

⑨

雪面辐射温度预测模型*

张建奇 方小平 张海兴 杨威

(西安电子科技大学技术物理系, 陕西, 西安, 710071)

朱长纯[†]

(西安交通大学电信学院电子工程系, 陕西, 西安, 710049)

P426.63

TN2

A **摘要** 根据雪覆盖层的热量平衡方程, 建立了雪表面辐射温度的预测模型. 利用气象参数、雪层热物性参数和雪面辐射参数, 模拟计算了雪面辐射温度随时间的变化. 同时, 给出了模型对主要输入参数的灵敏度分析.

关键词 雪覆盖层, 辐射温度, 理论模型.

红外辐射

引言

通过对地物、大气和红外系统结合起来的红外辐射模型的研究, 不但具有十分重要的军事用途, 而且在地质学、气象学、农作物估产、环境监测及遥感领域也受到国内外学者的关注. 对于无植被覆盖的光裸地表, 模型研究主要集中在土壤、岩石和水泥或沥青路面上^[1,2]. 雪覆盖层的研究主要集中在融雪量预测, 另外, 对于雪面热辐射特性也进行了初步的测量和理论分析^[3].

雪覆盖层是一种特殊的地物, 它和环境间的能量交换与一般的光裸地表类似, 但由于太阳短波辐射向其内部的穿透以及雪层与下方地表介质的热传导, 雪层内部会发生融雪出现自由水, 同时, 由于夜间冷却, 靠近雪表面的自由水可再结冰, 这些发生在雪层的特殊现象, 使得热模型的建立必须采用特殊的处理方式和计算方法. Kuhn^[4]研究了融雪的开始或结束条件, 指出雪可以在低于-10℃的气温下融化, 同时可在高达10℃时保持冰状, 气温不是决定融雪量的唯一条件. 为了利用日常气象观测数据预测融雪量, Kondo^[5]提出了一种基于雪覆盖层热平衡方程的简单模型. 然而, 在此模型中, 假设了雪层最下方的温度恒为0℃, 即认为雪层最下方总是出现融雪的. 同时, 假定雪层内部由底部到表面的温度变化是线性的. 这种假设可以简化雪层融雪量的计算, 但用于雪层表面热辐射的模拟和预测会带来较大的误差.

本文以整个雪覆盖层的热平衡方程为基础, 建立了雪面热红外辐射特性预测模型. 模型考虑了雪层与其下方介质间的热传输、入射太阳短波辐射在雪层中的穿透以及雪层中自由水的夜间结冰, 可以同时计算表面辐射温度和雪层温度分布.

* 国家自然科学基金资助项目, 编号 69377015
本文 1996 年 5 月 14 日收到, 修改稿 1996 年 12 月 17 日收到

1 热平衡方程

雪表面与环境间的热交换主要是太阳短波辐射、大气向下的长波辐射、雪表面热辐射、显热和潜热交换等。取 z 坐标方向向下,雪表面温度由下式决定

$$C_s \frac{\partial T}{\partial z} dz = \lambda_s \left(\frac{\partial T}{\partial z} \right)_{z=0} + [(\mu I \exp(-\mu z) - L_F F)] dz + \epsilon_s E_{sky} - \epsilon_s \sigma T_s^4 - H - LE; \quad (1)$$

在雪层内部,温度分布方程为

$$C_s \frac{\partial T}{\partial z} = \lambda_s \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} + \mu I \exp(-\mu z) - L_F F; \quad (2)$$

在雪层下方的介质内部,温度分布方程为

$$C_g \frac{\partial T}{\partial z} = \lambda_g \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}; \quad (3)$$

