

基于 Monin-Obukhov 相似理论估算 近地面光学湍流强度

吴晓庆¹ 朱行听^{1,2} 黄宏华¹ 胡顺星¹

(¹ 中国科学院安徽光学精密机械研究所中国科学院大气成分与光学重点实验室, 安徽 合肥 230031)

² 中国科学院研究生院, 北京 100049

摘要 基于 Monin-Obukhov 相似理论实现了用常规气象参数估算近地面光学湍流强度 C_n^2 的两种方法。主要输入的参数是两个高度上的气温、相对湿度和风速参量, 并将结果与实际测量的 C_n^2 值进行了比较。两高度温差 ΔT 是模式中最敏感的参数, 避免使用难以准确测量的下垫面粗糙度、地表面/海表面层上温湿度等参量作为输入参数, 使将来采用各气象台站测量的常规气象参数历史数据估算湍流强度成为可能。

关键词 大气光学; 光学湍流; Monin-Obukhov 相似理论; 估算方法

中图分类号 P427.1; P425.2; P413.2 **文献标识码** A **doi**: 10.3788/AOS201232.0701004

Optical Turbulence of Atmospheric Surface Layer Estimated Based on the Monin-Obukhov Similarity Theory

Wu Xiaoqing¹ Zhu Xingting^{1,2} Huang Honghua¹ Hu Shunxing¹

(¹ Key Laboratory of Atmospheric Composition and Optical Radiation, Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei, Anhui 230031, China

² Graduate University of Chinese Academy of Sciences, Beijing 100049, China

Abstract Two optical turbulence models, based on the Monin-Obukhov similarity theory, are used to estimate turbulence intensity C_n^2 in atmospheric surface layer. The inputs to the models are the difference of temperature, specific humidity and wind speed taken from two heights above ground. Model results are compared with measurement of C_n^2 with micro-thermometer. The difference of temperature ΔT is the most sensitive parameter. It is avoided to use roughness length, soil and sea surface temperature and specific humidity which are not easy to be measured accurately as input parameters. It is possible to estimate optical turbulence using historical data of standard meteorological parameters.

Key words atmospheric optics; optical turbulence; Monin-Obukhov similarity theory; estimating method

OCIS codes 010.1290; 010.7060; 010.1330

1 引 言

激光在大气传输过程中将与大气分子、气溶胶、大气湍流发生相互作用, 产生一系列线性或非线性效应(如分子或气溶胶的散射和吸收、折射、湍流效应和热晕效应等), 将严重影响光束质量, 降低目标对比度、目标成像分辨率、靶目标的能量集中度和光学系统的跟瞄精度。大气折射率结构常数 C_n^2 是描

述大气光学湍流的重要参数, 从某种意义上说, 得到了 C_n^2 , 就可以计算出大气光学湍流对光电系统的影响。因受人力、物力所限, 难以在全国大范围内进行大气光学湍流较长时间的现场测量。若能用常规气象参数估算近地面光学湍流, 则可利用地域广、数据量多的常规气象资料, 再结合光学湍流现场观测数据的检验, 就可获得在地域、气候等方面具有代表性

收稿日期: 2011-12-05; 收到修改稿日期: 2012-03-15

基金项目: 国家 863 计划高技术项目和科技部科技基础性工作专项课题(073D2g1391)资助课题。

作者简介: 吴晓庆(1963—), 男, 博士, 研究员, 主要从事大气边界层、大气湍流测量等方面的研究。

E-mail: xqw@aiofm.ac.cn

的地区可靠的近地面光学湍流数据。另一方面,如何用常规气象参数估算近地面光学湍流,反映的是不同下垫面地气或海气间的能量交换过程中平均气象场与随机湍流场的内在联系,开展这方面工作可以加深大气湍流自身规律如湍流产生机制等物理问题的研究。目前采用常规气象参数估算大气光学湍流大致分三类,一类是在分析测量数据基础上,寻找湍流强度与哪些常规气象参数具有相关性,得到 C_n^2 与这些相关量的拟合公式估算 C_n^2 ,如 Sadot 等^[1]使用的是气温、相对湿度、风速、太阳辐射和气溶胶等参数对 C_n^2 进行估算。一类是运用相似理论,用 Bulk 方法^[2~5],通过测量一个高度和地表面/海表面层上的温度、相对湿度、风速差值,估算出 C_n^2 。还有一类是利用数值天气预报产品或者边界层模式^[6~8]预报出常规气象参数,通过湍流参数化公式得到 C_n^2 。与上述方法有所不同的是,本文基于 Monin-Obukhov 相似理论,力求用最少数、便于测量、且对湍流强度 C_n^2 最敏感的常规气象参数作为输入参数,避免使用难以准确测量的下垫面粗糙度、地表面/海表面层上的温湿度等参数,实现了用常规气象参数估算近地面光学湍流强度 C_n^2 的两种方法,主要输入的参数是两个高度上的气温、相对湿度和风速参量。将所得结果与实际测量的 C_n^2 值进行了比较。

