

基于激光雷达遥感和参数化模式研究 城市混合层的发展机制

贺千山^{1,3} 毛节泰¹ 陈家宜¹ 韩淑云²

1 北京大学物理学院大气科学系, 北京 100871

2 北京市气象局, 北京 100081

3 山西省气象局, 太原 030002

摘 要 利用北京大学的微脉冲激光雷达(MPL)观测的偏南气流条件下的混合层高度和夹卷层厚度探测资料, 研究简单天气条件下城市混合层的发展机制并与 GB94 的参数化方案相互印证。通过激光雷达遥感的混合层高度和夹卷层厚度计算了混合层顶的夹卷率 A , 得到其平衡夹卷阶段的值为 0.24。在不考虑机械混合前提下反演了地面感热通量, 结果表明遥感的反演值与梯度法的计算值有系统性偏差, 但总体上仍旧有较好的相关。偏差量的大小反映了影响混合层发展的机械湍流的参数 B , 进一步通过 GB91 模式的模拟确定该参数的最佳值约为 3.5。在此基础上讨论了混合层顶夹卷和机械湍流对城市混合层发展的相对重要性。采用以上分析结果开展了个例模拟研究, 结果表明 GB91 模式可以较好地模拟城市下垫面的混合层发展, 但大尺度天气系统造成的垂直运动对模拟结果的影响是不容忽视的。

关键词 微脉冲激光雷达 混合层发展 感热通量 反演 模拟

文章编号 1006-9895(2006)02-0293-14

中图分类号 P463

文献标识码 A

A Study of Evolution and Dynamics of Urban Atmospheric Mixing-Layer Depth Based on Lidar Data and Numerical Simulation

HE Qian-Shan^{1,3}, MAO Jie-Tai¹, CHEN Jia-Yi¹, and HAN Shu-Yun²

1 *Department of Atmospheric Science, School of Physics, Peking University, Beijing 100871*

2 *Beijing Meteorological Bureau, Beijing 100081*

3 *Shanxi Meteorological Bureau, Taiyuan 030002*

Abstract Mixing-layer depth and entrainment zone thickness are extracted from micro pulse lidar data sets measured at Peking University when surface wind is mainly from the south. The estimated values of the normalized entrainment zone depth are plotted versus an entrainment Richardson number, resulting in a good ordering of the data and agreement with the parameterization proposed in a study by Gryning and Batchvarova. The evolution and dynamics of mixing-layer over urban area under simply meteorological conditions are studied using a simple well-mixed boundary layer theory and the entrainment flux ratio (which is often used to simulate entrainment in atmospheric boundary-layer models) with an empirical relationship which is calculated from these two quantities. This ratio is generally believed to be 0.24 under equilibrium conditions, but is highly variable during the morning and evening hours. Regional surface fluxes of sensible heat are retrieved based on a traditional thermodynamic model without mechanical mixture effects from the time series. The cause for differences between retrieval result and actual measurement

(with a correlation coefficient of 0.79) are discussed. It is the differences that make the quantification of the parameter B for mechanical turbulence production possible. A value of 3.5 is confirmed from the result of GB91 numerical simulation. Preliminary analysis indicates both convective and mechanical turbulence, which can be interpreted qualitatively by parameters A and B , contribute to the growth process, in which the importance of every parameter can be estimated when the difference in retrieved surface fluxes of sensible heat is growing rapidly. In this study, five experiments are available for evaluating the simulation of the growth of the mixed layer. When the model adopts the effect of vertical motions induced by convergence or divergence in the large-scale flow field, realistic mixed layer developments with urban underground are obtained.

Key words micro pulse lidar, evolution and dynamics of mixed layer, surface fluxes of sensible heat, retrieval, numerical simulation

1 引言

混合层,即对流边界层,是大气边界层的一种基本类型,其特征是存在着具有湍流特性的对流热泡(thermal),湍流混合扩散能力很强。混合层顶上下由于对流热泡的上冲和下沉而导致了上层空气的卷入,称为卷夹(entrainment)^[1]。平均起来卷夹作用影响到混合层的10%~40%,人们称这个位于混合层顶的静力稳定区为卷夹层或夹卷层^[1, 2]。夹卷层是混合层和自由大气的过渡,同时起着两层大气之间的区隔作用。

