

雪面上光学湍流的测量与估算*

卢盼盼^{1,2}, 吴晓庆¹

(1. 中国科学院 安徽光学精密机械研究所大气光学中心, 合肥 230031; 2. 中国科学院 研究生院, 北京 100039)

摘 要: 用合肥 35 m 铁塔测量系统, 测量了 2008 年 1 月 28 日至 2 月 1 日雪面上折射率结构常数, 并用 bulk 方法和涡旋相关法估算了折射率结构常数, 给出了大气层结稳定条件下的相似函数。结果表明: 实验期间, 大部分时间雪面上大气处于近中性和稳定状态; 采用该相似函数, bulk 方法和涡旋相关法估算的折射率结构常数与实测结果一致性很好; 雪面上折射率结构常数也存在一定的日变化, 但与草坪、海洋、沙漠等下垫面相比小 1~2 个量级, 变化范围为 $1.9 \times 10^{-16} \sim 1 \times 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$ 。

关键词: 光学湍流; 折射率结构常数; bulk 法; 涡旋相关法; 稳定层结; 雪面

中图分类号: P427 **文献标志码:** A

光波在大气中传输时会受到小尺度折射率起伏的影响, 小尺度折射率的起伏将引起光束扩展、光斑抖动和相干性退化等。光波段主要由温度起伏引起的空气折射率的随机变化称为光学湍流。20 世纪 60 年代以来, 已有很多学者开展了海洋、沙漠、农田、城市等不同下垫面上的光学湍流强度折射率结构常数 C_n^2 的模式研究^[1]。然而雪面上 C_n^2 的测量或模式研究很少, 已有的研究也多是集中在海冰面上或者极区环境。E. L. Andreas^[2-3] 依据相似理论, 提出了两种由常规气象参数估算雪面上 C_n^2 的方法, 理论分析了两种估算方法的不确定性, 并给出了海冰面上 C_n^2 估算值的季节变化情况, 但由于缺乏实测 C_n^2 数据, 无法对这些估算结果进行检验, 也没有给出海冰面上 C_n^2 日变化情况。本文测量了雪面上的 C_n^2 , 并与 bulk 法和涡旋相关法估算结果进行了对比, 提出了稳定条件下的相似函数。

1 光学湍流 C_n^2 的估算方法

对于 Kolmogorov 湍流, 折射率结构常数 C_n^2 定义为

$$\langle [n(\mathbf{x}) - n(\mathbf{x} + \mathbf{r})]^2 \rangle = C_n^2 r^{2/3} \quad (1)$$

式中: n 是空气折射率; \mathbf{x} 和 $\mathbf{x} + \mathbf{r}$ 是空间两点位置矢量, r 是 \mathbf{r} 的模, 即两点间的距离; 尖括号 $\langle \rangle$ 代表系综平均。根据 E. L. Andreas^[2-3] 推导结果, C_n^2 可表示为

$$C_n^2 = A^2 C_T^2 + 2ABC_{Tq} + B^2 C_q^2 \quad (2)$$

式中: C_T^2 , C_q^2 和 T_{Tq} 分别是温度结构常数、湿度结构常数和温湿相关项结构常数; 在可见光波段, 取系数 $A = 79 \times 10^{-6}$, $B = -56.4 \times 10^{-6}$ 。由 J. C. Wyngaard 半经验公式^[4]知

$$\begin{aligned} C_T^2 &= T^{*2} z^{-2/3} g_T(\xi) \\ C_{Tq} &= r_{Tq} T^* q^* z^{-2/3} g_{Tq}(\xi) \\ C_q^2 &= q^{*2} z^{-2/3} g_q(\xi) \end{aligned} \quad (3)$$

其中: g_T , g_{Tq} 和 g_q 分别是温度、温湿相关和湿度的相似函数; T^* , q^* 分别是特征温度和特征湿度; 稳定度参数 $\xi = z/L$, 其中 z 是离雪面高度, L 是 Monin-Obukhov 长度; 本文中温湿相关项的系数 $r_{Tq} = 1$ 。因此估算 C_n^2 的过程就变成了选择合适的相似函数以及如何准确求出 T^* , q^* 及 L 的问题, 本文用涡旋相关法和 bulk 法来估算这些特征尺度。