2 大气光学湍流强度的基本描述

主要由温度起伏引起折射率场变化的湍流被称为光学湍流,量度大气折射率起伏强度的量为折射率结构常数 C_n^2 ,折射率场的结构函数 $D_n(r)$ 定义为

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

式中 \mathbf{x} 和 \mathbf{r} 是位置矢量, r 是 \mathbf{r} 的大小,尖括号代表系综平均。根据 Kolmogorov 局地均匀各向同性假定,(1)式满足三分之二定律:

$$D_n(r) = C_n^2 r^{2/3}, \quad l_0 \ll r \ll L_0 \quad (2)$$

式中 l_0 和 L_0 分别是内尺度和外尺度。

在 $l_0 \ll r \ll L_0$ 的惯性区内,与结构函数三分之二定律相对应的是一维折射率谱满足负五分之五定律

$$n - 1 = \left\{ M_1(\lambda) \frac{P}{T} + 1.61 [M_2(\lambda) - M_1(\lambda)] \frac{Pq}{T} \right\} \times 10^{-6}, \quad (8)$$

$$\frac{\partial n}{\partial z} = \left\{ -M_1(\lambda) \frac{P}{T^2} - 1.61 [M_2(\lambda) - M_1(\lambda)] \frac{Pq}{T^2} \right\} \times 10^{-6} \frac{\partial T}{\partial z} + 1.61 [M_2(\lambda) - M_1(\lambda)] \frac{P}{T} \times 10^{-6} \frac{\partial q}{\partial z}, \quad (9)$$

式中 $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$, $M_1(\lambda) = 79.0$, $M_2(\lambda) = 66.7$ 。(9)式可写为

$$\Psi_n(k) = 0.025 C_n^2 k^{-5/3}, \quad (3)$$

式中波数 $k = 2\pi/r$ 。

折射率结构常数 C_n^2 与温度、湿度以及温湿相关项的结构常数之间的关系为^[9]

$$C_n^2 = \frac{A_T^2}{T^2} C_T^2 + \frac{A_q^2}{q^2} C_q^2 + 2 \frac{A_T A_q}{Tq} C_{Tq}, \quad (4)$$

式中 T 是气温, q 是绝对湿度,系数 A_T 、 A_q 是与波长、气温、气压、绝对湿度有关的常数, C_T^2 、 C_q^2 、 C_{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。温度结构常数 C_T^2 的定义与(2)式相类似

$$C_T^2 = \langle [T(x) - T(x+r)]^2 \rangle r^{-2/3}, \quad l_0 \ll r \ll L_0 \quad (5)$$

对于可见光和近红外光波,折射率起伏主要是由于温度起伏引起的。(4)式可简化成

$$C_n^2 = \left(79 \times 10^{-6} \frac{P}{T^2} \right)^2 C_T^2, \quad (6)$$

式中 T 为气温(K), P 为气压(10^3 Pa)。因此由(5)式通过测量惯性区内空间两点温差的平方平均得到 C_T^2 ,再由(6)式得到 C_n^2 ,这是通过金属丝测量温度起伏得到 C_n^2 的测量原理。

3 C_n^2 的两种典型估算方法

3.1 Tatarski 估算方法

对于波在湍流大气中传播的研究,都是建立在 Kolmogorov 的湍流理论基础之上的。Kolmogorov 湍流理论最先用于研究速度场,后来经 Monin 等^[10]把这一成果推广到保守标量场(如温度、折射率等)。

Tatarski^[11]给出的光学湍流强度与平均折射率梯度的关系为

$$C_n^2(z) = b \left(\frac{K_H}{\epsilon^{1/3}} \right) \cdot \left(\frac{\partial n}{\partial z} \right)^2, \quad (7)$$

式中 b 是 Obukhov-Corrsin 常数,通常取 3.2, z 为距地表面高度, K_H 为湍流热量交换系数, ϵ 为湍流能量耗散率, $\frac{\partial n}{\partial z}$ 为平均折射率梯度。

对于可见光和近红外波段,大气折射率 n 可表示为^[12]

$$\frac{\partial n}{\partial z} = \left(-79 \frac{P}{T^2} + 19.8 \frac{Pq}{T^2}\right) \times 10^{-6} \frac{\partial T}{\partial z} - 19.8 \frac{P}{T} \times 10^{-6} \frac{\partial q}{\partial z}. \quad (10)$$

根据相似理论,在满足水平均匀、平稳、常通量等条件下的近地面层,风速、温度、绝对湿度的平均值梯度与高度以及各特征尺度(u_* 、 T_* 、 q_*)的组合可表示成稳定度参数(z/L)的无量纲普适函数(φ_u 、 φ_T 、 φ_q):

$$\begin{cases} \frac{kz}{u_*} \frac{\partial u}{\partial z} = \varphi_u(z/L), & (11a) \\ \frac{kz}{T_*} \frac{\partial T}{\partial z} = \varphi_T(z/L), & (11b) \\ \frac{kz}{q_*} \frac{\partial q}{\partial z} = \varphi_q(z/L), & (11c) \end{cases}$$

