

基于多普勒激光雷达的边界层内湍流参数估算

靳翔¹, 宋小全^{1,2*}, 刘佳鑫¹, 云龙³, 邵士勇⁴¹中国海洋大学信息科学与工程学院, 山东 青岛 266100;²青岛海洋科学与技术试点国家实验室区域海洋动力学与数值模拟功能实验室, 山东 青岛 266237;³深圳市环境监测中心站, 广东 深圳 518049;⁴中国科学院安徽光学精密机械研究所中国科学院大气光学重点实验室, 安徽 合肥 230031

摘要 2019 年 10 月, 使用相干多普勒测风激光雷达在深圳杨梅坑地区进行风廓线等观测。结合标准大气模型、温度日变化模型和地面气象站数据, 估算了晴朗天气下边界层内大气折射率结构常数 C_n^2 和湍流动能耗散率 ϵ 。根据时间-高度垂直剖面, 分析了时空变化特征, 研究了各参数变化对 C_n^2 的具体影响。折射率结构常数 C_n^2 与垂直速度方差 σ_w^2 有较强的相关性, 相关系数一般在 0.7 以上。在白天湍流充分混合发展的情况下, 湍流动能耗散率 ϵ 与 C_n^2 相关系数一般达到 0.5 以上, C_n^2 、 σ_w^2 及 ϵ 的相关性体现了湍流在水平和垂直两个方向变化的一致性。这表明在缺乏温度压强数据情况下, 基于温度压强模型估算 C_n^2 是可行的。基于误差分析, 温度梯度对 C_n^2 的贡献率达 28.84%、温度对 C_n^2 的贡献率达 30.12%, 这要求在计算过程中尽量获取准确的温度廓线。结果对研究深圳地区地-气系统能量、物质交换和天气变化等具有借鉴意义。

关键词 大气光学; 大气湍流; 激光雷达; 折射率结构常数; 湍流动能耗散率

中图分类号 P413.1 **文献标志码** A

doi: 10.3788/CJL202148.1110001

1 引言

湍流是大气的一种重要运动形式。在大气边界层内, 湍流运动伴随着大气中热量、动量、颗粒物及水汽等的垂直或水平输送, 研究湍流的形成和发展对数值天气预报、大气动力学、风力发电设备机械结构安全、航班飞行安全等国民经济产业具有重要意义。深圳作为新兴超级城市, 研究边界层内湍流参数特征, 对该区域地-气系统的能量交换、污染物的输送和扩散、气象要素变化具有重要意义。

折射率结构常数 C_n^2 和湍流耗散率 ϵ 是研究大气湍流强度的常用参数^[1-2]。国内外学者已经开展了大气湍流参数观测和估算的工作^[3-10]。这些工作依靠无线电探空仪、温度脉动仪、超声风速计及风廓线雷达等仪器获取气压、温度、湿度及风场等气象要素, 结合相应的方法得到大气湍流参数。这些方法虽然很有效, 但各仪器均具有一定局限性, 如温度脉

动仪和超声风速计只能单点测量, 难以给出垂直廓线; 无线电探空仪受制于分辨率和测量时效性, 难以给出连续的湍流参数时间-高度垂直剖面; 风廓线雷达探测起始高度较高且占地面积较大, 难以进行移动观测。

激光雷达作为一种新兴的主动遥感观测手段, 是传统观测手段的有效补充^[11]。相较于传统观测手段, 激光雷达具有全天时、高时空分辨率的探测能力, 本文使用的相干多普勒激光雷达可给出秒级分辨率的廓线数据。20 世纪 90 年代以来, 基于激光雷达的湍流参数研究已经成为大气光学湍流的重要研究方向。Banakh 等^[12]进行了利用连续 CO₂ 多普勒激光雷达测量大气边界层湍流耗散率可行性的研究; Frehlich 等^[13-14]基于相干多普勒激光雷达的信号功率谱、速度结构函数等研究了大气湍流参数; Smalikho 等^[15]采用波长为 2 μm 的相干多普勒激光雷达估算了湍流耗散率。近年来, 随着国内相关

收稿日期: 2020-10-28; 修回日期: 2020-12-02; 录用日期: 2020-12-23

基金项目: 国家重点研发计划(2018YFC0213101, 2016YFC1400905)、国家自然科学基金(61775200)

*E-mail: songxq@ouc.edu.cn

技术发展,研究人员同样进行了非常有效的工作。熊兴隆等^[16]基于相干多普勒激光雷达估算了湍流耗散率,并用于低空湍流预警;李珍妮等^[17]进行了关于海陆风湍流参数的相关研究,分析了湍流对气溶胶输送的影响;许满满等^[18]结合激光雷达、超声风速仪及温度脉动仪研究了复杂地形下海陆风对大气湍流的影响。较前人研究单点的湍流参数日变化或某固定时刻的湍流参数垂直廓线变化,本文给出了基于相干多普勒测风激光雷达的湍流参数的时间-高度垂直剖面,有利于更细致地研究大气边界层内湍流参数的垂直结构和时空变化。

本文使用 Wind3D 6000 型相干多普勒测风激光雷达资料、GOT01_0 温度日变化模型^[19]对深圳杨梅坑地区边界层内的 C_n^2 和 ϵ 进行估算,获得了全天时 C_n^2 时间-高度垂直剖面,并与垂直速度方差 σ_w^2 及 ϵ 进行对比,以验证模拟温度压强估算 C_n^2 的可行性。同时研究了各参数对估算结果的具体影响,并与云-气溶胶激光雷达与红外探路者观测卫星 (CALIPSO)level2 532 nm 气溶胶数据自带的大气

廓线计算结果进行了对比。

2 资料及方法

2.1 站点资料

2019 年 10 月 14 日—21 日, Wind3D 6000 型相干多普勒激光雷达系统安装在深圳市大鹏新区杨梅坑观测试验场 (22.55° N, 114.56° E)。系统为中国海洋大学和青岛镭测创芯科技有限公司联合研制,原理光路^[20]和外观如图 1 所示,技术性能指标如表 1 所示。Wind3D 6000 型激光雷达体积和占地面积较小,探测起始高度通常为几十米,可实时给出地面至 6000 m 距离的径向风速和风廓线信息,时间分辨率为秒级,空间分辨率达 15 m,测速精度可达 0.1 ms^{-1} 。观测时采用多普勒五波束扫描 (DBS5) 法^[21]来获取风廓线,为避免地形因素对数据的影响,分析时剔除 60 m 高度以下数据。同时在数据筛选过程中,剔除信噪比小于等于 8 dB 的数据以提高计算的准确性,数据剔除率约为 6%。