1.1 涡旋相关法

水平均匀下垫面, 特征尺度 T^* , q^* 及 L 由近地面层湍流通量即动量通量 $(\overline{u'w'})$ 、热通量 $(\overline{w't'})$ 和水汽通量 $(\overline{w'q'})$ 定义为

* 收稿日期: 2008-09-03; 修订日期: 2009-01-19

基金项目: 国家自然科学基金项目 (40475010)

作者简介: 卢盼盼 (1984—), 女, 硕士, 从事边界层大气环境和大气湍流研究; ppanlu@yeah.net。

$$\begin{aligned}
 -\overline{u'w'} &= u^{*2} \\
 -\overline{w't'} &= u^* T^* \\
 -\overline{w'q'} &= u^* q^* \\
 L^{-1} &= \frac{kg(T^* + 0.61Tq^*)}{\theta_v u^{*2}}
 \end{aligned} \quad (4)$$

其中: u^* 是磨擦风速; k 是 von Kármán 常数 ($k=0.4$); g 是重力加速度; θ_v 是虚位温, 近地面层常以温度 T 代替 θ_v 。测出湍流通量, 由式(4)求出特征尺度 u^* , T^* , q^* 及 L , 即可由式(2), (3)估算出 C_n^2 。

1.2 bulk 法

根据 Monin-Obukhov 相似理论, 风速、温度、和比湿的垂直扩线关系为:

$\xi \leq 1$ 时, 有

$$\begin{aligned}
 \bar{u} &= \frac{u^*}{k} [\ln(z/z_0) - \Psi_m(\xi) + \Psi_m(z_0/L)] \\
 \bar{T} - T_s &= \frac{T^*}{k} [\ln(z/z_T) - \Psi_h(\xi) + \Psi_h(z_T/L)] \\
 \bar{q} - q_s &= \frac{q^*}{k} [\ln(z/z_q) - \Psi_h(\xi) + \Psi_h(z_q/L)]
 \end{aligned} \quad (5)$$

$\xi > 1$ 时, 有

$$\begin{aligned}
 \bar{u} &= \frac{u^*}{k} \left[6\ln(\xi) + 5 - 5 \frac{z_0}{L} - \ln\left(\frac{z_0}{L}\right) \right] \\
 \bar{T} - T_s &= \frac{T^*}{k} \left[6\ln(\xi) + 5 - 5 \frac{z_T}{L} - \ln\left(\frac{z_T}{L}\right) \right] \\
 \bar{q} - q_s &= \frac{q^*}{k} \left[6\ln(\xi) + 5 - 5 \frac{z_q}{L} - \ln\left(\frac{z_q}{L}\right) \right]
 \end{aligned} \quad (6)$$

式中: \bar{u} , \bar{T} , \bar{q} 代表高度 z 处的风速、温度和湿度; T_s , q_s 代表雪表面温度和湿度, 假设雪表面风速为 0; 函数 Ψ_m , Ψ_h 是无因次风速和位温扩线函数的积分形式, 具体参见文献[5]; z_0 是风速粗糙度, 即平均风速为零的离雪面高度, 其大小与下垫面粗糙单元有关, 又称为地面粗糙长度[6]; 温度粗糙度 z_T 和湿度粗糙度 z_q 合称为标量粗糙度, 分别是对数温度、湿度扩线外推至雪表面温湿值时的离雪面高度[2]。本文采用 E. L. Andreas 提出的雪面上的粗糙度参数化方案[2,7], 以迭代法求解式(5)和(6)中的特征尺度。