混合层的上述特性使得相关湍流输送表现出其固有的特点。以大气污染物扩散为例,大气污染物能够快速向上扩散并在垂直方向形成均匀分布;同时,存在于混合层顶以上的污染物可通过夹卷作用进入混合层,形成熏烟扩散。研究表明,夹卷层厚度决定了熏烟过程的强度和持续时间^[3, 4]。地表感热通量的日变化是决定边界层发展演化的一个重要因子,它在中小尺度天气演化过程中所起的作用很大。此外,边界层发展高度的时间演化也会对当地气候气象有深刻的影响,这些参数是大气扩散模式和地面污染过程的基本要素,尤其在城市地区更具重要意义。

但城市地形特征使得观测研究边界层具有一定的困难,主要是因为局地观测不能代表城市普遍特征^[5]。而遥感产品对地面环境的敏感性要小于地面观测,因此它比现场观测更具区域代表性,激光雷达探测就可以给出较为准确的混合层高度^[6]。另外,求取感热通量较精确的方法是单点探测的涡度相关法,然而这种地基实测与地形特点有很大关系,对于许多要求面积平均的气象问题,其代表性不是很好^[7]。遥感手段能够估计大面积地区的大气

参数的平均分布,因此希望调查均匀地形条件下提出的遥感反演通量方法是否适用于城市环境研究。

基于对流边界层(混合层)的重要性,我们希望根据遥感探测结果深入研究其演化机制,虽然遥感探测已经取得了很大的进步,技术上也比较成熟,但对混合层的实际观测还存在很多困难。从成本及普适性的角度考虑,有必要发展一个数学模式把混合层高度的演化参数化,使之成为气象和微气象参数(如感热通量、摩擦速度)的函数,进而通过这些地面参数的时间演化得到混合层高度的演化情况。

本研究试图回答下面几个问题:(1)什么控制着混合层的变化,能否由遥感得到这些量;(2)在混合层变化的控制项中,各个因素在什么条件下起主要作用;(3)利用遥感结果提高模式预报精度是否具有可行性。

为了解决以上问题,首先利用微脉冲激光雷达获得的混合层高度和夹卷层厚度研究了夹卷层的演化特征,得到代表当地特征的夹卷系数,在此基础上反演出地表感热通量,并与实测值进行比较,分析混合层的发展机制并得到定量的结果后,最终可以通过简单的模式,利用遥感得到的参数和有限的地面资料获得准确的混合层高度。在第2节主要介绍数据来源和仪器配置,并给出了数据选取标准,第3节详细讨论了遥感分析方法,第4节给出遥感结果的验证方案,在第5节对混合层模式作了描述,分析结果与模拟个例归在第6节,最后总结本文的研究内容和主要结果。

2 观测和资料

用于混合层高度和卷夹层厚度探测的设备为一台以2倍频Nd:YLF激光器为核心的激光雷达探测系统,发射波长为523.5 nm,发射光束经发射望

远镜扩至直径 20 cm。接收装置的主要部分是 Geiger 雪崩式光电子计数器^[8]。有关设备参数及数据的获得途径均与文献^[6]相同, 在此不再赘述。

激光雷达安设在北京大学物理大楼楼顶平台, 地点位于北京市市区的西北。由于近几年来北京城市的发展, 观测点除西北方向和北侧仍旧保持城郊结合部的特点外, 其他方向均是商业区与居住区, 而且已与城区几乎连成一片。下文只选用天气条件变化不大但盛行偏南风的探测资料进行分析。这也就是说在偏南气流的日子, 我们的探测结果基本上能反映北京市的城市混合层。

基于以上考虑, 我们选择并分析计算了 2002 年 3 月 24 日、4 月 4 日、4 月 12 日、4 月 18 日、8 月 11 日、10 月 2 日共 6 天的混合层高度和夹卷层厚度连续演变资料, 其中 4 月 4 日的风向呈有规律性的转变, 而且由于积云的影响使得通量反演差异较大, 仅作为对比讨论的个例, 其他个例日各探测时段均是晴朗天空, 风向为较稳定的偏南风。

