

南极瑞穗站雪面热量平衡特征

殷宗昭 林锦明 沈 锤

(北京大学地球物理系) (北京大学自然科学处)

提 要

利用南极瑞穗站(日本)1979年近地面层微气象资料及净辐射、本站气压等资料进行了统计分析。采用鲍文比-能量平衡法求得月平均感热通量和潜热通量,采用热含法计算得出月平均雪面热通量,使用了直接测量的净辐射通量,研究了该站雪面热量平均特征。其中突出的特征是3—12月雪面净辐射值为负值,主要靠感热通量由大气向雪面补充热量。将本文结果与苏联少先队站1956年的结果进行了比较,得出相当一致的年变化规律。最后,得出瑞穗站雪面为一强冷源。

一、引言

目前,国内外气象工作者对南极近地面层大气结构以及地面辐射收支与热量平衡特征等问题已进行了比较广泛的研究。对于雪面热量平衡状况的研究,大多采用空气动力学方法求感热通量(E_s)和潜热通量(E_e)。本文则试用比较简单的鲍文比-能量平衡法求 E_s 和 E_e 。这是由于空气动力学方法要考虑层结状况的影响,比较复杂,而鲍文比-能量平衡法却可避免这一缺陷,特别是用于气候学计算,物理图象清晰,计算简便。另外,还采用热含法求得雪面热通量值,进而研究了以瑞穗站为代表的该地区雪面热量平衡状况。

瑞穗站(70.7°S , 44.3°E , 海拔2230 m)位于东南极的瑞穗高地上(见图1)。该站地势坡度为 $3.9\text{m}\cdot\text{km}^{-1}$,距海岸250 km。这一地区一年之中5—9月为冬季,温度月际变化小,月平均温度为最低,12—1

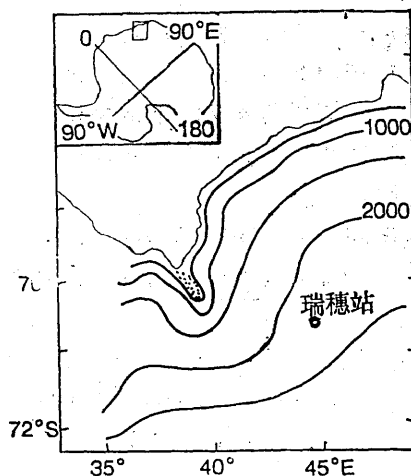


图1 南极瑞穗站地理位置

月为夏季,气温月际变化小,月平均气温最高;其余时间为过渡季节。这里常年低温,以1979年为例,年平均温度为 -32.3°C ,极端最高气温为 -4.8°C (1月20日)。另外,瑞穗站位于下降风地带,年平均风速为 $10.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,冬季平均风速达 $12.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,夏季平均风速为 $8.4\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。这代表了南极冰河

*国家自然科学基金资助项目

斜坡区(1)的气候特点,因此,瑞穗站雪面热量平衡特征是具有代表性的。

二、资料来源

本文采用的是日本瑞穗站1979年日本南极研究考察的观测资料(2-4),由于观测记录是从2月23日开始,所以我们仅统计分析了3-12月的下列资料:

- (1) 风速、气温:在雪面以上30、16、8、4、2、1m 7个高度处;
- (2) 雪面及雪中温度:雪面及其以下各深度0、0.1、0.3、0.5、1、3、5m处;
- (3) 净辐射值:雪面以上1m处;
- (4) 霜点温度:雪面以上1.4m处;
- (5) 空气温度:雪面以上1.4m处;
- (6) 本站气压。

以上资料都为逐时值,本文选取每日3小时间隔的定时观测值即0、3、6、9、12、15、18、21时共8次,统计得出月平均值。

三、计算方法

1. 下垫面热量平衡方程

下垫面的热量平衡方程通常表示为:

$$E_n = E_k + E_s + E_r \quad (1)$$

其中, E_n 为雪面净辐射通量; E_k 为雪面感热通量; E_s 表示雪面潜热通量; E_r 为雪面热通量,其单位均取 $W \cdot m^{-2}$ 。

除 E_r 指向雪面为正外,其余各项均以指向雪面为负值。

2. 求取热量平衡各组成项的数值

我们用下述方法求得热量平衡各组成项的数值。

(1) 净辐射通量 E_n 是采用直接观测值。

(2) 雪面热通量 E_r 采用热舍法*求得;根据能量守恒原理,垂直方向上雪面热通量变化率 $-\frac{\partial E_r}{\partial z}$ 就等于单位体积内热量在