2 实验概况和数据处理

实验地点位于合肥董铺水库的北岸, 实验数据来源于 35 m 铁塔, 塔附近地形较为平坦。在实验地点东南面 100 m 之外有两个小池塘和一片树林, 北面 150 m 左右有几处 15 m 高的小楼房。2008 年 1 月 28 到 2 月 1 日期间为大雪后的晴朗天气, 平均雪厚达 30 cm。

塔上仪器布置如图 1 所示。第二层 (10 m) 为美国 Campbell 公司生产的 CAST3 超声风速仪及 Li-7500 CO₂/H₂O 分析仪, 用来测量 3 维风速、超声虚温和水汽含量。在塔的南侧 1.5 m 高度上安装了 CNR1 辐射仪测量长短波辐射。塔上安装了温度、湿度、风速风向传感器。其中温度、湿度、风速、风向和辐射测量 20 s 记录一次, 3 维风速脉动、超声虚温脉动和湿度脉动信号采样频率为 50 Hz。气象数据每 5 min 平均一次输入到 bulk 模式中。

在泰勒湍流冻结假设下, 结合平均风速, 从超声虚温脉动的时间序列信号, 计算出空间两点温差的平方平均, 可得到光学湍流 C_n^2 的测量值。

将原始数据以 8 192 个点为长度 (约 3 min), 剔除野点, 去除线性趋势, 经过坐标旋转后, 3 个方向的风速脉动 u' , v' , w' 和温度脉动 t' 即可得到, 计算出湍流通量, 进而求出特征参数 u^* , T^* , q^* 和 L 。最后由涡旋相关法估算出 C_n^2 。

bulk 模式中, 雪表面的温湿值非常重要, 本文用 CNR1 辐射仪测量的长波辐射强度来反算雪表面温度[5]

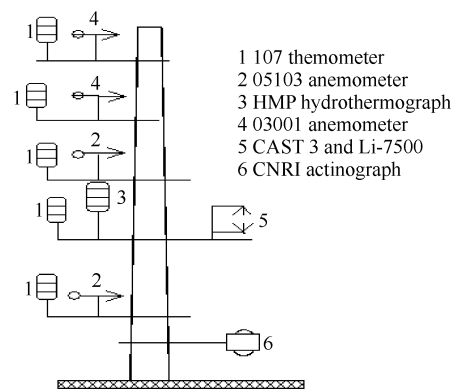


Fig. 1 Instrumentation of the 35 m tower

图 1 塔上仪器安装示意图

$$T_s = \left[\frac{E}{5.67 \times 10^{-8}} \right]^{1/4} \tag{7}$$

式中： E 是地表产生的长波辐射强度。雪表面湿度按饱和状态下的比湿计算。模式的迭代步骤为：首先求出中性条件下的 Obukhov 长度 L ，并以此作为迭代的初始值；以稳定度参数 $\xi = z/L$ 计算出特征参数 u^* ， T^* ， q^* ，由这 3 个量重新计算出 L ，判断其是否收敛，否则重复计算直至 L 收敛。有了这些收敛的 u^* ， T^* ， q^* 和 L ，就可以由式(2)和(3)求出 C_n^2 。

不论是涡旋相关法还是 bulk 法，相似函数 g_T, g_{Tq}, g_q 的经验表达式都直接关系到 C_n^2 估算的精度和广度。E. L. Andreas 曾概述了早期文献中的相似函数并提出了用于雪面上的函数为^[2]

$$g(\xi) = \begin{cases} 4.9(1 - 6.1\xi)^{-2/3}, & \xi \leq 0 \\ 4.9(1 + 2.2\xi^{2/3}), & \xi \geq 0 \end{cases} \tag{8}$$