为了应用空气动力学方法计算近地面层的湍流感热通量, 我们采用中国科学院大气物理研究所 325 m 气象塔(以下简称铁塔)的廓线测量资料。该塔与激光雷达观测点相距 5~6 km, 虽然来流的下垫面状况稍有不同, 可能导致边界层高度有差别, 但是南向来流同属于粗糙城市地区, 作为混合层的遥感反演研究其差异当在可以接受的范围内。

文中计算所用的自由大气温度递减率取自南郊探空资料。自由大气特征受下垫面及边界层的影响较小, 因此该数据用于模式计算是可行的, 下文也会对探空资料的应用做更详细的讨论。

3 遥感分析方法

3.1 卷夹层厚度的反演

从激光雷达探测中推演出夹卷层厚度的方法是: 首先从 1 分钟平均的后向散射廓线得到混合层高度的时间序列, 然后移除平均混合层高度的增长趋势, 最后对 1 分钟平均的混合层高度时间序列进行分析, 得到 6 分钟平均的夹卷层厚度。从混合层高度时间序列获得夹卷层厚度的方法有多种, 我们所用的是 Dupont 采用过的方法^[9], 即计算混合层高度时间序列的标准偏差, 然后取标准偏差的 4 倍为夹卷层厚度。

3.2 夹卷率的反演计算

混合层的理论模型中为了实现守恒方程的闭合, 常假设混合层顶的湍流夹卷通量与地面感热通量呈正比, 即

$$-\overline{w'\theta'_h} = A\overline{w'\theta'_s} \quad (1)$$

其中, $\overline{w'\theta'_s}$ 和 $\overline{w'\theta'_h}$ 分别表示地面和混合层顶的感热通量, 比例系数 A 称为卷夹率。夹卷率在混合层模式中的作用很重要, 它表示通过夹卷过程向混合层中提供的能量大小, 即夹卷感热通量 $\overline{w'\theta'_h}$ 占地表感热通量 $\overline{w'\theta'_s}$ 的比值。Jose 指出^[10]混合层的增长率和当日达到的最大高度主要由夹卷率 A 控制。大多数研究认为 A 的取值应在 0.1 到 0.3 之间, 但结果存在很大的差异, 可能是由于中尺度过程的影响。另外, 对流条件下经常可以观察到有组织的大涡, 这样的结构也会对面通量和边界层能量收支产生很大影响^[11~13]。Stull^[14]认为, 重力波在不稳定边界层中的能量损失也会降低夹卷率。应该看到, 在实际应用中 A 应当是当地混合层特征的平均值, 应寻求一个适合当地情况的 A 值, 对于我们的研究来说, 更关注对流和机械共同作用下的城市不稳定边界层的 A 值。

Davies 等^[15]假设垂直感热通量从地面到混合层顶是线性下降的, 应用几何关系给出了混合层中 A 的参数化公式为

$$A = -\frac{\overline{w'\theta'_h}}{\overline{w'\theta'_s}} = \frac{h}{h_0} - 1 = \frac{\Delta h}{2h - \Delta h}, \quad (2)$$

式中, h_0 是夹卷层底部的高度, h 表示混合层高度, Δh 是夹卷层厚度。

3.3 地面感热通量的反演

对于机械湍流的贡献可忽略的纯对流边界层(奥布霍夫长度 L 值很小), 从传统的热动力学模式给出的地面感热通量和边界层特征量的关系方程^[16]为

$$H = \overline{w'\theta'_s} = \left(\frac{dh}{dt} - w_L \right) \frac{\gamma h}{1 + 2A}, \quad (3)$$

式中 γ 是边界层以上的位温梯度, w_L 是大尺度流场的辐合辐散导致混合层顶的垂直运动速度, 大小为 cm/s 的数量级。在高压控制下, w_L 是负值, 即下沉作用, 其大小可由大尺度流场的水平辐散随高度的变化函数决定, 如果水平辐散随高度不变, 则平均垂直速度与高度成正比^[1]:

$$w_L = -Dh, \quad (4)$$

式中 D 为天气尺度散度, 对小尺度而言其量级为 $10^{-5} \sim 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 之间。通过 w_L 和混合层增长率率的比较可以发现, 通常后者比前者大一个量级, 因此 w_L 估计的不确定性对大多数数据而言是不重要的。