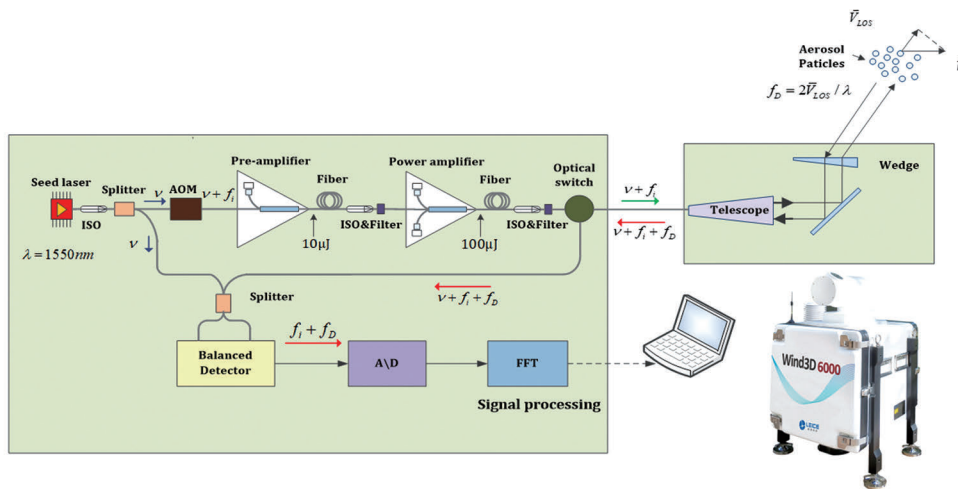


图 1 Wind3D 6000 型相干多普勒测风激光雷达光路原理图^[20]及外观照片

Fig. 1 Optical path principle diagram^[20] and appearance photo of Wind3D 6000 coherent Doppler wind lidar

表 1 Wind3D 6000 型相干多普勒测风激光雷达技术性能指标

Table 1 Technical parameters of Wind3D 6000 coherent Doppler wind lidar

Parameter	Content
Wavelength / μm	1.5
Data refresh rate / Hz	1-10
Speed measurement accuracy / ms^{-1}	≤ 0.1
Scan servo accuracy / ($^\circ$)	< 0.1
Range resolution / m	15
Scan mode	DBS
Radial detection range / m	45-6000
Weight / kg	< 90

2.2 方法

2.2.1 折射率结构常数 C_n^2 估算

C_n^2 的估算最早由 Tatarski 进行,利用温度、压强、湿度等气象要素来估算大气环境中的折射率结构常数。后来, Kaimal 等^[22]利用 Monin-Obukhov 相似性理论建立了折射率结构常数模型。也有许多关于基于大涡模拟估算 C_n^2 的有效工作,通常是通过大涡模拟资料,计算 C_n^2 所依赖的温度结构常数、湿度结构常数及温、湿联合结构函数等^[23-24]。根据 Kolmogorov 局地均向同性的湍流理论, Tatarski 将 C_n^2 ^[25] 表示为

$$C_n^2 = a^2 L_0^{4/3} M^2, \quad (1)$$

式中: $a^2 = 2.8$; L_0 为外尺度; M 为位势折射率梯度。 L_0 由外尺度模式基于温度梯度 dT/dh 和水平风的垂直切变 S 估算。在对流层以下, L_0 可表示为

$$L_0 = 0.1^{4/3} \times 10^{0.362 + 16.728 \times S - 192.347 \frac{dT}{dh}}, \quad (2)$$

式中: S 用经向风 v 和纬向风 v 计算, v 和 v 由激光雷达观测径向风速反演得出。位势折射率梯度 M 可由温度、压强及位温梯度导出。由于未饱和湿空气位温 θ 与干洁大气位温 θ_d 差值一般小于 0.1 K , 未饱和湿空气位温一般用干洁大气位温来代替, 即

$$S = \sqrt{\left(\frac{\partial v}{\partial h}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial h}\right)^2}, \quad (3)$$

$$\theta = T \left(\frac{1000}{P}\right)^{0.286}, \quad (4)$$

$$M = \frac{79 \times 10^{-6} \times P}{T^2} \times \frac{d\theta}{dh}, \quad (5)$$

式中: T 为温度; P 为压强。

2.2.2 温度、压强模拟

在实际观测中,受制于技术手段,很难获取高时空分辨率的全天时温度、压强垂直剖面。对于计算 C_n^2 日变化所需的温度及压强廓线参数,采用简单的大气分层模型来模拟温压在垂直方向的变化。根据 1976 年美国标准大气模式, 11 km 以下的大气温压变化可以表示为

$$\begin{cases} T_Z = T_{Z_0} - 6.5 \times 10^{-3} Z \\ P_Z = P_{Z_0} \times 10^2 \times \left(\frac{T_Z}{T_{Z_0}}\right)^{5.256}, \end{cases} \quad (6)$$

式中: Z 为高度; T_Z 和 P_Z 分别为对应高度处的温度和压强; T_{Z_0} 和 P_{Z_0} 为起始高度的温度和压强,可由地面站数据获取。温度日变化的模拟采用 GOT01_0 温度日变化模型,该模型将温度日变化分为白天和夜晚两部分,结合地面气象站数据便可反演出温度日变化情况。

$$\begin{cases} T_{\text{day}}(t) = T_0 + T_a \cos\left[\frac{\pi}{\omega}(t - t_m)\right], & t < t_s \\ T_{\text{night}}(t) = T_0 + T_a \cos\left[\frac{\pi}{\omega}(t_s - t_m)\right] \exp\left(\frac{t_s - t}{k}\right), & t \geq t_s \end{cases}, \quad (7)$$

