkiana* forest area in middle Tianshan mountains of China[J]. Journal of Arid Land Resource and Environment, 2011, 25(12): 82–88 [吉春容, 邹陈, 范子昂, 等. 天山中段雪岭云杉林区辐射特征分析[J]. 干旱区资源与环境, 2011, 25(12): 82–88]
- [6] Hardy J, Davis R, Jordan R, et al. Snow ablation modelling in a mature aspen stand of the boreal forest[J]. Hydrological processes, 1998, 12: 1763–1778
- [7] Hardy J, Melloh R, Robinson P, et al. Incorporating effects of forest litter in a snow process model[J]. Hydrological Processes, 2000, 14(18): 3227–3237
- [8] Barry R, Prevost M, Stein J, et al. Application of a snow cover energy and mass balance model in a balsam fir forest[J]. Water Resources Research, 1990, 26(5): 1079–1092
- [9] US Army Corps of Engineers. Snow hydrology: summary report of the snow investigations[R]. North Pacific Division. Corps of Engineers: Portland. OR, 1956: 358
- [10] Link T, Marks D. Distributed simulation of snowcover mass – and energy-balance in the boreal forest[J]. Hydrological Processes, 1999, 13(14): 2439–2452
- [11] Pomeroy J W, Marks D, Link T, et al. The impact of coniferous forest temperature on incoming longwave radiation to melting snow[J]. Hydrological Processes, 2009, 23(17): 2513–2525
- [12] Rowlands A, Pomeroy J, Hardy J, et al. Small-scale spatial variability of radiant energy for snowmelt in a mid-latitude sub-alpine forest[G]//Proceedings from the 59th Eastern Snow Conference, 2002: 109–117
- [13] Ellis C. Radiation and snowmelt dynamics in mountain forests[D]. Saskatoon: University of Saskatchewan, 2011.
- [14] Hedstrom N R, Pomeroy J W. Accumulation of intercepted snow in the boreal forest: measurement modeling[J]. Hydrological Processes, 1998, 12: 1966–1973
- [15] Niu G Y, Yang Z L. Effects of vegetation canopy processes on snow surface energy and mass balances[J]. Journal of Geophysical Research, 2004, 109, D23111.
- [16] Murray C D, Buttle J M. Impacts of clearcut harvesting on snow accumulation and melt in a northern hardwood forest[J]. Journal of Hydrology, 2003, 271: 197–212
- [17] Jiao Jian, Xie Yun, Lin Yan, et al. Study on snowmelt runoff and sediment yields in Northeast China[J]. Geographical Research, 2009, 28(2): 333–344. [焦剑, 谢云, 林燕, 等. 东北地区融雪期径流及产沙特征分析[J]. 地理研究, 2009, 28(2): 333–344]
- [18] Ellis C R, Pomeroy J W. Estimating sub-canopy shortwave irradiance to melting snow on forested slopes[J]. Hydrological Processes, 2007, 21(19): 2581–2593
- [19] Cong Zhefu. A microclimatic Observation on *Picea Schrenkiana* Var. *tianshanica* Forest in middle forest zone of northern slope of Tianshan Mountain[J]. Journal of Xinjiang Agricultural University, 1997, 20(3): 23–28 [丛哲福. 天山北坡中部林区天山云杉林小气候观测. 新疆农业大学学报[J]. 1997, 20(3): 23–28]
- [20] Hao Shuai, Liu Ping, Zhang Yutao, et al. Research of microclimatic characters of Tianshan Mountain spruce forest in the middle lation of Tianshan Mountain[J]. Journal of Xinjiang Agricultural University, 2007, 30(1): 48–52 [郝帅, 刘萍, 张毓涛, 等. 天山中段天山云杉森林小气候特征研究[J]. 新疆农业大学学报, 2007, 30(1): 48–52]
- [21] Ma Hongru, Ji Chunrong, Li Xinjian, et al. Observation and analysis on microclimate in the nature forest zone in the central Tianshan Mountains[J]. Arid Zone Research, 2011, 28(2): 251–254 [马鸿儒, 吉春容, 李新建, 等. 天山中部白杨沟天然林区森林小气候观测与研究[J]. 干旱区研究, 2011, 28(2): 251–254]
- [22] Zhang Zhen, Liu Ping, Ding Yi, et al. Species compositions and spatial distribution pattern of tree individuals in the schrenk spruce forest, northwest China[J]. Journal of Nanjing Forestry University: Natural Science Edition, 2010, 34(5): 157–160 [张震, 刘萍, 丁易, 等. 天山云杉林物种组成及其种群空间分布格局[J]. 南京林业大学学报: 自然科学版, 2010, 34(5): 157–160]
- [23] Frazer G, Canham C, Lertzman K. Gap Light Analyzer (GLA), Version 2.0: Imaging software to extract canopy structure and gap light transmission indices from true-colour fisheye photographs, users manual and program documentation[R]. Simon Fraser University, Burnaby, British Columbia, and the Institute of Ecosystem Studies, Millbrook, New York, 1999.
- [24] Jin J, Gao X, Sorooshian S, Yang Z L, et al. One-dimensional snow water and energy balance model for vegetated surfaces[J]. Hydrological Processes, 1999, 13(14): 2467–2482
- [25] Andreas E. Parameterizing scalar transfer over snow and ice: A review[J]. Journal of Hydrometeorology, 2002, 3(4): 417–432
- [26] Male D, Gray D. Handbook of Snow, Principles, Processes, Management and Use[M]. Toronto: Pergamon Press, 1981: 360–436
- [27] Verseghy D. CLASS – A Canadian land surface scheme for GCMs. I. Soil model[J]. International Journal of Climatology, 1991, 11(2): 111–133
- [28] LaChapelle E. Properties of snow[R]. Prepared for Hydrologic Systems course presented by College of Forest Resource, Nov. 17–18. Seattle: University of Washington, 1969: 21
- [29] de la Casiniere A. Heat exchange over a melting snow surface[J]. Journal of Glaciology, 1974, 13: 55–72
- [30] Calanca P, Heuberger R. Energy balance[M]. Glacial Climate Research in the Tianshan. A. Ohmura A, Lang H, Blumer F, et al (Eds). Zurcher Geographische Schriften, Vol. 38, ETH Geographisches Institut, 1990: 60–70
- [31] Marks D, Dozier J. Climate and energy exchange at the snow surface in the alpine region of the Sierra Nevada. Part III: Snow cover energy balance[J]. Water Resource Research, 1992, 28, 3043–3054
- [32] Aizen V, Aizen E, Melack J. Snow distribution and melt in central Tien Shan, Susamir Valley[J]. Arctic and Alpine Research, 1997: 403–413