方程(3)可适用在没有机械湍流和切变作用的场合作地面感热通量的遥感反演。如果存在机械湍流作用, 反演的地面感热通量就会有偏差。我们的研究方法首先是采用遥感数据从方程(3)反演出地面感热通量, 然后与地面感热通量的独立确定值相比较, 最后通过系统性差别的大小确定机械湍流对混合层增长的贡献。

4 反演结果对比验证方案

4.1 卷夹层厚度的反演值与参数化方法计算结果的比较

由于没有直接探测资料, 我们用一个参数化公式间接验证遥感反演结果的可靠性。Gryning 和 Batchvarova(以下简称 GB94)^[17] 给出归一化夹卷层厚度和夹卷里查森数 Ri_e 之间的参数化关系:

$$\frac{\Delta h}{h} = \frac{3.3}{Ri_e^{1/3}} + 0.2, \quad (5)$$

其中,

$$Ri_e = \frac{\frac{g}{T} \Delta \theta h}{w_e^2}, \quad (6)$$

$$\Delta \theta = \frac{\gamma h}{2 + c^{-1}}, \quad (7)$$

以上各方程中 g 是重力加速度, T 为混合层内的平均位温, $\Delta \theta$ 是混合层顶的位温跳跃值, c 是经验常数, 一般取 0.2; 夹卷里查森数 Ri_e 为 w_e 等参量的函数, w_e 表示夹卷速度, 物理意义是单位时间通过单位水平面进入混合层顶的空气体积。它是混合层顶的抬升速率和垂直运动速度的代数和,

$$w_e = \frac{dh}{dt} - w_L. \quad (8)$$

夹卷里查森数 Ri_e 是利用激光雷达取得的混合层高度和铁塔顶高度的位温作为混合层平均位温计算得到的。 γ 由清晨的探空廓线取得。在天气形势无显著变化的时候, 自由大气的温度递减率在一天当中变化很小, 所以在计算 Ri_e 的演化时允许统一取当日早晨的 γ 值。由于 $\Delta h/h$ 与 $Ri_e^{1/3}$ 呈一定的反比关系, 即使 $\Delta \theta$ 值的不确定性略大, 对结果也不会带来实质性的影响。

4.2 地面感热通量的直接计算

我们采用铁塔的同步梯度观测资料计算得到的地面感热通量作为与遥感结果进行比较的独立值, 应用的原理和方法如下。

根据空气动力学原理, 近地面的感热通量可用以下方程计算:

$$H = -\rho c_p u_* \theta_*, \quad (9)$$

其中, ρ 是空气密度, c_p 是空气定压比热, u_* 与 θ_* 分别为摩擦速度和温度尺度, 可分别用以下公式描述:

$$u_* = \frac{k[u(z_2) - u(z_1)]}{\ln(z_2/z_1) + \Psi_m(z_2/L) - \Psi_m(z_1/L)}, \quad (10)$$

$$\theta_* = \frac{k[\theta(z_2) - \theta(z_1)]}{\ln(z_2/z_1) + \Psi_h(z_2/L) - \Psi_h(z_1/L)}, \quad (11)$$

式中 k 是 Von Karman 常数, 通常取 0.4, u 是在高度 z 处的风速, θ 是 z 处的温度, Ψ_m 与 Ψ_h 分别是稳定度影响函数, 它们分别与无量纲风切变函数 Φ_m 和无量纲温度梯度函数 Φ_h 有关, 而 Φ_m 和 Φ_h 又与奥布霍夫长度 L 有关, L 被定义为

$$L = \frac{\theta u_*^2}{kg \theta_*}. \quad (12)$$

不稳定情况下, Φ 与 L 的关系式是

$$\Phi_m = (1 - 16\zeta)^{-1/4}, \quad (13)$$

$$\Phi_h = (1 - 16\zeta)^{-1/2}, \quad (14)$$

此处 $\zeta = z/L$ 。 Ψ_m 、 Ψ_h 与 ζ 的显式关系式为

$$\Psi_m = 2 \ln \frac{1+x}{2} + \ln \frac{1+x^2}{2} - 2 \arctan x + \frac{\pi}{2}, \quad (15)$$