式中: T_0 为日最低温度; T_a 为日温差; ω 为余弦项半周期宽度; t 为当前时刻; t_m 为日最高温对应时刻,地区不同取值也不同; k 为衰减系数; 温度自由衰减起始时刻 $t_s = 17^{[26]}$ 。由(7)式可模拟出深圳地区温度每小时的变化情况,在此基础上通过三次样条插值法模拟出温度日变化。该模型在阴雨天气条件下不适用,根据现场及气象站资料,2019 年 10 月 15 日到 20 日实验观测期间无阴雨天气。根据该模型模拟的 10 月 15 日温度日变化曲线如图 2 所示。

模拟温度结果与现场同一高度处超声风速计测温结果的相关系数(r)达到 0.79。在观测期间,模拟的温度日变化与超声风速计观测的温度日变化的相关系数均在 0.5 以上,因此采用 GOT01_0 模型模拟温度日变化是可行的。

2.2.3 估算湍流动能耗散率 ϵ

湍流动能耗散率 ϵ 指的是单位质量流体微团在单位时间内通过分子黏性力将脉动动能转化为热能的湍流动能的耗散,数值与湍流强度相关。测风雷达估算 ϵ 有两种方法:一是基于雷达测量的多普勒谱宽,根据 ϵ 与多普勒谱宽之间的关系来估算 $\epsilon^{[27]}$;

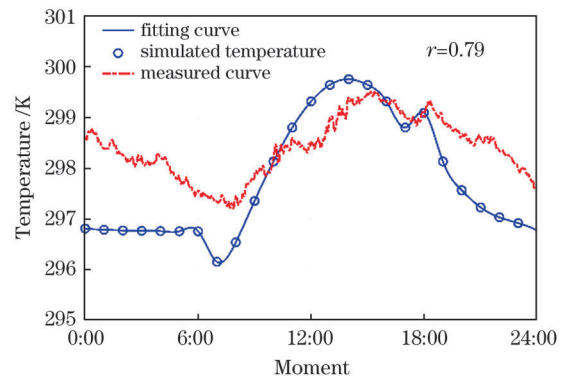


图 2 2019 年 10 月 15 日温度日变化模拟结果和超声风速计测量结果对比

Fig. 2 Comparison of diurnal temperature changes between simulation result and measurement result obtained by ultrasonic anemometer on October 15, 2019

另一种是通过估算速度结构函数 $D_v(\gamma)$, 利用 L_0 和垂直速度标准差 σ_a 计算 $\epsilon^{[14,28]}$ 。在满足局地均匀各向同性假设下,速度结构函数与湍流动能耗散率之间的关系为

$$D_v(\gamma) = 2\epsilon^{2/3} \gamma^{2/3}, \quad (8)$$

$$\varepsilon = \left[\frac{2^{1/3} \pi}{\sqrt{3} \Gamma(1/3) \Gamma(4/3)} \right]^{3/2} \frac{\sigma_a^3}{L_0} = 0.933668 \frac{\sigma_a^3}{L_0}, \quad (9)$$

式中: γ 为不同空间分割距离; $\Gamma(\cdot)$ 为伽马函数。计算过程中, 采用激光雷达沿垂直方向的径向速度。

3 结果与分析

3.1 C_n^2 估算结果分析

图 3 给出了 2019 年 10 月 15 日—20 日估算的折射率结构常数 C_n^2 , 横轴表示日期, 纵轴表示高度。激光雷达采用 DBS 法, 实际计算 C_n^2 的间隔约为 15 s, 一天可获取 5600 余条廓线数据, 这能较好地反映出 C_n^2 随时间、高度变化的细节。整体来看, C_n^2 的量级在 $10^{-16} \sim 10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$ 之间, 主要集中在 $10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$, 这与干洁大气下折射率结构常数量级在 $10^{-18} \sim 10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$ 之间是一致的。由于估算结果的主要动态范围为 $10^{-16} \sim 10^{-15} \text{ m}^{-2/3}$, 为了同时反映 C_n^2 的总体动态范围和主要动态范围, 色标中

$10^{-16} \sim 10^{-15} \text{ m}^{-2/3}$ 之间的部分表示主要动态范围, 而 $10^{-16} \sim 10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$ 之间表示总体动态范围。随着高度增加, C_n^2 逐渐减小, 这表明湍流强度随着高度的升高而减小。较强的湍流运动主要集中在 1 km 以下, 在 1~1.5 km 湍流强度较弱, 但可以看出, 这种趋势并不是绝对的, 有时较强的湍流运动可以到达 1.5~2 km。

观察发现, 除 10 月 18 日外, 其他观测日 17 日到 20 日之间均出现了 C_n^2 骤然变大的现象, 一部分强的湍流抬升, 高度从 500 m 上升到了 900 m 左右(图 3 中框内所示), 而在 900 m 以上湍流强度骤然下降。这可能是因为温度衰减之后, 地面温度下降较快, 而较高处温度下降较慢, 强的湍流抬升; 还可能与海陆风的转换有关。事实上, 由于各种天气条件和地表复杂地形的影响, 大气湍流强度随高度的变化是复杂的, C_n^2 在大气边界层内(白天 1~2 km)主要受地面热辐射引起的对流效应的影响。