其中 L 是 Monin-Obukhov 长度,将(11)式代入(10)式得

$$\frac{\partial n}{\partial z} = \left(-79 \frac{P}{T^2} + 19.8 \frac{Pq}{T^2}\right) \times 10^{-6} \frac{T_*}{kz} \varphi_T(z/L) - 19.8 \frac{P}{T} \times 10^{-6} \frac{q_*}{kz} \varphi_q(z/L). \quad (12)$$

湍流热交换系数 K_H 可表示为

$$K_H = \frac{kzu_*}{\varphi_T(z/L)}. \quad (13)$$

湍流能量耗散率 ε 可表示为

$$\varepsilon = \frac{u_*^3}{kz} \varphi_\varepsilon(z/L). \quad (14)$$

由(7)、(12)~(14)式可知,要计算 C_n^2 ,需要知道各特征尺度 u_* 、 T_* 、 q_* 及其无量纲普适函数 φ 。为得到特征尺度 u_* 、 T_* 、 q_* , (11)式的差分方程可以用两高度层的平均值差值来代替,可表示为

$$\begin{cases} u_* = \frac{k\Delta u}{\Psi_u \Delta \ln z}, & (15a) \\ T_* = \frac{k\Delta T}{\Psi_H \Delta \ln z}, & (15b) \\ q_* = \frac{k\Delta q}{\Psi_q \Delta \ln z}, & (15c) \end{cases}$$

式中 $\Delta u = u(z_2) - u(z_1)$, $\Delta T = T(z_2) - T(z_1)$, $\Delta q = q(z_2) - q(z_1)$ 。 Ψ_u 、 Ψ_H 、 Ψ_q 分别是 φ_u 、 φ_T 和 φ_q 从 $\frac{z_1}{L}$ 到 $\frac{z_2}{L}$ 的无量纲积分函数,由实验确定。

采用 Dyer^[13] 和 Hicks^[14] 经验公式可知:

$$\begin{cases} \Psi_u = [1 - 15(z/L)]^{-1/4}, & z/L < 0 & (16a) \\ \Psi_H = [1 - 15(z/L)]^{-1/2}, & z/L < 0 & (16b) \\ \Psi_u = \Psi_H = 1 + 5(z/L), & z/L > 0 & (16c) \end{cases}$$

Monin-Obukhov 长度

$$L = \frac{T(1 + 0.61q)u_*^2}{kg(T_* + 0.61Tq_*)}, \quad (17)$$

将(15)式代入,得到

$$L = \frac{T(1 + 0.61q)(\Delta V)^2 \Psi_H}{g(\Delta T + 0.61T\Delta q) \Psi_u^2 \Delta \ln z}. \quad (18)$$

这样,由两个高度层上的风速、温度、绝对湿度的平均值就可以计算出 C_n^2 。

3.2 Bulk 估算方法

Bulk 估算方法也称整体空气动力学方法,常用来估算地气或海气间的湍流通量。即在 Monin-Obukhov 相似理论得出的特征尺度与常规气象参数廓线间关系的基础上,用某高度层上的风速、温度、湿度和地表面(或海表面)温度和湿度的差值得到湍流通量。采用 Bulk 方法估算 C_n^2 ,是从(4)式出发,即在 C_n^2 与温度、湿度以及温湿相关项的结构常数之间关系的基础上,由相似理论直接建立结构常数与特征尺度的关系,由两高度层的常规气象参数平均值差值得到特征尺度,进而估算出 C_n^2 。

取 $\lambda = 0.55 \mu\text{m}$, (4)式可表示为

$$C_n^2 = A^2 C_T^2 + 2ABC_{Tq} + B^2 C_q^2, \quad (19)$$

式中 $A = 79.0 \times 10^{-6} \frac{P}{T^2}$, $B = -56.4 \times 10^{-6}$ 。

根据相似理论,各结构常数与高度以及各特征尺度(T_* 、 q_*)的组合可表示成稳定度参数(z/L)的无量纲普适函数(f_T 、 f_q 、 f_{Tq})^[15]:

$$\begin{cases} C_T^2 = T_*^2 z^{-2/3} f_T(z/L), & (20a) \\ C_q^2 = q_*^2 z^{-2/3} f_q(z/L), & (20b) \\ C_{Tq} = r_{Tq} T_* q_* z^{-2/3} f_{Tq}(z/L), & (20c) \end{cases}$$