单位时间的变化,其关系可用下式表达:

$$\rho c \frac{\partial T}{\partial t} = -\frac{\partial E_r}{\partial z} \quad (2)$$

其中 c 代表冰(雪)的比热, ρ 为雪的密度。从 z_1 到 z_2 积分(2)式,得到

$$E_r(z_2) - E_r(z_1) = -\int_{z_1}^{z_2} \rho c \frac{\partial T}{\partial z} dz \quad (3)$$

设雪中无其他热源,通量在某一深度将削减为零。观测结果证明10m深处的温度扰动只有0.5-1K。因此,设 $T(z) = \text{常数}$, $E_r(z_2) = 0$, $z_2 = 10m$, 计算雪面热通量 E_r 的表达式为

$$E_r = \int_0^{10} \rho c \frac{\partial T}{\partial t} dz \quad (4)$$

为了计算方便,将(4)式改写成差分形式,其中 c 、 ρ 的数值依据瑞穗站观测资料得出的以下经验公式(5)求出:

$$\rho(z) = \begin{cases} 400 + 20z (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}) & (z < 8\text{m}) \\ 510 + 8.2z (\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}) & (z \geq 8\text{m}) \end{cases} \quad (5)$$

$$c = 2.0 \text{Jg}^{-1} \text{K}^{-1}$$

得出雪面热通量具体计算公式为:

$$E_r = 1.85(T_{0,t+3} - T_{0,t-3}) + 5.58(T_{1,t+3} - T_{1,t-3}) + 7.52(T_{2,t+3} - T_{2,t-3}) + 13.29(T_{3,t+3} - T_{3,t-3}) + 48.61(T_{4,t+3} - T_{4,t-3}) + 85.19(T_{5,t+3} - T_{5,t-3}) + 162.04(T_{6,t+3} - T_{6,t-3}) \quad (6)$$

单位为 $W \cdot m^{-2}$, 其中 T_0, T_1, \dots, T_6 依次为0、0.1、0.3、0.5、1、3、5m深处的雪温; t 用每日8次观测时代入。这样,我们就可以利用提供的0、3、6、9、12、15、18、21时的温度值,来计算这些时刻的 E_r 值,最后得出雪面热量通量各月平均值。

(3) 鲍文比-能量平衡法求感热通量 E_k 和潜热通量 E_s 。

由K理论出发, E_k 和 E_s 有下面的表达式,

*张健, 南极瑞穗站雪面热通量的计算, 北大地球物理系毕业论文, 1989。

$$\left. \begin{aligned} E_h &= -\rho c_p K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \\ E_s &= -\frac{\rho L_s \varepsilon}{P} K_s \frac{\partial \theta}{\partial z} \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

这里 L_s 为升华(凝华)潜热,取值为 $2832.6 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1}$, c_p 为干空气定压比热,其值为 $1005 \text{ J} \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$, $\varepsilon = 0.622$ 是干空气与水汽比气体常数之比值, K_h 、 K_s 分别是热量和水汽的湍流交换系数, ρ 为空气密度,根据当地资料可取 $\rho = 1.07 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$, 设 $K_h = K_s$, 则鲍文比表示为

$$B_o = \frac{E_h}{E_s} = \frac{P c_p}{L_s \varepsilon} \cdot \frac{K_h}{K_s} \cdot \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \middle/ \frac{\partial e}{\partial z} \right) \quad (8)$$

式中, $\frac{\partial \theta}{\partial z}$ 为位温梯度; $\frac{\partial e}{\partial z}$ 为水汽压梯度。经化简可取

$$B_o = \frac{P c_p (T_s - T_a)}{L_s \varepsilon [e(T_s) - e(T_f)]} \quad (9)$$

其中 T_s 为雪面温度, T_a 为离雪面 1.4 m 处气温, $e(T_s)$ 为 T_s 温度下的雪面饱和水汽压, $e(T_f)$ 为 1.4 m 处霜点温度下的饱和水汽压, P 为本站气压。

由方程(1)和(8)联立, 得出

$$E_h = B_o (E_n - E_s) / (1 + B_o) \quad (10)$$

$$E_s = (E_n - E_s) / (1 + B_o) \quad (11)$$

由公式(10)、(11)可见, 当出现 $B_o = -1$ 时, 该方法无法求得 E_h 和 E_s , 这是它的局限性, 这只有在求日变化时才有可能出现。但是, 我们用鲍文比-能量平衡法仅限于求 E_h 和 E_s 的月平均值, 则可避免上面指出的局限性。