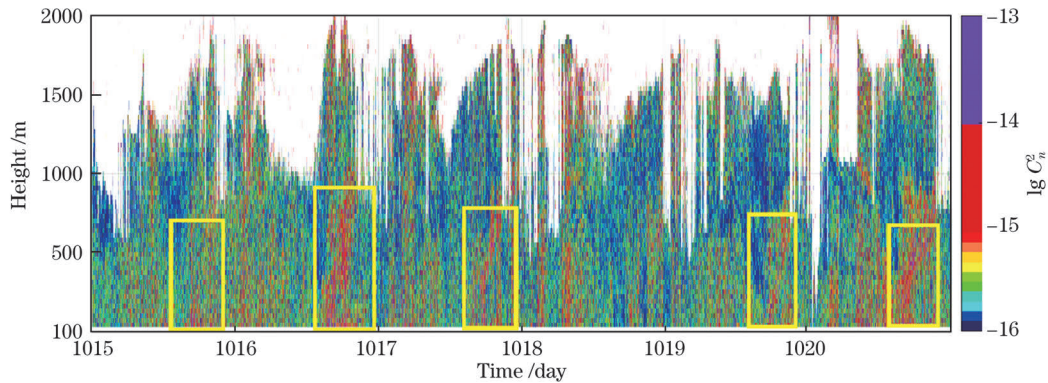


图 3 2019 年 10 月 15 到 20 日 C_n^2 垂直变化

Fig. 3 Vertical change of C_n^2 from October 15 to 20, 2019

以 20 日的估算结果为例, 如图 4 所示, 在边界层以内, C_n^2 的大值集中在 11:00 到 17:00, 高度从 1000 m 逐渐到 500 m 以下, 这表明强的湍流运动主要在该时间段并且高度集中在 500 m 以下; 在 17:00 到 21:00, C_n^2 出现了分层现象, 17:00 到 18:00, 一部分强湍流运动逐渐抬升, 高度从 500 m 上升到了 900 m 左右, 在 900 m 以上湍流强度骤然下降; 从 21:00 开始, 逐渐有相对较强的湍流运动主要集中在 500 m 以下。同时可以看出, 在 3:00 到 4:00 有较强的湍流, 高度在 500 m 以下, 在 8:00 至 11:00 可以看到 1000 m 高度上有明显的一层强湍流运动。通过研究对应时刻的风速梯度, 在 3:00 到 4:00、8:00 至 11:00 对应位置上风速均有较大的垂直梯度, 其结构呈现“鼻”状, 这可能是一种大尺度的

低空急流或者强风速带, 同时还可能伴随着逆温层, 可能与大尺度地形的动力作用和地球对大气边界层的阻力振荡有关^[29]。

图 5 为 2019 年 10 月 20 日不同高度 20 min 平均 C_n^2 日变化, 90 m 高处 C_n^2 日变化呈现明显的“墨西哥帽”状, 即白天 C_n^2 整体高于夜间, 这在 360 m 高度上也有所体现。随着高度的增加, 这种帽状日变化逐渐消失, 720 m 处的 C_n^2 日变化呈现出随机起伏的变化。从图 5 看出, 随着高度的增加, 湍流强度逐渐减小, 同时也验证了大气湍流强度随着高度的变化是复杂的, 在 19:00 左右不同高度的 C_n^2 几乎相等, 这可能是因为温度自由衰减后地面温度逐渐下降而高空温度并未立即下降导致的强湍流运动的抬升和分层, 这在图 3 和图 4 中均有所体现。

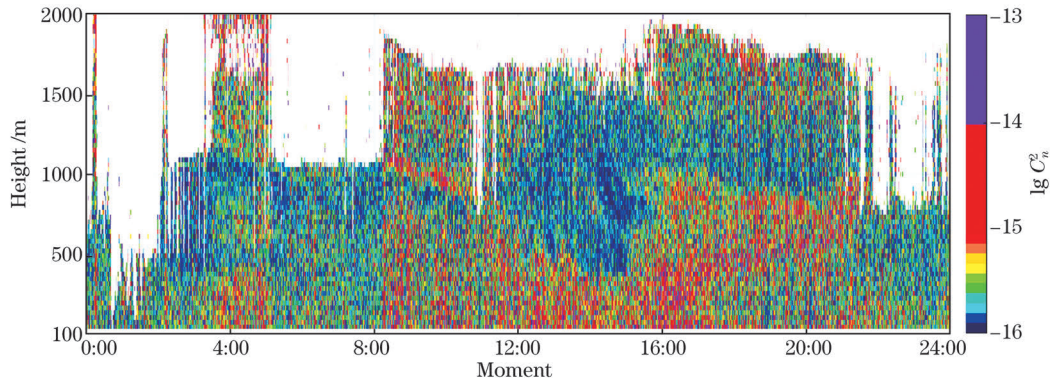


图 4 2019 年 10 月 20 日 C_n^2 日变化垂直剖面

Fig. 4 Vertical section of C_n^2 diurnal change on October 20, 2019

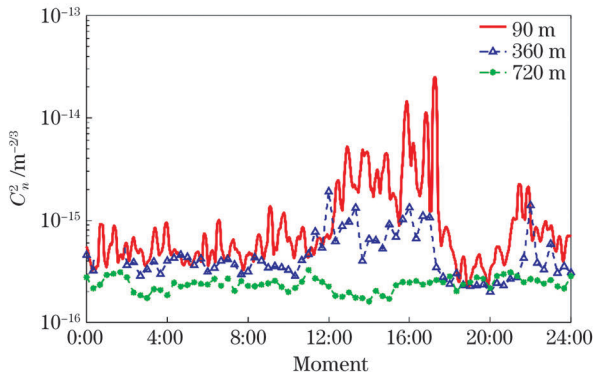


图 5 不同高度平均 C_n^2 日变化

Fig. 5 Average C_n^2 diurnal change at different altitudes

由于计算 C_n^2 时未使用垂直风速信息,垂直方向的湍流特征可通过垂直风速结果进行研究。对测风激光雷达观测到的垂直风速方差与 C_n^2 进行对比。垂直速度方差 σ_a^2 代表湍流动能的垂直分量,可由风速垂直脉动 a' 表示:

$$a' = V - \bar{V}, \quad (10)$$

$$\sigma_a^2 = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^{N-1} a_i'^2 = \overline{a'^2}, \quad (11)$$

式中: V 为垂直风速的观测值; \bar{V} 为垂直风速观测值在一定时间内的平均结果。

垂直速度方差 σ_a^2 与 C_n^2 的分布具有一致性,体现在 σ_a^2 与 C_n^2 廓线之间的强相关性。图 6 为 10 月 15 日和 10 月 20 日 4:50 到 05:10、12:50 到 13:10、17:50 到 18:10 之间 σ_a^2 与 C_n^2 的 20 min 平均廓线归一化相关图,计算过程中进行了 3 个数据点的滑动平均。综合所有观测数据来看: σ_a^2 与 C_n^2 有较强的相关性,相关系数一般达到 0.7 以上,这体现了湍流在垂直和水平方向上的一致性;而在夜间地表温度降低后,相关性也降低。同时 σ_a^2 与 C_n^2 随高度增加而减小,但有时减小趋势不明显。这可能是大气混合层的影响,在混合层内 C_n^2 随高度减小,而在混合层外的自由大气中, C_n^2 随高度变化不明显。