式中温湿度相关系数 $r_{Tq} = \frac{C_{Tq}}{\sqrt{C_T^2 C_q^2}}$,其值取 0.6 ~

1.0 之间。无量纲函数 f_T 、 f_q 、 f_{Tq} 由实验确定。文献中有许多这一函数的不同表达方式,最具代表性的是 Wyngaard 公式

$$f_T(z/L) = \begin{cases} 4.9[1 - 7(z/L)]^{-2/3}, & z/L < 0 \\ 4.9[1 + 2.4(z/L)], & z/L > 0 \end{cases} \quad (21)$$

通常情况认为 $f_T(z/L) = f_{Tq}(z/L) = f_q(z/L)$,这样结合(15)、(19)~(21)式,有

$$C_n^2 = \frac{f_T(z/L)k^2 [A^2(\Delta T)^2 + 2ABr_{Tq}\Delta T\Delta q + B^2(\Delta q)^2]}{z^{2/3} [\ln(z_2/z_1) - \Psi_T(z/L)]}. \quad (22)$$

4 模式结果与实验比较

4.1 测量设备和测量场地

移动式大气参数测量系统由采集器、传感器和

远程控制计算机组成。采用美国 Campbell 公司生产的 CR5000 采集器,分别装有 CSAT3 超声风速仪、LI7500 水汽/二氧化碳分析仪、CNR1 长短波辐射传感器、HMP45C 温湿度传感器、107 温度传感器、05103vm 风速风向传感器以及温度脉动仪^[16]等。模式中需要输入的参数主要是两层温度、湿度

和风速数据等。移动式大气参数测量系统传感器技术参数如表 1 所示。测量系统放置在北京中国环境科学研究院一个 30 m 高的楼顶。实验时间为 2011 年 5 月 16 日至 6 月 6 日,共有 22 d 数据。表 2 为实验期间气象条件。实验期间大部分时段湿度较低,风速较小。

表 1 移动式大气参数测量系统传感器技术参数

Table 1 Technical parameters of sensors in the mobile tower measurement system

Name	Model	Accuracy
3D sonic anemometer	CSAT3	$u_x, u_y < \pm 4.0 \text{ cm/s}$ $u_z < \pm 2.0 \text{ cm/s}$
CO ₂ /H ₂ O analyzer	Li7500	H ₂ O: 0.5 g/m ³ ($\leq 20 \text{ Hz}$), CO ₂ : 0.5 mg/m ³ ($\leq 20 \text{ Hz}$)
Radiometer	CNR1	$\pm 10\%$ (for daily sums)
Temperature/RH probe	HMP45C	temperature: $< 0.5 \text{ }^\circ\text{C}$; RH: $\pm 2\%$ RH(0~90% RH), $\pm 3\%$ RH(90~100% RH)
Wind monitor	05103 vm	$\pm 0.3 \text{ ms}^{-1}$, $\pm 3^\circ$
Temperature probe	107	$\pm 0.4 \text{ }^\circ\text{C}$ $-24 \text{ }^\circ\text{C} \sim 48 \text{ }^\circ\text{C}$
Microthermometer	MT1	system noise level corresponding to D_T of $2 \times 10^{-3} \text{ }^\circ\text{C}$

表 2 实验期间气象条件

Table 2 Summary of meteorological conditions during the experiment

Date	Time	Pressure / (10 ³ Pa)	Temperature / $^\circ\text{C}$	Humidity /%	Wind speed / (m/s)	Wind direction / ($^\circ$)	$C_n^2/\text{m}^{-2/3}$
05-16	12:00	1004.2	26.9	18.4	1.1	222.2	2.4×10^{-13}
05-17	12:00	989.6	23.7	45.0	0.7	113.2	2.2×10^{-13}
05-18	12:00	989.1	26.2	46.5	0.9	114.6	8.8×10^{-14}
05-19	12:00	1002.5	24.4	16.4	1.9	101.4	2.9×10^{-13}
05-20	12:00	1006.7	18.0	18.6	0.8	254.6	6.8×10^{-14}
05-21	12:00	1004.7	24.1	11.9	1.5	8.8	3.8×10^{-13}
05-22	12:00	1001.9	29.3	12.9	0.5	210.5	5.7×10^{-14}
05-23	12:00	1004.3	26.1	35.8	0.2	36.3	4.2×10^{-13}
05-24	12:00	1004.9	27.2	28.9	0.3	325.2	3.3×10^{-13}
05-25	12:00	1004.4	27.3	28.6	2.6	302.8	1.4×10^{-13}
05-26	12:00	1002.1	28.4	29.5	2.5	198.3	2.8×10^{-13}
05-27	12:00	1002.4	26.5	42.0	0.3	291.5	1.9×10^{-13}
05-28	12:00	1000.4	29.4	35.9	2.1	182.5	2.0×10^{-13}
05-29	12:00	999.0	27.8	50.6	1.8	109.2	6.9×10^{-14}
05-30	12:00	993.1	32.0	32.5	0.01	222.6	2.0×10^{-13}
05-31	12:00	992.6	27.7	26.6	1.2	252.6	9.4×10^{-14}
06-01	12:00	998.4	32.2	16.2	1.5	74.5	2.2×10^{-13}
06-02	12:00	994.8	32.8	20.8	0.9	130.7	1.1×10^{-13}
06-03	12:00	995.9	28.7	12.1	0.8	90.9	1.7×10^{-14}
06-04	12:00	998.1	27.8	24.0	0.9	197.1	2.2×10^{-14}
06-05	12:00	998.2	32.1	22.3	0.2	119.1	1.2×10^{-13}
06-06	12:00	991.3	29.3	35.6	0.01	359.3	3.1×10^{-14}