四、计算结果及分析

为了解雪面热量平衡特征, 首先分析近地面层的温度、风速分布的特征。

1. 近地面层气温平均廓线特点

我们分析了6月(南半球冬季)和12月(南半球夏季)的月平均气温的时、空分布

规律。

(1) 从图2、3可见, 存在地面逆温是一个显著特点。6月份, 逆温全天存在, 月平均强度达 $5.7^\circ\text{C}/100\text{m}$ ($1.5^\circ\text{C}/26\text{m}$); 12月份平均日变化, 9—15时层结出现不稳定, 12时出现最大值达 $-3^\circ\text{C}/100\text{m}$ ($-1^\circ\text{C}/29\text{m}$), 其他时间仍为逆温, 午夜出现最强值为 $9^\circ\text{C}/100\text{m}$ ($2.7^\circ\text{C}/29\text{m}$), 月平均温度仍为逆温 $1.5^\circ\text{C}/100\text{m}$ ($0.4^\circ\text{C}/26\text{m}$)。

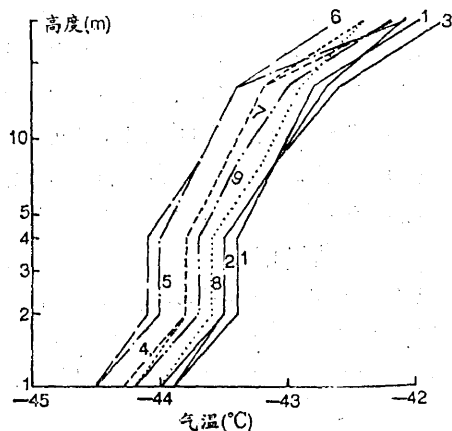


图2 1979年6月平均气温时、空变化曲线1、2、...、8表示0—21时每隔3小时的月平均气温变化, 9为各时次的平均, 下同

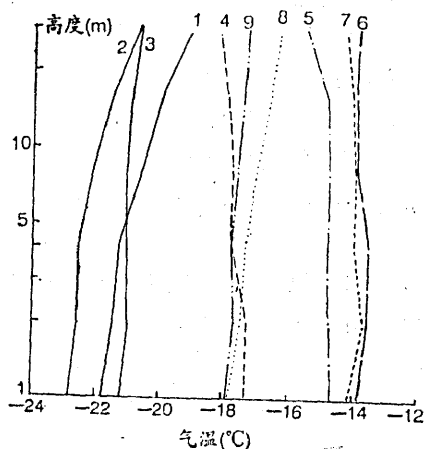


图3 1979年12月平均气温时、空变化

(2) 温度廓线的日变化, 12月(夏季)大于6月(冬季)。冬季从 $1-30 \text{ m}$ 处气温日较差都小于 1°C , 而夏季各高度上气温日较差均达 $8-9^\circ\text{C}$ 。

2. 近地面层平均风速廓线特点

以6月和12月为例,月平均风速时、空分布状况见图4、5,从中可看到以下特点:

(1) 6月的风速随高度的变化大于12月的。6月份,1m处平均风速为 $7.9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,30m处为 $15.0\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$;12月份,1m处平均风速为 $6.3\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$,30m处为 $9.7\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

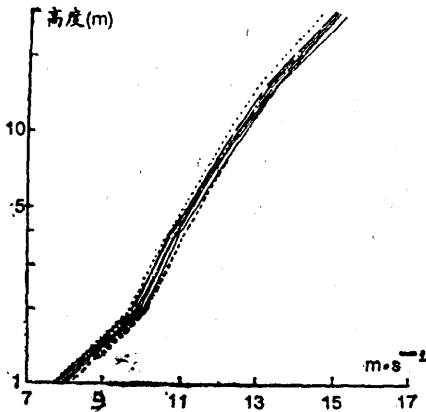


图4 1979年6月平均风速时、空变化

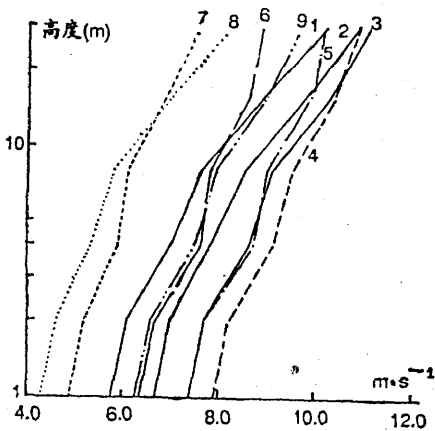


图5 1979年12月平均风速时、空变化

(2) 6月风速大,8m处平均风速为 $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$;12月风速较小,8m处为 $7.9\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。