V. Thiermann 和 H. Grassl 提出了与式(8)差别不大的半经验公式^[8]。P. A. Frederickson 等修改了式(8)的系数并将其用于海洋上^[9]。本文将式(8)及文献[8]和[9]中的相似函数用于雪面上 C_n^2 估算，发现：在大气层结稳定时， C_n^2 估算值与测量值有高达 3 个量级的偏差。这促使我们去寻求一个更适合于中纬地区雪面上的相似关系。对比实验数据，我们提出了用于大气层结构稳定条件下的相似性函数

$$g_T(\xi) = g_q(\xi) = 4.9 - \xi^{1/3}, \quad \xi \geq 0 \tag{9}$$

图 2 为大气层结构稳定时相似函数式(8)和(9)的对数图。由图可知：当 $\xi \leq 0.01$ 时，式(8)和(9)比较接近；当 $\xi > 0.01$ 时，式(8)随稳定度增加而增加，当 $\xi > 10$ 时，以 $\xi^{2/3}$ 趋势增加，而式(9)在 $0.01 < \xi < 10$ 范围内比较平坦，随后迅速减小；当稳定度 $\xi > 1$ 时，式(9)确保了 C_T^2 随稳定度的增加而减少。

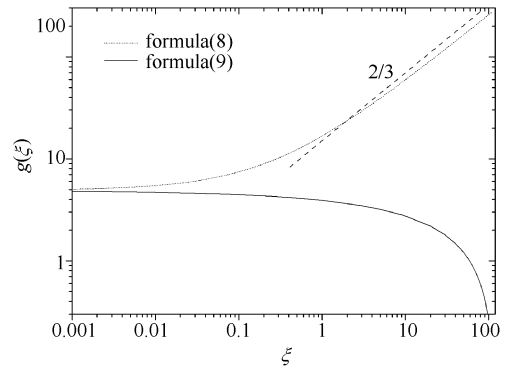


Fig. 2 Nondimensional structure parameter $g(\xi)$ of (8) and our empirical formula (9)

图 2 不稳定度大于 0 时，相似函数(8)和(9)式随稳定度的变化

3 结果与讨论

图 3 给出了实验期间离地面 10 m 高处空气温度、雪表面温度、相对湿度和风速的日平均变化。从图中可以看出：这些气象参数都有较明显的日变化，雪表面温度的起伏最大，平均空气温度为 $-2.8\text{ }^\circ\text{C}$ ，相对湿度 81%，主导风向是西北方向 ($292.5^\circ \sim 315^\circ$)，最大风速不超过 4 m/s，空气温度比雪面温度高 $1 \sim 2\text{ }^\circ\text{C}$ 。

3.1 稳定度

图 4 是用涡旋相关法求出的稳定度的变化情况。由图可见：除个别离散点外，稳定度 ξ 值的范围为 $-1 \sim 2$ ，可见大部分时间大气处于中性和稳定状态。随着新雪的沉积与结冰，2008 年 1 月 29 日至 2 月 1 日期间，夜间大气的稳定性呈增强趋势，而白天正午附近大气呈中性到不稳定的情况略有增加。文献[10-11]也反映了雪面上大气基本处于稳定状态（即 ξ 在 $-0.1 \sim 0.2$ 范围内）。而其它地表，如陆面，一般只有在夜间，大气处于中性到弱稳定状态，白天则以不稳定状态为主。

3.2 C_n^2 估算值与实验值比较

采用涡旋相关法和 bulk 法估算的 C_n^2 及实验测量结果如图 5 所示。在雪盖草面上，使用本文提出的相似函数，除了 28 到 29 日夜有一定偏差外，2 种方法基本上都可以很好地估算出雪面上的 C_n^2 ，趋势和量级都与实验值符合得很好。在大气处于稳定条件下，湍流的产生、发展和消亡是一个复杂的过程，稳定条件下的相似

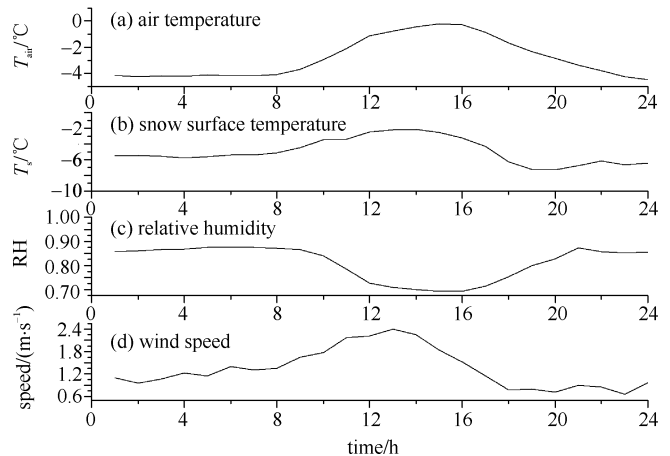


Fig. 3 Diurnal average of meteorological parameters during the experiment at 10 m above the ground