用于与模式估算 C_n^2 进行对比的 C_n^2 测量用两种方法得到。一是使用微温传感器,采用两个直径为 20 μm 的钨丝,组成惠斯登电桥的两臂,测量相距为 1 m 的空间两点温差,传感器输出电压与两测量点温差起伏成正比,经过一定时间的平方平均值后得

到温度结构常数 C_T^2 ,再由(6)式计算出 C_n^2 。

另一种方法则是通过超声风速计测量的超声虚温^[17]得到 C_n^2 。超声风速计是利用多普勒效应以及声速是温度和湿度的函数关系,通过测量 3 个非正交轴上一定距离的超声波脉冲传输时间,通过坐标

变换,得到风速的 3 个分量以及超声虚温。超声风速计测得超声虚温 T_s 与气温 T 有如下关系

$$T = \frac{T_s}{1 + 0.51Q}, \quad (23)$$

式中 Q 为比湿。在干燥的情况下,超声虚温 T_s 与气温 T 相差很小。在泰勒假定下,结合风速将时间间隔的温差转换为空间两点温差的平方平均得到温度结构常数 C_T^2 :

$$C_T^2 = \overline{[T(t) - T(t - \tau)]^2} (\overline{V\tau})^{-2/3}, \quad (24)$$

式中 τ 为时间间隔, V 为风速。通常取空间长度为 1 m, τ 的大小由实测的风速确定,再由(6)式计算出 C_n^2 。图 1 是温度脉动仪和超声风速计测量的 C_n^2 的比较,数据采样频率为 50 Hz,统计平均时间为 20 s,两者变化趋势和量级一致,相关系数为 0.92。

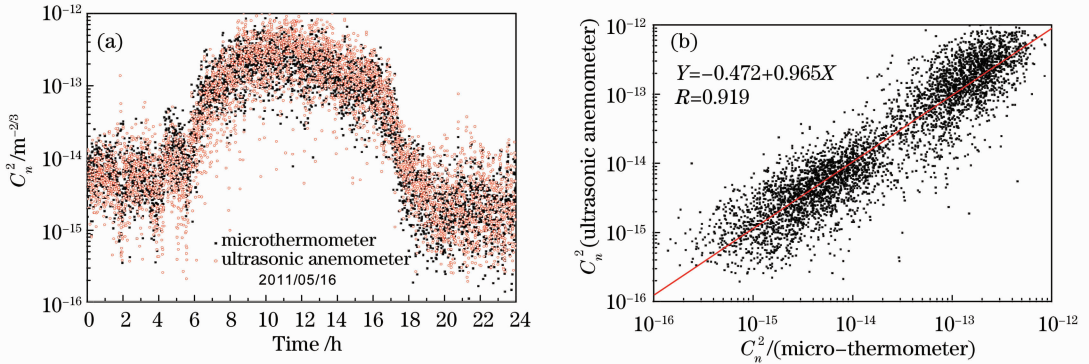


图 1 温度脉动仪和超声风速计测量的 C_n^2 的比较(测量时间:2011 年 5 月 16 日)

Fig. 1 Time series comparison of C_n^2 measured with 3-axis ultrasonic anemometer and micro-thermometer on May 16, 2011

4.2 结果分析

首先对采样频率为 50 Hz、时间间隔为 20 s 的两高度上的 ($z_1 = 0.50$ m, $z_2 = 2.15$ m) 气温、相对湿度、风速数据以及用于对比的 C_n^2 测量数据进行 10 min 的滑动平均,作为模式估算的输入参数。将相对湿度换算成绝对湿度 ($\text{kg} \cdot \text{kg}^{-1}$),分别计算出两高度层常规气象参数的平均值差值, $\Delta u = u(z_1) - u(z_2)$, $\Delta T = T(z_1) - T(z_2)$, $\Delta q = q(z_1) - q(z_2)$ 。由(18)式计算出 Monin-Obukhov 长度 L ,由(15)式

计算出特征尺度 u_* 、 T_* 、 q_* 。由(10)、(13)和(14)式分别计算出折射率梯度 $\frac{\partial n}{\partial z}$ 、湍流热交换系数 K_H 和湍流能量耗散率 ϵ ,再由(7)式得到 C_n^2 。