$$\Psi_h = \ln \frac{1+x}{2}, \quad (16)$$

这里 $x = (1 - 16\zeta)^{0.25}$ 。

通过以上的方程组的循环迭代可以求取感热通量、摩擦速度 u_* 和奥布霍夫长度 L 。应该看到上述湍流量参数化的基础是大气近地层的相似性理论, 而相似性理论是建立在水平均匀的基础上的, 水平均匀陆面的近地层内湍流运动满足均匀各向同性假设, 而对于较大尺度的大涡运动以及非均匀陆面有关的中尺度运动, 不能应用相似理论。然而, 通过 L 的定义式迭代求出 L 可避免使用来自均匀平坦下垫面的 Panofsky 经验公式^[18], 另外, 由于缺少表面粗糙度 z_0 高度的温度测量资料或地表温度的测量资料, 如果用可得资料按对数外推到 z_0 处的温度则误差较大, 尤其在层结转换时段会出现谬

误^[19], 故在通量廓线法计算中采用两层之间的差分。

城市边界层近地层可分为两层: 粗糙次层和常通量层。粗糙次层内大气湍流是三维的, 流场受单个粗糙元及其总体的直接影响; 粗糙次层以上(常通量层内)大气湍流过程可当作水平平均一下垫面来处理。因此, 测量湍流参数的高度应选在粗糙次层以上, 这样取得的观测资料才可以代表整个粗糙下垫面。取不同高度($z_1, z_2 > z_0$)数据进行计算还可以不显含 z_0 , 从而可进一步避免非均匀下垫面准确确定 z_0 的困难^[18]。刘辉志等^[20]利用铁塔的超声风速温度仪数据分析发现, 在不稳定层结下城市下垫面近地层无量纲速度分量、温度方差随稳定度变化基本上满足莫宁-奥布霍夫相似理论, 另外, 47 m 和 120 m 观测到的感热通量的日变化基本一致, 表明城市边界层中近地层范围包括了这两个高度。但考虑到近年来周围建筑物的增高, 我们认为当地的粗糙次层也有一定程度的加厚, 因此, 采用 80 m 及 120 m 的两层风温数据通过方程组循环迭代计算得到近地面层感热通量。另外, 激光雷达反演的是大范围的平均感热通量, 而来自铁塔的代表局地感热通量, 所以可以认为激光雷达所代表的范围覆盖了铁塔的位置, 两值在一定误差范围内可做比较验证。

5 对流混合层的发展模式

从热力学的角度看, 对流混合层的发展和结构的建立的驱动力是地面向上和边界层顶向下夹卷的感热通量, 而后者又与边界层以上的大气层结有关联。此外, 机械湍流混合、中大尺度系统引起的辐散辐合、水平平流及地形等都可引起不同程度的影响。本项研究针对的是地面粗糙度大、准水平均匀的城市混合层。除地面和边界层顶的过程之外仅限于大尺度引起的下沉较弱的简单情况, 而不考虑水平平流及地形等因素的作用。我们的目的是用激光雷达遥感资料结合数值模式, 研究简单条件下城市混合层日变化的控制因子并确定模式中的有关参数。因此, 在数值模拟部分采用不考虑多种因子的一维混合层模式, 其优点是仅需输入单点的观测资料即可提供合理的模拟结果。

本文研究采用的是 GB91 混合层模式, 该模式以 Carson-Tennekes^[21]的经典模型为基础, 即以下

列三个基本方程描述混合层各变量间的相互联系,

$$h \frac{d\bar{\theta}}{dt} = \overline{w'\theta'_s} - \overline{w'\theta'_h}, \quad (17)$$

$$\frac{dh}{dt} = w_e + w_L, \quad (18)$$

$$\frac{d\Delta\bar{\theta}}{dt} = \gamma w_e - \frac{\partial\bar{\theta}}{\partial t}. \quad (19)$$

上述方程可通过混合层气柱的能量的收支方程实现闭合^[22],

$$-\overline{w'\theta'_h} = A \overline{w'\theta'_s} + \frac{Bu_*^3 T}{gh} - \frac{Cu_*^2 T}{gh} \frac{dh}{dt}. \quad (20)$$

经过一些变换并引进奥布霍夫长度 L 后, 可导出混合层高度增长率方程^[16]:

$$\left\{ \frac{h^2}{(1+2A)h - 2BkL} + \frac{Cu_*^2 T}{\gamma g [(1+A)h - BkL]} \right\} \cdot \left(\frac{dh}{dt} - w_L \right) = \frac{\overline{w'\theta'_s}}{\gamma}, \quad (21)$$