表1

雪面 E_h 、 E_e 、 E_s 在 E_n ($\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$)项中所占比例(%)

月 份	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
E_n	-10.5	-16.0	-30.2	-30.3	-31.0	-29.8	-22.3	-18.1	-2.1	-0.1
E_h/E_n	46	15	74	64	125	103	92	97	176	2600
E_e/E_n	28	73	12	22	-30	-10	8	18	157	2900
E_s/E_n	27	12	14	14	5	7	0.0	-15	-233	-5400

(3) 风速日变化,12月大(各时廓线散开),6月小(各时廓线集中)。

3. 鲍文比(B_o)变化特征

从计算结果看出,年变程是很有规律的,从11月到4月, B_o 在0.2—1.7之间变化,说明夏半年干燥程度低;从5月到10月(冬半年), B_o 值绝对值大于2,最大出现在9月,其值为12.1,气候干燥特点突出,可与中纬度的沙漠相比。

4. 雪面热量平衡各组成项的年变化

由图6可见,3—12月净辐射通量(E_n)最大值出现在12月,为 $-0.1\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,7月出现最小值,为 $-31.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$,且其相邻各月(5、6、8月)净辐射值均与此相近,变化不大,过渡季节其值介于 -0.1 — $-31.0\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

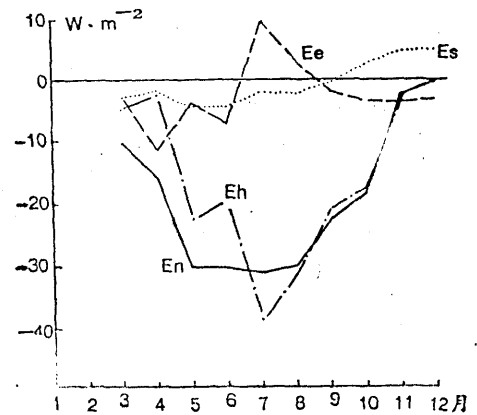


图6 1979年雪面热量平衡各项年变化

感热通量(E_h)年变化,3—12月全为负值,即从大气向雪面输送热量,主要补充雪面辐射失去的热量,而在7、8月份, E_h 补充雪面辐射冷却所失热量还有剩余(见表1)。

雪面热通量 (E_s)：3—9月， E_s 值为负，即由雪层中向雪面输送热量，输送热量最大值出现在5、6月份，其相应值为 $-4.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ 、 $-4.2 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，负值说明冬半年雪层向雪面释放热量；从10月开始雪面热通量 E_s 为正值，最大出现在12月，其值为 $5.4 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，该值大于5月份的绝对值，这说明夏半年由雪面热通量 E_s 加热雪层贮存热量，比冬半年从雪层中释放热量来得快。

潜热通量 (E_e)：从3—12月，除7、8月为升华外，其余各月均为凝华即 E_e 为负值，本文前面指出7、8月份， E_e 由大气向雪面输送热量，其值超过 E_s ，同时 E_e 也是向雪面输送热量，这就提供了升华用的能量，外部条件有利于升华的是冬季风大且干燥。但全年总的结果还是凝华。

5. 瑞穗站和少先队站雪面热量平衡结果比较

同处在下降风地带的瑞穗站和少先队站 (69.7°S , 95.5°E , 海拔2740m)，两站所处纬度南北仅相差 1° ，海拔都在2000m以

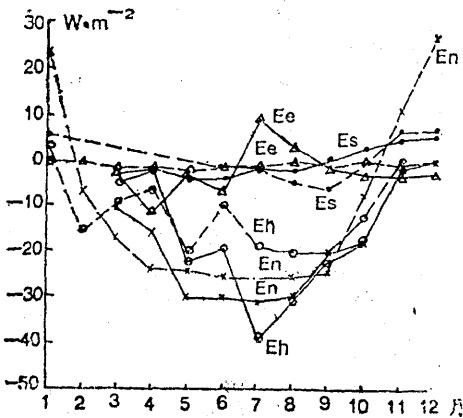


图7 1979年瑞穗站(实线)与1956年苏联少先队站(虚线)雪面热量平衡各项年变化的比较

上，地理条件相同，我们把瑞穗站热量平衡各项的计算结果同苏联少先队站1956年所得结果〔5〕进行比较(图7)。由图7可见，相同项的年变化趋势都是一致的，并且数值上也大多相近。只有7、8月份 E_e 、 E_s 数值相差较多，这一特点尚需积累更多的资料，进一步研究做出结论。