整个实验期间获取了 22 d 的数据,选取 5 月 23~26 日 4 d 测量的常规气象数据作为代表,进行 C_n^2 的 Tatarski 估算法和 Bulk 估算法的可行性研究。图 2(a) 为两高度温差随时间的变化,图 2(b) 是 C_n^2 的两种估算值与测量值的比较。 $\Delta T = T(z_1) - T(z_2)$ 变化范围在 $0.1^\circ\text{C} \sim 1.3^\circ\text{C}$ 之间,白天 ΔT 大于零,夜晚 ΔT 接近

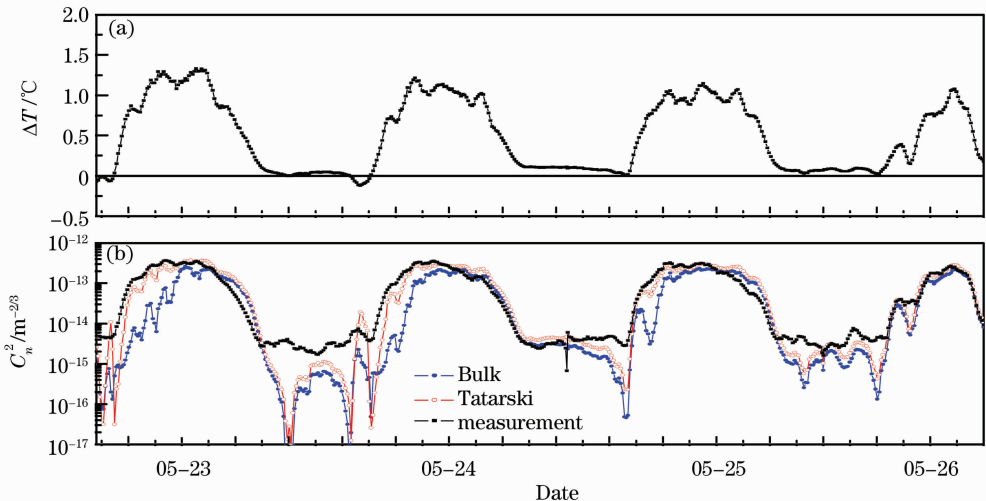


图 2 模式估算与温度脉动仪测量的 C_n^2 的比较(测量时间:2011 年 5 月 23~26 日)

Fig. 2 Time series comparison of C_n^2 estimated by model and measured by micro-thermometer from May 23 to May 26, 2011

或小于零。可以看出在大气处于不稳定条件下的白天,两种估算方法得到的 C_n^2 在量级和变化趋势上与实测的 C_n^2 基本一致,Tatarski 估算的 C_n^2 更为接近。在大气处于稳定条件下的夜晚,两种估算方法得到的 C_n^2 与测量值相比偏小。 C_n^2 与两高度温差值 ΔT 存在非常大的相关性,模式低估 C_n^2 的时间段主要出现在 ΔT 接近或小于零的时间段。

图 3~5 分析的是整个实验期间 22 d 每 10 min 共计 3168 条数据,其中图 3 和图 4 分别是 Bulk 法估算的 C_n^2 和 Tatarski 法估算的 C_n^2 与两高度温差 $|\Delta T|$ 的关系。无论是 $\Delta T > 0$ 时大气处于不稳定状态下的白天,还是 $\Delta T \leq 0$ 时大气处于稳定状态下的夜晚,两种方法估算的 C_n^2 都随 $|\Delta T|$ 的增大而增大,随 $|\Delta T|$ 的减小而减小。而在 $-0.1\text{ }^\circ\text{C} < \Delta T <$

$0.1\text{ }^\circ\text{C}$ 范围内,估算的 C_n^2 一般小于 $10^{-15}\text{ m}^{-2/3}$ 。相比而言,Tatarski 法估算的 C_n^2 与 $|\Delta T|$ 关系的离散程度要小一些。

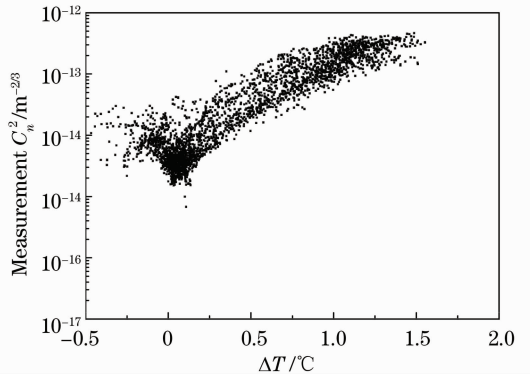


图 5 温度脉动仪测量的 C_n^2 随两高度温差的变化 (测量时间:2011 年 5 月 16 日~6 月 6 日)

Fig. 5 Micro-thermometer C_n^2 measurements versus air temperature difference from one height to another from May 16 to June 6, 2011