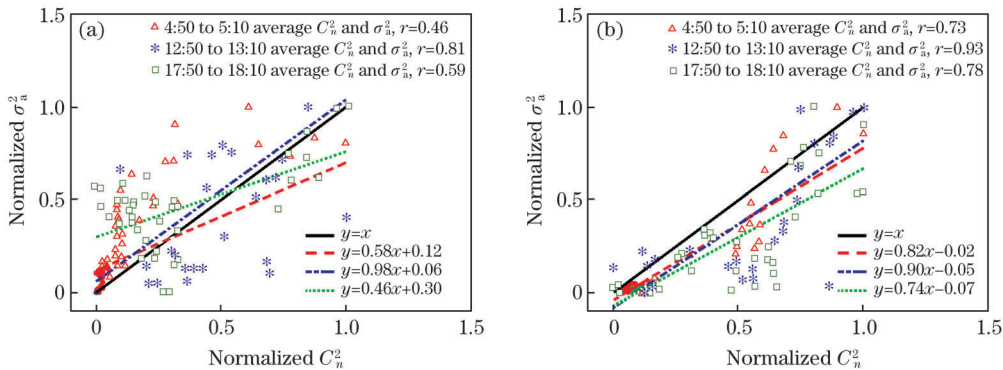


图 6 不同时刻 σ_a^2 与 C_n^2 的 20 min 平均廓线归一化相关图。(a) 10 月 15 日; (b) 10 月 20 日

Fig. 6 Normalized correlation graph of 20 min average profile of σ_a^2 and C_n^2 at different moments. (a) October 15;

(b) October 20

3.2 ϵ 估算结果分析

2019 年 10 月 15 日—20 日 90 m 高度 ϵ 日变化

如图 7(a)所示,可以看出 90 m 高度的 ϵ 日变化较为复杂。随着高度的增加, ϵ 逐渐减小。图 7(b)为

10月20日4:50到5:10、12:50到13:10、17:50到18:10的 ϵ 与 C_n^2 平均廓线和相关系数。基于SPSS软件分析了实验期间每天4:50到5:10、12:50到13:10、17:50到18:10的 ϵ 与 C_n^2 相关性显著水平,其在0.01水平上显著相关。研究所有观测数据发

现, ϵ 与 C_n^2 之间存在一定的相关性,在白天湍流充分混合发展的情况下,相关系数一般在0.5以上。通常在每天的12:00到14:00相关性最好,这表明了湍流运动在水平和垂直方向上的一致性,即其各向同性较好。

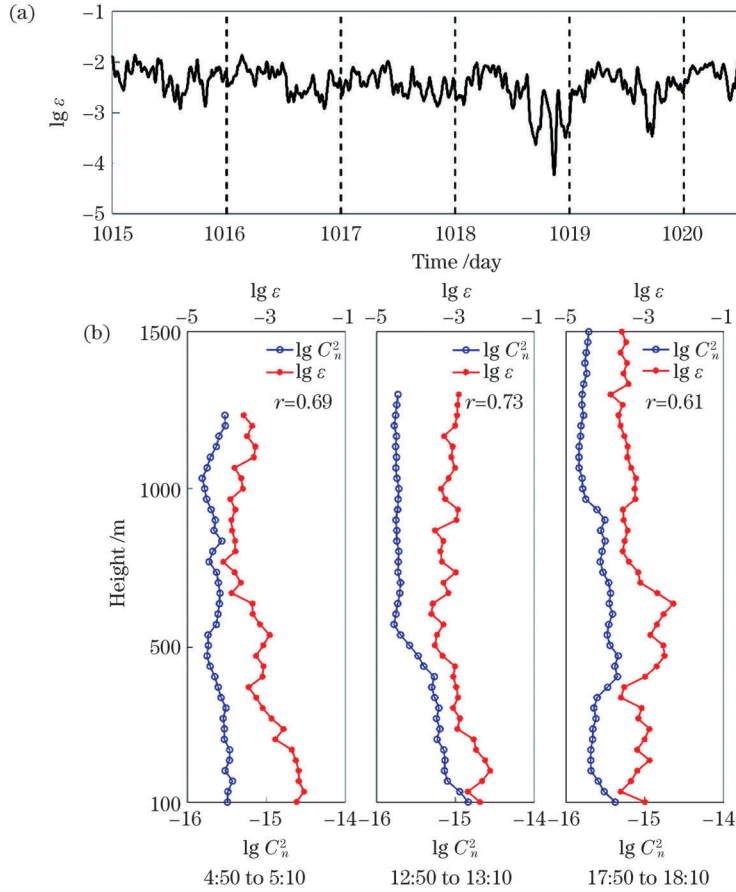


图 7 ϵ 日变化及 ϵ 与 C_n^2 平均廓线对比。(a) 10月15日—20日90 m高度 ϵ 日变化;(b) 10月20日不同时间下的 ϵ 与 C_n^2 平均廓线

Fig. 7 ϵ diurnal change and comparison of ϵ and C_n^2 average profile. (a) ϵ diurnal change from October 15 to 20 at 90 m altitude; (b) average profile of ϵ and C_n^2 at different times on October 20

综合6天数据来看, ϵ 的量级在 $10^{-5} \sim 10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 之间,集中在 $10^{-3} \sim 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 之间,这与Smalikho等^[15]的估算结果相近,其基于激光雷达估算的 ϵ 的量级集中在 $10^{-4} \sim 10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$ 之间。在边界层以下, ϵ 随高度增加逐渐减小,而在

边界层以上随高度变化不明显,但有时会急剧增加到 $10^{-1} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-3}$,这可能是小尺度湍流的间歇性引起的。