图 3 实验期间气象参数日平均变化图

函数具有普适性,因而湍流通量或 C_n^2 的估算值与实验值之间常存在较大差异。 C_n^2 估算值和测量值符合的比较好,说明本文提出的相似函数用来估算雪表面上 C_n^2 是可行的。其内在的必然性还需要进一步的实验验证。

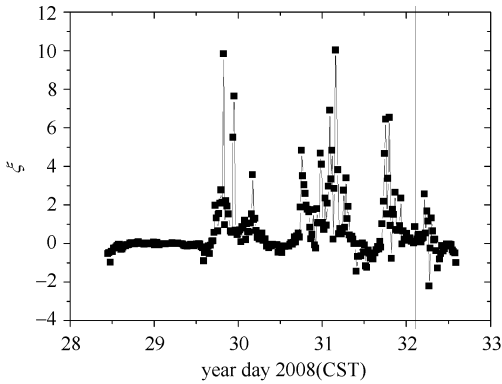


Fig. 4 Time series (0000 CST 28 Jan-0000 CST 1 Feb 2008) of stability parameter ξ calculated by eddy-covariance method

图 4 实验期间涡旋相关法求得的大气稳定度

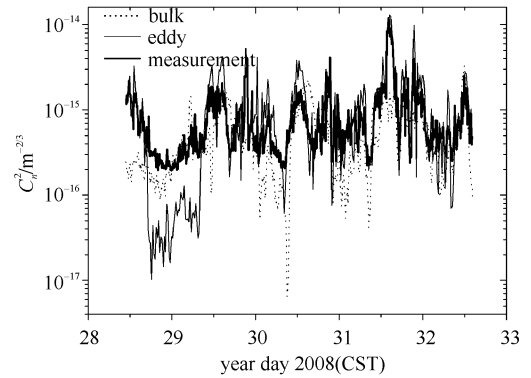


Fig. 5 Time series (0000 CST 28 Jan-0000 CST 1 Feb 2008) C_n^2 derived from bulk, eddy-covariance methods and turbulent measurements

图 5 实验期间 bulk 法、涡旋相关法和实验测量的 C_n^2 的时间变化图

由图 5 可知:涡旋相关法估算的 C_n^2 变化幅度比采用 bulk 法和测量结果略大;而 bulk 法在日出、日落时刻有明显偏差^[9]。bulk 模式主要考虑近地面层热力湍流的影响,忽略了其它因素的影响,如水平对流及向上的垂直输送导致的非零的瞬间脉动不能被零平均的空气和雪面的温差所反映以及雪面上特殊的吹雪作用。吹雪常发生在强风条件下,并造成摩擦风速的高估,通过影响相似函数来使 C_T^2, C_n^2 变小。但这种影响随着稳定度的增加而减弱^[12]。

从图 5 可知:采用 bulk 法和涡旋相关法在 1 月 28 日到 29 日夜間得出的结果偏差比较大。图 6 给出了 1 月 28 日上午 10 点至 29 日中午采用计算 C_n^2 的两种方法得出 C_n^2 估算值与测量结果及风速、空气雪面间温差的变化情况。从图中可以看出:bulk 法在 28 日 10 点到 22 点(实验 12 h)与实验值都有一定偏差。偏差从最初的近一个量级逐渐减小,较大的偏差可能是由雪面温度的辐射估算的误差所致。28 日是大雪后的第一个晴朗天气,辐射传感器上覆盖的雪对辐射测量有一定的影响,随着传感器上雪的融化,雪面温度的反算就越来越准确,估算偏差也就越来越小,涡旋相关法在 28 日 10 点到 17 点(实验 7 h),29 日 8 点(实验 22 h)之后都与实验测值吻合,但在 28 日 17 点到 29 日 8 点只在趋势上与实验值一致,值比 bulk 法及实验值小了 0.5~1 个量级,这可能是仪器结冰所致。M. Arck 和 P. Scherer 用涡旋相关法测雪面上感热通量也比较小^[5]。