图 5 是温度脉动仪测量的 C_n^2 与两高度温差 $|\Delta T|$ 的关系。与模式反映的特点类似,在 $\Delta T > 0$ 时, C_n^2 随 ΔT 的增大而增大。而与模式不同的是,在 $\Delta T < 0$ 时, C_n^2 有随 $|\Delta T|$ 值增大而增大的趋势,但这一特点不明显。在 $-0.1\text{ }^\circ\text{C} < \Delta T < 0.1\text{ }^\circ\text{C}$ 范围内, C_n^2 值最小,但大于 $10^{-15}\text{ m}^{-2/3}$ 。这一温差范围也是模式低估 C_n^2 的时段,与图 2 反映的模式低估 C_n^2 的时间段主要出现在 ΔT 接近或小于零的时间段的特点相一致。

5 结 论

Tatarski 估算方法和 Bulk 估算方法的理论基础是相似理论。运用相似理论需要满足以下几个条件:水平均匀,湍流充分发展,存在常通量层。 C_n^2 的模式估算值与两高度温差 ΔT 存在很高的相关性,说明在模式估算 C_n^2 的诸多参数中, ΔT 是最敏感的参数。这一结论由大气处于不稳定条件下的白天实验测量结果得到证实,用常规气象参数可以估算可靠的 C_n^2 。在大气处于稳定条件下的夜晚,两种模式估算的 C_n^2 大小与测量值存在一定差异,多数情况是 C_n^2 被低估。原因一是夜晚大气处于稳定状态,垂直方向受到抑制,湍流得不到充分发展。此外,夜晚常通量层的高度比较低,30 m 高的楼顶有可能超出了常通量层的范围。这些因素都会影响使用相似理论估算 C_n^2 的结果。原因二是两种模式考虑的参数有限,由于 ΔT 是模式最敏感的参数,从数学角度出

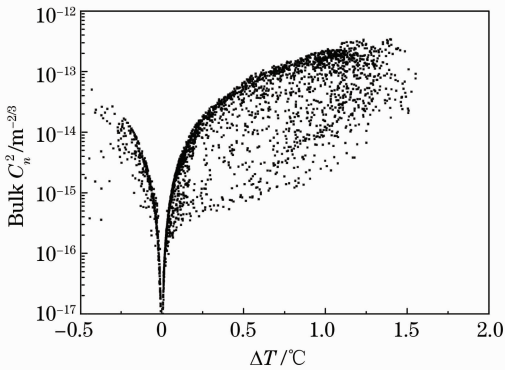


图 3 Bulk 法估算的 C_n^2 随两高度温差的变化 (测量时间:2011 年 5 月 16 日~6 月 6 日)

Fig. 3 Bulk C_n^2 estimates versus air temperature difference from one height to another from May 16 to June 6, 2011

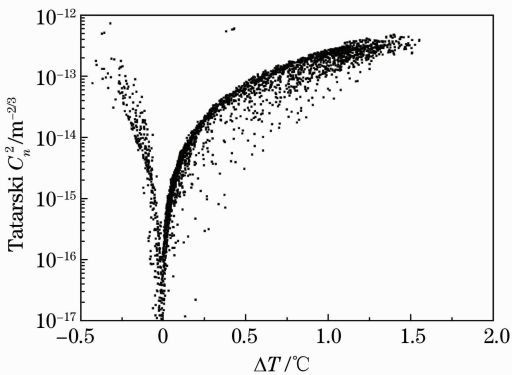


图 4 Tatarski 法估算的 C_n^2 随两高度温差的变化 (测量时间:2011 年 5 月 16 日~6 月 6 日)

Fig. 4 Tatarski C_n^2 estimates versus air temperature difference from one height to another from May 16 to June 6, 2011

发,当 ΔT 趋近零时, C_n^2 值会非常小。而实际情况下,夜晚湍流存在间歇性以及其它未知因素触发湍流,使得 C_n^2 不一定非常小。实际湍流大小可看成模式估算部分和未估算部分之和,一般近地面白天 C_n^2 比夜晚 C_n^2 大 2~4 个量级, C_n^2 未估算的部分在白天与实际 C_n^2 相比可能是个小量,在夜晚即使 ΔT 趋近零也不会很小,这可能是夜晚模式低估 C_n^2 的原因。原因三是模式中输入参数的两高度层距离不足 3 m,大气稳定条件下的两高度层常规气象参数差值很小,107 温度传感器精度为 $\pm 0.4\text{ }^\circ\text{C}$,不能反映 $0.1\text{ }^\circ\text{C}$ 以下的温差,这也是造成夜晚模式低估 C_n^2 的可能原因。

Tatarski 估算方法和 Bulk 估算方法都是基于 Monin-Obukhov 相似理论来实现用常规气象参数对近地面光学湍流强度 C_n^2 估算。前者是运用相似理论将描述湍流场的量如湍流能量耗散率、湍流热交换系数以及折射率梯度进行参数化,后者是运用相似理论直接将各结构常数进行参数化,其实质反映的是随机湍流场与平均气象场之间的内在联系。在大气处于不稳定条件下的白天,两种方法估算的 C_n^2 在量级和变化趋势上没有明显差别。两高度温差 ΔT 是模式中最敏感的参数,避免了使用难以准确测量的下垫面粗糙度、地表面/海表面层上的温湿度等参量作为输入参数。下一阶段将分析模式输入参数的测量精度以及模式中尚未考虑的其他因素对湍流强度估算精度的影响,使将来采用各气象台站测量的常规气象参数历史数据估算湍流强度成为可能。