以上方程中 $d\bar{\theta}/dt$ 表示垂直平均混合层加热率, 其他各项意义同前。

方程(20)右边第二项是机械湍流产生和湍流动能耗散的参数化项; 第三项是夹卷修正项(Zilitinkevich 订正)^[23], 它与第二项的相对大小为 $O[u_*^3 / (dh/dt)]$, 通常只在混合层增长的初始阶段才有一定作用。敏感性实验也发现参数 C 对于模拟结果的影响不大, 故下文与 GB91 一样取 $C=8$ 。

Lilly^[24]曾指出, 在对流条件下奥布霍夫长度通常较小, 故机械湍流对于 500~1000 m 或者更高的混合层的维持和发展是不重要的。但在风速大或地表粗糙度大的城市环境, 风切变产生的机械湍流不可忽略。 B 值越大表明混合层发展受机械湍流的影响越大, 很多研究表明 B 应在 2.5 与 5.0 之间^[25, 26], 这些 B 值不同与实验的方法及地理条件都有关系。后面我们将利用激光雷达资料结合模拟计算对它进行专门讨论。

6 结果的分析与讨论

6.1 夹卷层厚度的变化

图 1 为归一化夹卷层厚度 $\Delta h/h$ 与 GB94 提出的夹卷里查森数 Ri_c 的对应关系, 实线为方程(5)。

由图 1 可见, 激光雷达反演结果大约覆盖 3 个量级的 Ri_c 值($10^2 \sim 10^5$), 其中大部分点集中在 $Ri_c = 10^4$ 附近区域内。比较 GB94^[17]图 2 的夹卷层数据看到, 其结果覆盖 Ri_c 的范围是 $5 \times 10^1 \sim 3 \times 10^4$,

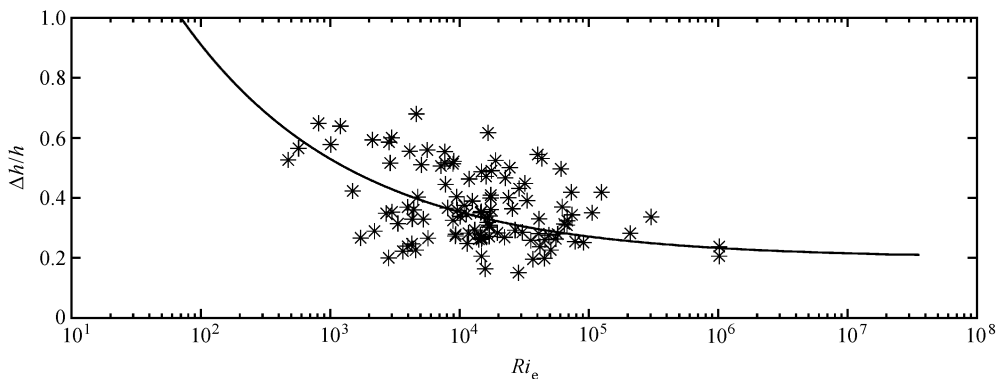


图1 激光雷达数据得到的归一化夹卷层厚度和夹卷里查森数 Ri_e 的关系。实线代表 GB94 的参数化结果

Fig. 1 Relationship between the normalized entrainment zone (EZ) depth determined by the lidar and the entrainment Richardson number Ri_e . The solid line represents the parameterization proposed by GB94

并且大多数位于 10^4 范围内。我们的结果虽然有一些离散,但从图1可以看出,除了有几个值超出了 $\Delta h/h=0.2$ 的下限,总的来说 $\Delta h/h$ 沿 GB94 参数化的实线排列得很好。通过比较肯定了遥感反演所得夹卷层厚度的可靠性,利用此数据集可以进一步分析夹卷系数的变化规律,并进一步用于地面感热通量的反演。

从激光雷达反演得到的夹卷层厚度结果可以看到夹卷层的一些特点:

(1) 夹卷作用的增强导致早晨混合层的快速增长。因为混合层的生长是穿过前一天的残存层,故认为这个阶段混合层顶没有逆温。而激光雷达探测到的气溶胶浓度增大的转换层就是残存层。在短暂的快速增长阶段,进入混合层的通量比平衡发展阶段多,这个阶段称为非平衡浮力驱动夹卷,这个阶段的夹卷通量率较平衡阶段大且变化强烈。