在式(1)~(3)中, T 为温度(K); C_s 、 C_g 分别为雪层及雪层下方介质的容积热容量($J \cdot K^{-1} \cdot m^{-3}$); λ_s 、 λ_g 为雪及雪下方介质的传导率($W \cdot m^{-1} \cdot K^{-1}$); μ 为雪层内部太阳辐射衰减系数(m^{-1}); $I = (1 - \alpha) E_{sun}$ 为雪表面处的入射太阳辐射($W \cdot m^{-2}$), α 为雪表面反照率, E_{sun} 为太阳短波辐射照度($W \cdot m^{-2}$); L_F 为冰的融解潜热($J \cdot kg^{-1}$); F 为单位时间的融雪量($kg \cdot m^{-2} \cdot s^{-1}$); ϵ_s 为雪表面的发射率; E_{sky} 为大气长波辐射照度($W \cdot m^{-2}$); σ 为斯蒂芬-玻耳兹曼常数; T_s 为雪面温度(K); H 为显热通量($W \cdot m^{-2}$); LE 为潜热通量($W \cdot m^{-2}$)。

太阳短波辐射照度 E_{sun} 和大气长波辐射照度 E_{sky} 可以由测量提供,也可以通过模型估算^[1,6]。显热能量 H 和潜热通量 LE 由下式给出

$$H = C_p \rho_a C_H U_a (T_s - T_a) \quad (4)$$

$$LE = L \rho_a C_E U_a [q_s(T_s - q_a)] = L \rho_a C_E U_a [(1 - RH) q_s(T_s) + \Omega(T_s - T_a)]; \quad (5)$$

式(4)~(5)中, C_p 和 ρ_a 分别是空气定压比热($J \cdot kg^{-1} \cdot K^{-1}$)和密度($kg \cdot m^{-3}$); U_a 、 T_a 、 q_a 和 RH 分别是参考高度处的风速($m \cdot s^{-1}$)、空气温度(K)、比湿和相对湿度; C_H 和 C_E 分别是热和水分的传输系数,对于平坦的雪面,它们是独立于风速的常数; $q_s(T_s)$ 为在大气温度 T_s 下的饱和比湿; Ω 为大气温度 T_s 下的饱和比湿斜率(K^{-1})。

方程(1)的差分形式为

$$T_{s,i+1} = \frac{\lambda_s \Delta t}{C_s \Delta z_1^2} (T_{s,i+2} - T_{s,i}) + \frac{\Delta t}{C_s} [\mu I \exp(\mu \Delta z_1) - L_F F] + \frac{\Delta t}{C_s \Delta z_1} (\epsilon_s E_{sky} - \epsilon_s \sigma T_{s,i}^4 - H - LE) + T_{s,i}, \quad (6)$$

式(6)中 Δt 为时间步长, Δz 为深度坐标步长, n 和 i 表示时间和深度节点。方程(2)的差分形式为

$$T_{s,i+1} = \frac{\lambda_s \Delta t}{C_s \Delta z_1^2} (T_{s,i-1} - 2T_{s,i} + T_{s,i+1}) +$$

$$\frac{\Delta t}{C_s} (\mu I \exp[-\mu \Delta z_1 (i-1)] - L_F F) + T_{n,i}, \quad (7)$$

方程(3)的差分形式为

$$T_{n+1,i} = \frac{\lambda_g \Delta t}{C_s \Delta z_2^2} (T_{n,i-1} - 2T_{n,i} + T_{n,i+1}) + T_{n,i}, \quad (8)$$

在雪层与下方介质的相交处,由热通量连续原理可知

$$T_{n+1,i} = \{ \Delta z_1 I \Delta t [-\frac{C_s T_{n,i}}{\Delta t} - \mu I \exp[-\mu \Delta z_1 (i-1)] + L_F F - \frac{2\lambda_g}{\Delta z_2^2} (T_{n,i-1} - T_{n,i})] + \Delta z_2 \Delta t [-C_s \rho_s \frac{T_{n,i}}{\Delta t} - \frac{2\lambda_g}{\Delta z_2^2} (T_{n,i+1} - T_{n,i})] \} / (\Delta z_1 C_s + \Delta z_2 C_g). \quad (9)$$

2 模拟计算

由式(6)~(9)可以计算出雪面温度和雪层以及雪层下方介质内的温度分布.由于融雪起始在雪层温度 $T_{n,i}=0(^{\circ}\text{C})$ 条件下,因此计算程序根据 $T_{n,i}$ 是否为零而改变.