参 考 文 献

1 D. Sadot, N. S. Kopeika. Prediction of C_n^2 on the basis of macroscale meteorology including aerosols [C]. *SPIE*, 1991, **1487**: 40~50
 2 K. L. Davidson, G. E. Schacher, C. W. Fairall *et al.*. Verification of the Bulk method for calculating overwater optical turbulence[J]. *Appl. Opt.*, 1981, **20**(17): 2919~2924
 3 Dai Fushan, Li Youkuan. Estimation of the optical turbulence in the marine atmospheric surface layer based on meteorological data [J]. *Acta Optica Sinica*, 2007, **27**(2): 191~196
 戴福山,李有宽. 利用气象要素估算海洋大气近地面光学湍流

[J]. *光学学报*, 2007, **27**(2): 191~196
 4 Chen Dong, Rao Ruizhong. Analysis of the characteristics of atmospheric turbulence in marine surface layer of South China Sea based on Bulk model[J]. *J. Atmospheric and Environmental Optics*, 2011, **6**(4): 268~273
 陈 栋,饶瑞中. 基于 Bulk 方法的南海近海面大气湍流特征分析[J]. *大气与环境光学学报*, 2011, **6**(4): 268~273
 5 Wu Xiaoqing, Wang Yingjian, Zeng Zongyong *et al.*. Modelling and measurement of the structure function constant of temperature over sea [J]. *Acta Meteorologica Sinica*, 2002, **60**(1): 98~100
 吴晓庆,王英俭,曾宗泳等. 近海面气层温度结构常数的模式和测量[J]. *气象学报*, 2002, **60**(1): 98~100
 6 S. Cheinet, A. Beijaars, K. Weiss-Wrana *et al.*. The use of weather forecasts to characterize near surface optical turbulence [J]. *Boundary-Layer Meteorol.*, 2010, **138**(3): 453~473
 7 Dai Fushan, Li Youkuan, Hu Jiangkai. Forecast of optical turbulence in marine surface layer using numerical weather prediction products [J]. *J. Atmospheric and Environmental Optics*, 2008, **3**(3): 161~172
 戴福山,李有宽,胡江凯. 利用数值天气预报产品预报海面光学湍流[J]. *大气与环境光学学报*, 2008, **3**(3): 161~172
 8 Wu Xiaoqing, Wang Yingjian, Zeng Zongyong *et al.*. Numerical model of atmospheric optical refractive index structure parameter [J]. *High Power Laser and Particle Beams*, 2002, **14**(6): 819~822
 吴晓庆,王英俭,曾宗泳等. 一维大气边界层光学折射率结构常数的数值模式[J]. *强激光与粒子束*, 2002, **14**(6): 819~822
 9 R. J. Hill. Spectra of fluctuations in refractivity, humidity, and the temperature-humidity cospectrum in the inertial and dissipation range[J]. *Radio Science*, 1978, **13**(6): 953~961
 10 A. S. Monin, A. M. Yaglom. *Statistical Fluid Mechanics*[M]. Cambridge: MIT Press, 1975
 11 V. I. Tatarski. *Wave Propagation in a Turbulent Medium*[M]. New York: McGraw-Hill, 1961
 12 E. L. Andreas. Estimating C_n^2 over snow and sea ice from meteorological data[J]. *J. Opt. Soc. Am. A*, 1988, **5**(4): 481~495
 13 A. J. Dyer. A review of flux-profile relationships [J]. *Boundary-Layer Meteorol.*, 1974, **7**(3): 363~372
 14 B. B. Hicks. Wind profile relationships from the Wangara experiment[J]. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1976, **102**(433): 535~551
 15 C. W. Fairall, S. E. Larsen. Inertial dissipation methods and turbulent fluxes at the air ocean interface [J]. *Bound-Layer Meteorol.*, 1986, **34**(3): 287~301
 16 吴晓庆,曾宗泳,饶瑞中等. 温度脉动仪测量大气光学湍流规程[S]. 中国科学院合肥物质研究院企业标准, Q/AG 05-2008
 17 Zhu Xingting, Wu Xiaoqing, Li Duoyang. Characteristics of ASL turbulence spectra and C_n^2 using three-dimensional ultrasonic anemometer [J]. *J. Atmospheric and Environmental Optics*, 2012, **7**(1): 2~12
 朱行听,吴晓庆,李多扬. 三维超声风速仪测量近地面湍流谱及 C_n^2 的初步研究[J]. *大气与环境光学学报*, 2012, **7**(1): 2~12

栏目编辑: 谢 婧