- [33] Moore R , Owens I. Controls on advective snowmelt in a maritime alpine basin [J]. *Journal of Climate Application Meteorology* , 1984: 23 ,135 – 142
- [34] Davis R , Hardy J , Ni W , et al. Variation of snow cover ablation in the boreal forest: A sensitivity study on the effects of conifer canopy [J]. *Journal of Geophysical Research* ,1997 ,102(D24) :29389 – 29395
- [35] Hardy J , Davis R , Jordan R , et al. Snow ablation modeling at the stand scale in a boreal jack pine forest [J]. *Journal of Geophysical Research* , 1997 , 102(D24) : 29397 – 29405
- [36] Koivusalo H , Kokkonen T. Snow processes in a forest clearing and in a coniferous forest [J]. *Journal of Hydrology* , 2002 , 262(1 – 4) : 145 – 164
- [37] Link T , Marks D. Point simulation of seasonal snow cover dynamics beneath boreal forest canopies [J]. *Journal of Geophysical Research* , 1999 , 104(D22) : 27841 – 27857
- [38] Metcalfe R , Buttle J. A statistical model of spatially distributed snowmelt rates in a boreal forest basin [J]. *Hydrological Processes* , 1998 ,12: 1701 – 1722
- [39] Berry G , Rothwell R. Snow ablation in small forest openings in southwest Alberta [J]. *Canadian Journal of Forest Research* , 1992 ,22(9) : 1326 – 1331
- [40] Suzuki K , Ohta T , Kojima A , et al. Variations in snowmelt energy and energy balance characteristics with larch forest density on Mt Iwate , Japan: observations and energy balance analyses [J]. *Hydrological Processes* , 1999 , 13(17) : 2675 – 2688
- [41] Buttle J , McDonnell J. Modelling the areal depletion of snowcover in a forested catchment [J]. *Journal of Hydrology* , 1987 , 90(1 – 2) : 43 – 60

The Characteristic of Energy Budget on Snow Surface beneath *Picea Schrenkiana* Forest in the West Tianshan Mountains of China during Snowmelt Period

LU Heng^{1 2} , WEI Wenshou³ , LIU Mingzhe^{1 4} , HAN Xi³ , HONG Wen^{1 2}

(1. Xinjiang Institute of Ecology and Geography , Chinese Academy of Sciences , Urumqi 830011 , China;

2. Graduate School University of Chinese Academy of Sciences , Beijing 100049 , China;

3. Institute of Desert Meteorology , CMA , Urumqi 830002 , China;

4. Tianshan Station for snow & Avalanche Research , Urumqi 830011 , China)

Abstract: Air temperature , relative humidity , wind speed , shortwave and longwave radiation beneath 80% and 20% canopy openness forest (shady slope) and in runoff field (sunny slope) were measured in Tianshan Research Station for Snow Cover and Avalanche of Chinese Academy of Sciences in the spring of 2013. The characteristics of energy budget on forest snow surface during snowmelt period were analyzed. The results showed , due to the effect of forest , the net shortwave radiation and sensible heat flux on snow surface beneath forest canopy at the shady slope were significantly lower than that at open site at sunny slope , but the loss of net longwave radiation on snow surface beneath forest canopy was lower than that at open site. The total energy heat flux on snow surface beneath forest canopy was significantly lower than that at open site , thus , the start and end time of snow melt beneath forest canopy were significantly later than that at open site. Beneath forest canopy at shady slope , the larger the forest canopy was , the higher the gain of sensible heat flux and net shortwave radiation were , the higher the loss of latent heat flux and net longwave radiation were. The daily variation of net shortwave radiation , sensible heat flux , latent heat flux on snow surface beneath different canopy openness forest and on sunny slope was similar , but the sensible heat flux and latent heat flux on snow surface beneath forest at nighttime were almost equal to 0 W/m². Under the influence of vegetation , the daily variation of longwave radiation on snow surface beneath forest was significantly different with the daily variation in sunny slope.

Key words: snowmelt period; forest snow; energy budget