计算时取冬季的1月31日至2月1日的气象参数,并假定雪层厚度为20cm;雪层下方介质为土壤,取深度为50cm时温度为常数.其它特征参数分别为^[4]: $\Delta z_1=5(\text{mm})$; $C_s=8.4 \times 10^5(\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1})$; $\rho_s=0.29 \times 10^3(\text{kg} \cdot \text{m}^{-3})$; $\lambda_g=0.42(\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$; $\epsilon_s=0.97$; $C_H=0.002$; $C_E=0.0021$; $\alpha=0.4$; $L_F=3.35 \times 10^5(\text{J} \cdot \text{kg}^{-1})$; $W_0=0.05$; $\Delta z_2=10(\text{cm})$; $\lambda_g=0.69(\text{W} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{K}^{-1})$; $C_g=1.38 \times 10^6(\text{J} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{K}^{-1})$. 具体计算结果见图1,由图1可以看出,融雪主要发生日出后不久,而日落不久雪面自由水会再冷冻.同时由图1还可以看出,夜晚气温高于 0°C ,而这期间的雪面温度则是在 0°C 以下,这说明气温不是决定融雪的唯一条件.

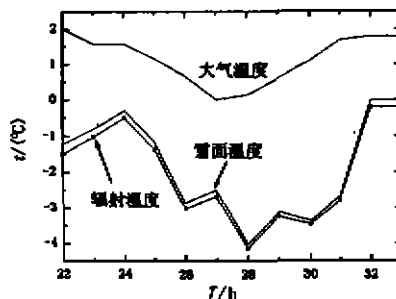


图1 雪面温度和辐射温度随时间的变化

Fig. 1 Time dependence of temperature and radiative temperature of the snow surface

在确定了雪面的温度后,就可根据辐射参数计算出雪面的表观辐射温度.辐射测温仪所接收的能量有两部分:雪面自身的热辐射和反射周围环境的辐射.对于温度为 T_a 的大气,在窗口波段 $\Delta\lambda$ 内的辐出度 ΔM_{ATM} 为

$$\Delta M_{ATM} = (B_k + C_k \sqrt{e_a}) \frac{\pi C_1^N \Delta\lambda}{\lambda_w^5 \left[\exp\left(\frac{C_2^N}{\lambda_w T_a}\right) - 1 \right]}, \quad (10)$$

式(10)中 B_k, C_k 为经验常数^[7]; e_a 为大气水汽压; C_1^N, C_2^N 为辐射常数, $C_1^N=1.192 \times 10^8(\text{W} \cdot \mu\text{m}^4 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{sr}^{-1})$, $C_2^N=1.4338 \times 10^4(\mu\text{m} \cdot \text{K})$; λ_w 为 $\Delta\lambda$ 内的加权平均波长(μm).对于中波窗口($3 \sim 5\mu\text{m}$), $\lambda_w=4.8(\mu\text{m})$;对于长波窗口($7 \sim 14\mu\text{m}$), $\lambda_w=10.76(\mu\text{m})$.

对于温度为 T_s 、发射率为 ϵ_s 的雪面, 则其波段辐出度 ΔM_s 为

$$\Delta M_s = \epsilon_s \frac{\pi C_1^N \Delta \lambda}{\lambda_{av}^5 \left[\exp\left(\frac{C_2^N}{\lambda_{av} T_s}\right) - 1 \right]}, \quad (11)$$

设被测目标充满测温仪视场, 则测温仪所接收的波段辐射能 ΔN_s 为

$$\Delta N_s = \Delta M_s + (1 - \epsilon_s) \Delta M_{ATM}. \quad (12)$$

等效的黑体辐射温度 T_s^B 为

$$T_s^B = \frac{C_2^N}{\lambda_{av} \ln \left[1 + \frac{C_1^N \Delta \lambda}{\Delta N_s \lambda_{av}^5} \right]}. \quad (13)$$