3.3 C_n^2 估算准确程度分析

为分析 C_n^2 估算的准确性,首先研究了各参数对 C_n^2 的贡献率,由(1)~(3)、(5)式得

$$C_n^2 = 291.46 \times 10^{-12} \times 10^{0.481+22.25 \times S-255.8 \times \frac{dT}{dh}} \times \frac{P^2}{T^4} \left(\frac{d\theta}{dh} \right)^2, \quad (12)$$

$$\frac{\delta C_n^2}{C_n^2} = \ln 10 \times 22.25 \times S \times \frac{\delta S}{S} + \ln 10 \times (-255.8) \times \frac{dT}{dh} \times \frac{\delta \left(\frac{dT}{dh} \right)}{\frac{dT}{dh}} + 2 \times \frac{\delta P}{P} + (-4) \times \frac{\delta T}{T} + 2 \times \frac{\delta \left(\frac{d\theta}{dh} \right)}{\frac{d\theta}{dh}}. \quad (13)$$

根据(13)式可计算出各参数的贡献率,其中分别取 S 和 dT/dh 平均值 $0.028 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和 -0.0065 km^{-1} , 得 dT/dh 对 C_n^2 的贡献为

$$P_c \left(\frac{dT}{dh} \right) = \frac{\ln 10 \times (-255.8) \times \frac{dT}{dh}}{\ln 10 \times 22.25 \times S + \ln 10 \times (-255.8) \times \frac{dT}{dh} + 2 + 4 + 2} \approx 28.84\% \quad (14)$$

依次可估算出 S 、 P 、 T 和 $d\theta/dh$ 的贡献率分别为 10.92% 、 15.06% 、 30.12% 和 15.06% , 由此可以看出影响 C_n^2 的关键因素是温度梯度 dT/dh 。受观测条件的限制,未获取到实验期间的探空仪数据,因此对实验期间过境的 CALIPSO 卫星数据的温压廓线计算结果与 C_n^2 估算结果进行对比。CALIPSO 卫星数据的温压廓线基于 NASA 的全球模拟与同化部 Global Modeling and Assimilation Office (GMAO) 提供的气象数据,相较标准大气温压廓线更能体现垂直变化的随机性。

由于观测地点纬度低, CALIPSO 卫星过境数据较少,故选取以观测场为中心、 $2^\circ \times 2^\circ$ 范围内的数据,共得到 10 月 18 日和 20 日两组过境数据。图 8 为 10 月 18 日 6:00 的 CALIPSO 温压廓线与标准大气廓线计算结果。可以看出,标准大气廓线计算结果的动态范围偏小,变化处于一个数量级之内,这主要是因为标准大气廓线体现不出温度瞬时变化的随机性。

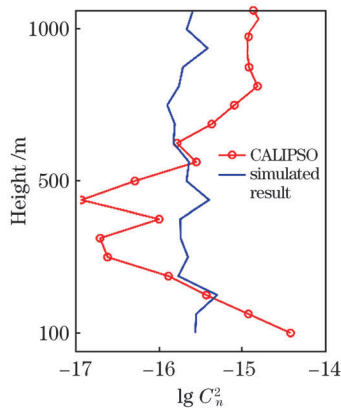


图 8 标准大气廓线计算结果与 CALIPSO 计算结果对比

Fig. 8 Comparison of standard atmospheric profile estimation results and CALIPSO calculation results

4 结 论

基于相干多普勒测风激光雷达在深圳杨梅坑地区进行了风场观测实验,结合温度、压强变化模型,估算了大气折射率结构常数 C_n^2 和湍流动能耗散率 ϵ ,分析了它们的时空变化,并与垂直速度方差 σ_a^2 进

行了对比。为了分析 C_n^2 估算的准确性,分别计算了各参数的贡献率,并与 CALIPSO 温压廓线计算结果进行了对比。

基于水平风估算的 C_n^2 与 σ_a^2 的高相关性表明了湍流运动的各向同性较好,在缺乏实测温压剖面的情况下,基于温度压强模型估算 C_n^2 是可行的。500 m 以下 C_n^2 日变化呈帽状结构,随高度变化特征明显,在 500 m 以上随高度变化不明显。 ϵ 日变化复杂,在白天与 C_n^2 的相关性也较高。估算的 C_n^2 与 GMAO 标准气象数据的计算结果相比动态范围较小,主要是由于模拟温度廓线没有瞬时变化。

由于观测地处于沿海地区同时又是新兴超级城市,受海-陆相互作用(如海陆风的影响)及城市热岛效应、污染物排放等影响,大气结构较为复杂。此测量数据的研究只是验证激光雷达在估算湍流参数的可行性和对相关算法的验证。为进一步准确研究深圳地区湍流参数变化情况,需要多种设备长期联合观测,以期对深圳地区的大气污染物输送扩散、天气变化研究提供指导意义。

参 考 文 献

- [1] Frehlich R. Simulation of laser propagation in a turbulent atmosphere [J]. Applied Optics, 2000, 39 (3): 393-397.
- [2] Gao Y, Wang X S, Wu W, et al. Method for estimating the impact of atmospheric turbulence on 3D angular deformations measurement [J]. Optik, 2014, 125(17): 4855-4859.
- [3] Jacoby-Koaly S, Campistron B, Bernard S, et al. Turbulent dissipation rate in the boundary layer via UHF wind profiler Doppler spectral width measurements [J]. Boundary-Layer Meteorology, 2002, 103(3): 361-389.
- [4] Belu R R, Jumper G. Comparison of the refractive index structure constant prediction using radiosonde data to in situ thermosonde measurements [C]//2012 9th International Conference on Communications (COMM), June 21-23, 2012, Bucharest, Romania. New York: IEEE Press, 2012: 147-150.
- [5] Aristidi E, Vernin J, Fossat E, et al. Monitoring the