3.3 C_n^2 的日变化

图 7 是不同下垫面下 C_n^2 测量值的比较。其中沙漠上时间制是山区标准时间,其它是北京时间。由图 7 可看出:雪面上 C_n^2 仍存在一定的日变化,但与沙漠^[13]、海面^[14]和草地^[14]等下垫面相比,量级和变化范围都比较小。雪盖草地上, C_n^2 的变化范围在 $1.9 \times 10^{-16} \sim 1 \times 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$, 平均值为 $9.4 \times 10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$ 。这与 E. L. Andreas 在雪盖地面上得到的可见光波段的 C_n^2 ($9 \times 10^{-17} \sim 6 \times 10^{-15} \text{ m}^{-2/3}$) 接近^[15]。

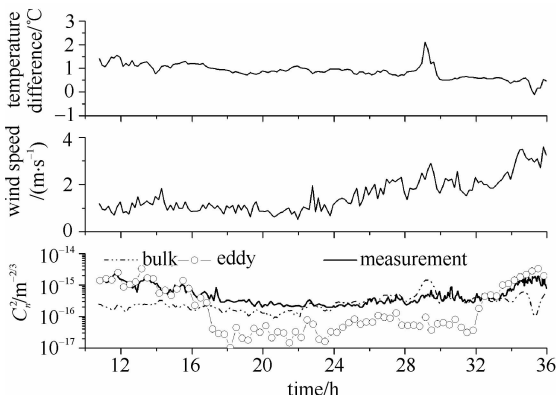


Fig. 6 Time series of temperature difference, wind speed and C_n^2

图 6 实验期间空气雪面温差、风速和 C_n^2 的时间变化序列

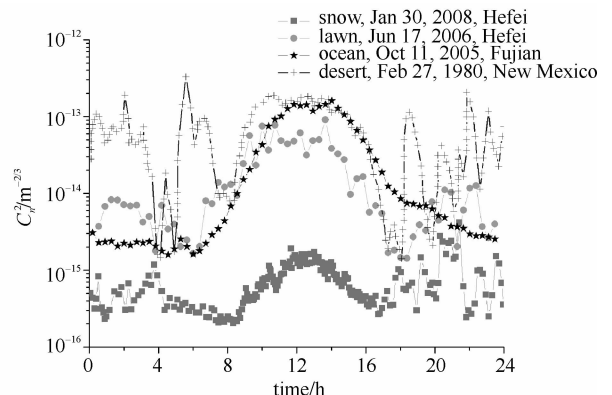


Fig. 7 Diurnal variation of C_n^2 over various surfaces

图 7 不同下垫面上 C_n^2 的日变化情况

4 结 论

本文采用 bulk 方法和涡旋相关法估算了雪面上的光学湍流——折射率结构常数 C_n^2 , 给出了一个适用于雪面上大气稳定条件下的相似函数, 并和测量结果进行了对比, 结果发现: 绝大部分时间雪面上大气层结处于中性和稳定状态; bulk 方法和涡旋相关法都能很好地估算雪面上 C_n^2 ; 中纬地区雪面上, C_n^2 也具有明显的日变化, 但量级和变化幅度都小于沙漠、草地、海岸等地表。

参考文献:

- [1] Tunick A. A critical assessment of selected past research on optical turbulence information in diverse microclimates[J/OL]. *Atmospheric Physics*, <http://stinet.dtic.mil/str/>.
- [2] Andreas E L. Estimating C_n^2 over snow and sea ice from meteorological data[J]. *J Opt Am A*, 1988, **5**(4): 481-494.
- [3] Andreas E L. The refractive index structure parameter, C_n^2 , for a year over the frozen Beaufort Sea[J]. *Radio Sci*, 1989, **24**(5): 667-679.
- [4] Wyngaard J C, Izumi Y, Collins S A Jr. Behavior of the refractive-index-structure parameter near the ground[J]. *J Opt Soc Am A*, 1971, **61**(12): 1646-1650.
- [5] Arck M, Scherer D. Problems in the determination of sensible heat flux over snow[J]. *Geografiska Annaler A*, 2002, **84**(3-4): 157-169.
- [6] 李宗恺, 潘云仙, 孙润桥. 空气污染气象学原理及应用[M]. 北京: 气象出版社, 1985: 78. (Li Zongkai, Pan Yunxian, Sun Runqiao. Principles and application of air pollution meteorology. Beijing: Meteorology Press, 1985: 78)
- [7] Banke E G, Smith S D, Anderson R J. Drag coefficients at AIDJEX from sonic anemometer measurements[C]//Sea Ice Processes and Models. Seattle: University of Washington Press, 1980: 430-442.
- [8] Thiermann V, Gras H. The measurement of turbulent surface-layer fluxes by use of bichromatic scintillation[J]. *Bound Layer Meteor*, 1992, **58**(4): 367-389.
- [9] Frederickson P A, Davidson K L, Zeisse C R, et al. Estimating the refractive index structure parameter over the ocean using bulk methods[J]. *J Appl Meteor*, 2000, **39**(10): 1770-1783.
- [10] Hicks B B, Martin H C. Atmospheric turbulent fluxes over snow[J]. *Bound Layer Meteor*, 1972, **2**(4): 496-502.
- [11] Smeets C J P P, Duynkerke P G, Vugts H F. Observed wind profiles and turbulence fluxes over an ice surface with changing surface roughness[J]. *Bound Layer Meteor*, 1999, **92**(1): 101-123.
- [12] Handorf D, Foken T, Kottmeier C. The stable atmospheric boundary layer over an antarctic sheet[J]. *Bound Layer Meteor*, 1999, **91**(2): 165-189.
- [13] Kunkel K E, Walters D L. Modeling the diurnal dependence of the optical refractive index structure parameter[J]. *J Geophys Res*, 1983, **88**(C15): 10999-11004.
- [14] 聂群, 吴晓庆. 近地面层大气折射率结构常数的模式研究[J]. 强激光与粒子束, 2007, **19**(7): 1112-1116. (Nie Qun, Wu Xiaoping. Estimating the refractive index structure parameter within atmospheric surface layer. *High Power Laser and Particle Beams*, 2007, **19**(7): 1112-1116)
- [15] Andreas E L. Spectral measurements in a disturbed boundary layer over snow[J]. *J Atmos Sci*, 1987, **44**(4): 1912-1939.

Estimation and measurements of optical turbulence over snow

Lu Panpan^{1,2}, Wu Xiaoping¹

(1. *Laboratory of Atmospheric Optics, Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei 230031, China;*

2. *Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100039, China)*

Abstract: Eddy-covariance and profile measurements over snow were carried out at the 35 m tower in Hefei from Jan 28, 2008 to Feb 1, 2008. A similarity function was presented for the stable atmospheric stratification, and then refractive index structure parameter for the optical turbulence was estimated using eddy-covariance and bulk methods based on the function. Results show that the atmosphere near snow surface was nearly neutral and stable during most of the time in the experiment; with the presented similarity function, the estimate results using the two methods agree well with the measured one; the refractive index structure parameter over the snow cover ranged from 1.9×10^{-16} to $1 \times 10^{-14} \text{ m}^{-2/3}$, and exhibited a clear diurnal dependence like that over lawn, ocean and desert.

Key words: optical turbulence; refractive index structure parameter; bulk; eddy-covariance method; stable stratification; snow