雪面的辐射温度的计算结果见图1, 由图1可见, 由于雪面长波发射率 $\epsilon_s = 0.97$, 雪面所反射的长波辐射较小, 辐射量主要取决于雪面温度, 同时, 又由于雪面长波发射率小于1, 其辐射温度总小于雪面温度. 为了确定模型对主要输入参数的依赖关系, 这里还给出了模型的灵敏度分析. 在分析某一参数(如大气温度、相对湿度或风速)时, 保持其它参数不变, 而对这一参数进行人为的调整, 其结果如图2所示, 由图2可见, 模型对大气温度、相对湿度和风速的敏感程度是不一样的. 必须指出的是, 由于夜间的大气温度不高于 2°C , 10%的降低仅改变 0.2°C , 这说明雪面温度对气温还是比较敏感的, 在模型的使用时必须给予重视. 为了观察雪层内的温度, 图3给出了两个不同时刻时, 雪层内温度随深度的变化. 由此可以看出, 在雪层较深处, 温度随高度的变化近似成线性关系, 但在接近表面处, 这种线性的近似是不成立的. 所以, 在模拟雪层表面辐射特性时, 应从普遍的能量平衡原理出发, 确定雪层内部的温度分布以及它对表面辐射温度的影响.

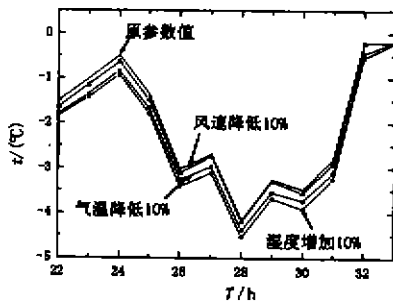


图2 大气温度、相对湿度和风速对雪面温度的影响
Fig. 2 The influence of T_a , RH and U_a on the snow surface temperature

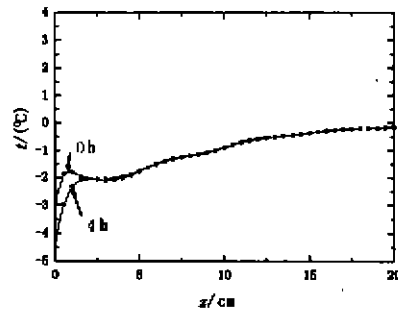


图3 不同时刻雪层内温度分布
Fig. 3 The temperature distribution in snow cover at different time

参考文献

- 1 Kahle A B. *J. Geophys. Res.*, 1977, **82**, 1673
- 2 Rayer P J. *Metero. Magaz.*, 1987, **116**: 180
- 3 Peck L. AD-A275174
- 4 Kuhn M. *J. Glacial.*, 1987, **33**: 24
- 5 Kondo J, et al. *J. Appl. Metero.*, 1990, **29**: 375
- 6 Balick L K, et al. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1981, **19**: 143
- 7 Weiss R A, et al. AD-A257917

A MODEL TO PREDICT THE RADIATIVE TEMPERATURE OF THE SNOW SURFACE *

Zhang Jianqi Fang Xiaoping Zhang Haixing Yang Wei

(Department of Technical Physics Xidian University, Xi'an, Shaanxi 710071, China)

Zhu Changchun

(Department of Electronic Engineering, School

of Electronics & Information, Xi'an Jiaotong University, Xi'an, Shaanxi 710049, China)

Abstract Based on the heat balance equation of the snow cover, a prediction model for radiative temperature of the snow surface was established. By using the meteorological condition and snow surface radiative parameters, the time dependence of radiative temperature of the snow surface was calculated. And the influence of air temperature, wind speed and relative humidity on the snow surface temperature was described.

Key words snow cover, radiative temperature, theoretical model.

* The project supported by the National Natural Science Foundation of China, 69377015