- optical turbulence in the surface layer at Dome C, Antarctica, with sonic anemometers [J]. *Monthly Notices of the Royal Astronomical Society*, 2015, 454(4): 4304-4315.
- [6] Qing C, Wu X Q, Li X B, et al. Estimation of atmospheric optical turbulence profile by WRF model at Gaomeigu [J]. *Chinese Journal of Lasers*, 2015, 42(9): 0913001.
青春, 吴晓庆, 李学彬, 等. WRF 模式估算丽江高美古大气光学湍流廓线 [J]. *中国激光*, 2015, 42(9): 0913001.
- [7] Qing C, Wu X Q, Li X B, et al. Simulating the refractive index structure constant C_n^2 in the surface layer at antarctica with a mesoscale model [J]. *The Astronomical Journal*, 2017, 155(1): 37.
- [8] Lü J, Zhu W Y, Qing C, et al. Estimation of atmospheric optical turbulence at near surface of Chengdu with support vector machine [J]. *Chinese Journal of Lasers*, 2018, 45(4): 0404001.
吕洁, 朱文越, 青春, 等. 支持向量机估算成都近地面大气光学湍流 [J]. *中国激光*, 2018, 45(4): 0404001.
- [9] Chen X W, Zhu W Y, Qian X M, et al. Estimation of surface layer optical turbulence using artificial neural network [J]. *Acta Optica Sinica*, 2020, 40(24): 2401002.
陈小威, 朱文越, 钱仙妹, 等. 基于人工神经网络的近地面光学湍流估算 [J]. *光学学报*, 2020, 40(24): 2401002.
- [10] Han Y J, Wu X Q, Luo T, et al. Optical turbulence measurement over Lhasa using a meteorological radiosonde and model analysis [J]. *Acta Optica Sinica*, 2020, 40(6): 0601002.
韩亚娟, 吴晓庆, 罗涛, 等. 拉萨光学湍流探空测量与模式分析 [J]. *光学学报*, 2020, 40(6): 0601002.
- [11] Sun M F. A review of space - borne lidar development for earth observation [J]. *Electronic and Electro-Optical Systems*, 2009(2): 1-6.
孙明甫. 对地观测激光雷达发展综述 [J]. *电光系统*, 2009(2): 1-6.
- [12] Banakh V A, Smalikho I, Köpp F, et al. Measurements of turbulent energy dissipation rate with a CW Doppler lidar in the atmospheric boundary layer [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 1999, 16(8): 1044-1061.
- [13] Frehlich R, Cornman L. Coherent Doppler lidar signal spectrum with wind turbulence [J]. *Applied Optics*, 1999, 38(36): 7456-7466.
- [14] Frehlich R, Cornman L. Estimating spatial velocity statistics with coherent Doppler lidar [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2002, 19(3): 355-366.
- [15] Smalikho I, Köpp F, Rahm S. Measurement of atmospheric turbulence by 2- μm Doppler lidar [J]. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2005, 22(11): 1733-1747.
- [16] Xiong X L, Han Y A, Jiang L H, et al. Doppler lidar alerting algorithm of low-level turbulence based on velocity structure function [J]. *Infrared and Laser Engineering*, 2017, 46(10): 1030005.
熊兴隆, 韩永安, 蒋立辉, 等. 基于速度结构函数的多普勒激光雷达低空湍流预警算法 [J]. *红外与激光工程*, 2017, 46(10): 1030005.
- [17] Li Z N, Song X Q, Ma Q J, et al. Doppler wind lidar observation and feature extraction of sea-land breeze in Suizhong, Liaoning [J]. *Journal of Marine Meteorology*, 2019, 39(4): 52-60.
李珍妮, 宋小全, 马秋杰, 等. 辽宁绥中地区海陆风的多普勒测风激光雷达观测与特征提取 [J]. *海洋气象学报*, 2019, 39(4): 52-60.
- [18] Xu M M, Shao S Y, Liu Q, et al. Influences of sea and land winds on atmospheric turbulence under complex terrain [J]. *Acta Optica Sinica*, 2020, 40(12): 1201002.
许满满, 邵士勇, 刘庆, 等. 复杂地形下海陆风对大气湍流的影响 [J]. *光学学报*, 2020, 40(12): 1201002.
- [19] Schädlich S, Göttsche F M, Olesen F S. Influence of land surface parameters and atmosphere on METEOSAT brightness temperatures and generation of land surface temperature maps by temporally and spatially interpolating atmospheric correction [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2001, 75(1): 39-46.
- [20] Zhang H W, Wu S H, Wang Q C, et al. Airport low-level wind shear lidar observation at Beijing capital international airport [J]. *Infrared Physics & Technology*, 2019, 96: 113-122.
- [21] Lundquist J K, Churchfield M J, Lee S, et al. Quantifying error of lidar and sodar Doppler beam swinging measurements of wind turbine wakes using computational fluid dynamics [J]. *Atmospheric Measurement Techniques*, 2015, 8(2): 907-920.
- [22] Kaimal J C, Wyngaard J C, Haugen D A, et al. Turbulence structure in the convective boundary layer [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1976, 33(11): 2152-2169.
- [23] Peltier L J, Wyngaard J C. Structure-function parameters in the convective boundary layer from large-eddy simulation [J]. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 1995, 52(21): 3641-3660.
- [24] Wilson C, Fedorovich E. Direct evaluation of

- refractive-index structure functions from large-eddy simulation output for atmospheric convective boundary layers[J]. *Acta Geophysica*, 2012, 60(5): 1474-1492.
- [25] Tatarski V I. Wave propagation in a turbulent medium[M]. New York: McGraw-Hill, 1961.
- [26] Duan S B, Li Z L, Wang N, et al. Evaluation of six land-surface diurnal temperature cycle models using clear-sky *in situ* and satellite data [J]. *Remote Sensing of Environment*, 2012, 124: 15-25.
- [27] Kalapureddy M C R, Kishore Kumar K, Sivakumar V, et al. Diurnal and seasonal variability of TKE dissipation rate in the ABL over a tropical station using UHF wind profiler[J]. *Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics*, 2007, 69(4/5): 419-430.
- [28] Zhai X C, Wu S H, Liu B Y. Doppler lidar investigation of wind turbine wake characteristics and atmospheric turbulence under different surface roughness [J]. *Optics Express*, 2017, 25(12): A515-A529.
- [29] Lu H C, Yang G X. Mesoscale weather principles and forecasts [M]. 2nd ed. Beijing: China Meteorological Press, 2004.
- 陆汉城, 杨国祥. 中尺度天气原理和预报[M]. 2 版. 北京: 气象出版社, 2004.