6. 从瑞穗站雪面热量收支分析冷源的形成

根据雪面热量平衡方程(1)可导出雪面冷、热源的表达式〔6〕，以 Q 表示如下：

$$Q = E_s - E_e = E_h + E_e \quad (12)$$

当 $Q < 0$ ，雪面为冷源，即雪面失去热量，由公式(12)得出 $E_h + E_e < 0$ ，即大气向雪面输送热量以补充雪面失去的热量。反之，当 $Q > 0$ ，意味着雪面存在热量 Q ，为了保持热量平衡，雪面就要通过湍流交换把热量传输到大气中去，即 $E_h + E_e > 0$ 。根据上面的定义，计算得出瑞穗站雪面为一冷源。最强冷源出现在7月(南半球冬季)，为 $-29.3 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ，12月(南半球夏季)为一弱冷源，其值为 $-5.5 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (见表2)。分析其原因是瑞穗站地处南极圈内，下垫面为雪原，雪面反照率高，净辐射值很小，甚至为负值，所以形成冷源。

五、结论

1. 瑞穗站地处南极下降风地带，近地面层气温、风速的特点是：冬季逆温全天存在，气温无明显日变化，夏季一天中9—15时逆温消失，其他时间仍存在逆温，气温日变化明显。近地面层风速随高度变化冬季强于夏季；冬季下降风频繁，风速大于夏季；风速日变化冬季仅有极小的起伏，夏季明

表2 瑞穗站1979年冷源年变化

月 份	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
$E_s - E_e$	-7.7	-14.1	-25.9	-23.1	-29.3	-27.7	-22.2	-20.8	-7.0	-5.5

显。

2. 瑞穗站雪面热量平衡各组成项的特征: 净辐射通量3—12月为负值, 为辐射冷却型, 雪面全年主要靠感热通量由大气将热量输送到雪面以达到热量平衡, 感热通量是主要的热量调节器, 这是南极内陆最大特征。

雪面热通量也不容忽略, 夏季大量向下层雪中贮存热量, 然后在漫长的冬季将热量释放到雪面; 潜热通量在热量平衡中相对于其他项来说, 作用甚微, 但潜热通量中的升华或凝华的固态水在水分平衡中不应忽视。

3. 瑞穗站雪面为一冷源, 最强值出现在7月, 为 $-29.3\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$, 最弱值出现在12月, 为 $-5.5\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$ 。

参 考 文 献

- (1) В. А. Бугаев, Климатически Зоны Антарктики. "Метеорологические Исследования" 1963., N.5, с.5—38.
- (2) JARE DATA REPORTS, N.57, NIPR, 1981.
- (3) JARE DATA REPORTS, N.61, NIPR, 1981.
- (4) JARE DATA REPORTS, N.62, NIPR, 1981.
- (5) Н. П. Русия, Метеорологический и радиационный режим антарктиды, Гидрометиздат, 1961.
- (6) 章基嘉等编著, 青藏高原气象学进展, 科学出版社, 1988.

The characteristics of heat balance on the snow surface at Mizuho Station in Antarctica

Yin Zongzhao Lin Jinming

(Department of Geophysics, Peking University)

Shen Zhong

(The Office of Science, Peking University)

Abstract

In this paper, the data of the micrometeorology near the surface, the net radiation and the local pressure at Mizuho Station in Antarctica(1979) are analysed. The monthly average values of sensible and latent heat fluxes are calculated with Bowen ratio-energy budget method. The monthly average heat flux on the snow surface is studied. The heat budget on the snow surface is estimated directly using the net radiation flux. The obvious characteristic is that the value of the net radiation on the snow surface is negative from March to December. The supplement of the heat is obtained according to the sensible heat flux from the air to the snow surface. It can be concluded that the snow surface at Mizuho station is a strong cold source.