(2) 下午的混合层演化比早晨更为复杂,因为有时即使地面感热通量下降,逆温层也会保持固定高度,甚至在地面感热通量为负的情况下夹卷作用仍然持续。

(3) 激光雷达遥感方法有时会在一些时段得出与理论不符的结果,如遥感得到很高的混合层高度和很厚的夹卷层,因为这时激光雷达观察到的夹卷层实际是前一天的残存层顶,它的存在增大了激光雷达后向散射的强度,所以它下面的混合层不易察觉。

6.2 夹卷率的变化

利用公式(2)计算 2002 年 3 月 24 日白天的夹卷率演变情况,结果如图 2a 所示,图中圆圈表示所

在时刻后的半小时平均 A 值,虚线为 O'Neill 的实验结果^[27]。O'Neill 实验结果的规律是,从 07:00 到 10:00, A 值从 1.0 到 0.25 线性递减;10:00 到 16:00, A 值约为 0.25;16:00 至 18:00, A 从 0.25~1.0 线性递增。由图 2a 看出,我们从遥感反演得到的夹卷率大小也表现出同样的规律,即都存在一个急速下降过程,并且下降的底线都在 0.2 附近。由于我们分析的观测日是冬春之交,日出时间较晚,因而 A 递减的开始时刻较晚。另外,当天的地面感热通量在 08:30 开始为正,在通量符号变化之后, A 在早晨的 1 小时内下降了 0.463,从 08:30 的 0.677 降到 09:30 的 0.214,这个时期就是混合层的快速增长阶段。此后, A 即趋于稳定,除了 10:00 处于 0.2 以下(0.187)以外,其余时间都在 0.20~0.26 之间上下浮动。到 16:30 下降到最低值 0.16,然后迅速回升,这也与 O'Neill 实验的结果吻合。

为了研究夹卷率日变化普遍特点,我们由激光雷达数据反演得到 6 天的夹卷率平均值,所选日期跨越春夏秋冬三季,这样就可得到一个基本符合全年情况的夹卷率演化特点。图 2b 给出了平均夹卷率随时间的变化,图中星号是半小时的夹卷率平均值。因为在普遍情况下,从 07:30 开始感热通量为正,这个时刻以前的 A 值波动可以解释为夜间边界层的夹卷特点。日落时分 A 值出现一个明显的上升,这与 O'Neill 实验结果相符。由图 2b 的数据分布可知,平衡阶段是 09:30~17:00,这个阶段 A 的最大值 0.276,最小值是 0.199(16:30),平均值是 0.240,其他各点随时间围绕平均值上下浮动。