Estimation of Turbulence Parameters in Atmospheric Boundary Layer Based on Doppler Lidar

Jin Xiang¹, Song Xiaoquan^{1,2*}, Liu Jiabin¹, Yun Long³, Shao Shiyong⁴

¹ College of Information Science and Engineering, Ocean University of China, Qingdao, Shandong 266100, China;

² Laboratory for Regional Oceanography and Numerical Modeling, Pilot National Laboratory for Marine Science and Technology, Qingdao, Shandong 266237, China;

³ Shenzhen Environmental Monitoring Center Station, Shenzhen, Guangdong 518049, China;

⁴ Key Laboratory of Atmospheric Optics, Anhui Institute of Optics and Fine Mechanics, Chinese Academy of Sciences, Hefei, Anhui 230031, China

Abstract

Objective In the atmospheric boundary layer, studying the formation and development of turbulence is of significant interest to numerical weather prediction, atmospheric dynamics, mechanical structure safety of wind power equipment, and aviation safety. The refractive index structure constant C_n^2 and turbulent energy dissipation rate ϵ are commonly used parameters for studying the intensity of atmospheric turbulence. Traditional observation methods rely on meteorological elements, such as temperature, pressure, humidity, and wind field obtained from radiosondes. Micro-temperature sensors, ultrasonic anemometers, and wind profile radars, combine with corresponding methods to obtain atmospheric turbulence parameters. A new observation method based on lidar observation of atmospheric turbulence parameters has been widely studied. Compared with traditional observation methods, lidar can detect vertical profiles round the clock and high temporal-spatial resolution. In this study, we present the estimation of C_n^2 and ϵ based on the coherent Doppler wind lidar observation data with second-level time resolution, combined with the temperature and pressure diurnal variation model. Besides, the vertical change profile of C_n^2 round the clock is presented and compared with the vertical velocity variance σ_a^2 . We believe that the proposed methods and estimation results can be useful for studying the characteristics of turbulence parameters in the boundary layer, the energy exchange of the land-atmosphere system, and transportation and diffusion of pollutants in coastal urban areas.

Methods First, the wind speed data observed by lidar with a signal-to-noise ratio of less than 8 dB and observation height below 60 m are eliminated. The meridional wind v and zonal wind u are calculated using the wind speed data after quality control. Then, the US standard atmosphere model is used to simulate changes in temperature and pressure at different altitudes. The GOT01_0 temperature diurnal change model is used to simulate the diurnal temperature change. The potential temperature is calculated based on the empirical relationship between temperature, pressure, and potential temperature. Finally, the refractive index structure constant C_n^2 is estimated using the method proposed by Tatarski. By estimating the velocity structure function, the turbulent energy dissipation rate is estimated using the outer scale L_0 and the vertical velocity standard deviation σ_a . The turbulent energy dissipation rate ϵ and the vertical velocity variance σ_a^2 representing the vertical component of the turbulent

kinetic energy were compared with C_n^2 to characterize that it is feasible to estimate C_n^2 based on the temperature and pressure model. Besides, the influence of each variable required to calculate C_n^2 on the calculation result is investigated based on the theory of error analysis to guide for further in-depth research.

Results and Discussions The magnitude of C_n^2 is between 10^{-16} and $10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$. It is mainly concentrated on $10^{-16} \text{ m}^{-2/3}$, and the refractive index structure in a dry and clean atmosphere in the order of 10^{-18} to $10^{-13} \text{ m}^{-2/3}$ is consistent. As the height increases, C_n^2 gradually decreases, indicating that the turbulence intensity decreases as the height increases. The strong turbulence is mainly concentrated below 1 km, and the turbulence intensity is weaker at 1 to 1.5 km, but this trend is not absolute; however, the strong turbulence can reach 1.5 to 2 km (Fig. 3). Except for October 18, the other observation days showed a sudden increase in C_n^2 between October 17 and 21, and the height rose from 500 to 900 m. It may be due to strong turbulent uplift caused by changes in ground thermal radiation after temperature attenuation and may also be related to the conversion of sea and land wind. The daily variation of C_n^2 near the ground presents an obvious “Mexican hat” shape, i. e., during the day, C_n^2 is higher than that at night, which is also reflected in 360 m. As the height increases, the hat-shaped diurnal variation gradually disappears, and the diurnal variation of C_n^2 at 720 m presents random fluctuations (Fig. 5). σ_a^2 and C_n^2 have a strong correlation, and the correlation coefficient is above 0.7, indicating the consistency of turbulence in the vertical and horizontal directions. Besides, the correlation decreases when the surface temperature at night decreases. There is a certain correlation between ϵ and C_n^2 , when the turbulence is fully mixed and developed during the day; the correlation coefficient is above 0.5. The dynamic range of C_n^2 estimated by simulated temperature and pressure is smaller than that estimated by GMAO meteorological data of CALIPSO data (Fig. 8), which is mainly caused by the fact that the standard atmospheric profile cannot reflect the randomness of instantaneous temperature change.

Conclusions In this study, the wind profile observation data of the coherent Doppler wind lidar in the Yangmeikeng area of Shenzhen are used, combined with the standard atmosphere model, the diurnal temperature model, and the data from the ground weather station. The atmospheric refractive index structure constant C_n^2 and turbulent energy dissipation rate ϵ in the atmospheric boundary layer under clear weather are estimated. The characteristics of temporal and spatial changes are analyzed according to its time-height vertical profile. Besides, we investigated the specific effects of changes in various parameters on C_n^2 . The high correlation between C_n^2 and σ_a^2 estimated based on the horizontal wind showed that the turbulent motion is isotropic. The estimation based on temperature and pressure models is feasible in the absence of measured temperature and pressure profiles. Compared with the calculation results of GMAO standard meteorological data, the estimated C_n^2 has a smaller dynamic range, which is due to the absence of instantaneous changes in the simulated temperature profile. To further accurately investigate the changes in turbulence parameters in the Shenzhen area, long-term joint observations with various equipment must guide the study of atmospheric pollutant transport and diffusion and weather changes in the Shenzhen area.

Key words atmospheric optics; atmospheric turbulence; lidar; refractive index structure constant; turbulent energy dissipation rate

OCIS codes 010.1330; 010.0280; 010.3640