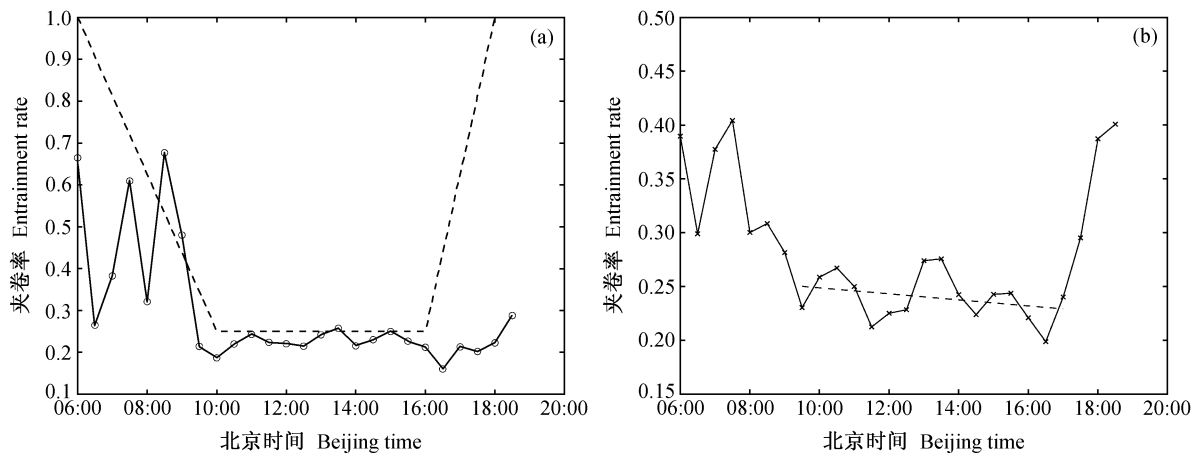


图2 夹卷率的时间变化: (a) 3月24日白天夹卷率随时间的变化, 带圆圈的实线是由激光雷达数据根据公式(2)计算的半小时平均夹卷率的变化情况, 虚线为O'Neill实验的结果; (b) 6个个例(2002年3月24日, 4月4、12、18日, 8月11日, 10月2日)平均夹卷率的变化, 星号代表实际计算值, 虚线是平衡夹卷阶段夹卷率的变化趋势

Fig. 2 Time evolution of entrainment rates: (a) Time evolution of entrainment rate during the day of 24 Mar (the solid line with circle shows the calculated half-hourly entrainment rate obtained by Eq. (2) and the dashed line represents the entrainment rate observed in the O'Neill experiment); (b) general time evolution of half-hourly entrainment rate averaged using the data from 24 Mar, 4 Apr, 12 Apr, 18 Apr, 11 Aug and 2 Oct in 2002 (the calculated values are marked with crossover and the dashed line represents the variation tendency of entrainment rate under equilibrium entrainment)

图2b中虚线是对平衡阶段 A 变化所做的趋势分析, 发现趋势变化从0.250递减到0.230, 说明在混合层发展的稳定时段由于热泡的间歇性会造成夹卷热通量的波动, 但其夹卷强度有下降趋势, 并且势必会在下午的某一时刻达到一天的最小值, 本文发现当地的最小值出现在16:30。为了建立夹卷率变化的数学模型, 我们对白天 A 随时间的演变做多项式拟合, 拟合时间从07:30开始, 实验发现采用5阶多项式拟合效果最佳, 拟合公式为

$$y = 0.0000108 x^5 - 0.000383 x^4 + 0.00153 x^3 + 0.087 x^2 - 1.22 x + 4.94. \quad (22)$$

给定一个平衡阶段内的时间, 利用(22)式可以得到该时刻的夹卷率大小。夹卷层的增大和混合层高度的变化是由两个因素引起: 非平衡浮力驱动夹卷和风切变夹卷, 我们的夹卷率反演方法不仅考虑了浮力项对夹卷率的贡献, 而且包含了机械湍流的影响, 故得出的 A 值与Stull^[27]的0.2有微小差异。

6.3 近地面层感热通量的结果检验

为了避免激光雷达遥感数据带来的测量不确定性, 对感热通量反演结果做了一段时间的平均, 但是太长的平均时间会抹去通量的日变化趋势, 选择30分钟平均时间既避免了日变化影响又增加了统计数据点的数量。利用激光雷达遥感的混合层高度

及 A 值通过(3)式计算了对流期间半小时单位时段的平均感热通量。

图3给出了5天的实测和遥感反演地面感热通量的时间变化, 计算时刻从实测通量符号为正时开始。由激光雷达反演与实测感热通量的比较可知, 通量的峰值一般出现在12:00~16:00, 上午激光雷达反演通量随时间变化的相位比实测的有超前趋势, 而到了午后又有滞后现象。原因可能是上午混合层高度较低, 地面通量的变化很快影响到混合层的演变, 而且机械湍流的作用强, 使得实际混合层发展速度较仅靠对流湍流支持的混合层抬升速度快, 然而反演方法仅考虑了对流湍流的作用, 所以会有超前趋势。到了午后, 混合层高度较高, 机械湍流作用减弱, 地面感热通量的变化传递至层顶并影响到混合层高度的变化需要一定的时间, 因此反演通量的时间相位滞后。由图3中也可以看到遥感和实测值并不是一一吻合的, 有时相差很大, 尤其是上午。图3b中18:00实测和遥感结果分别为0.018、0.102, 相差20.3倍; 虽然图3c两者的最大值同时出现在14:00, 但还是有1.1倍的差距。总的来看, 遥感通量比实测通量偏大, 但也有相反的情形, 从这几日的结果看, 两者差距的最大倍数为20.3, 最小倍数为0.41(图3d中09:00)。这种差

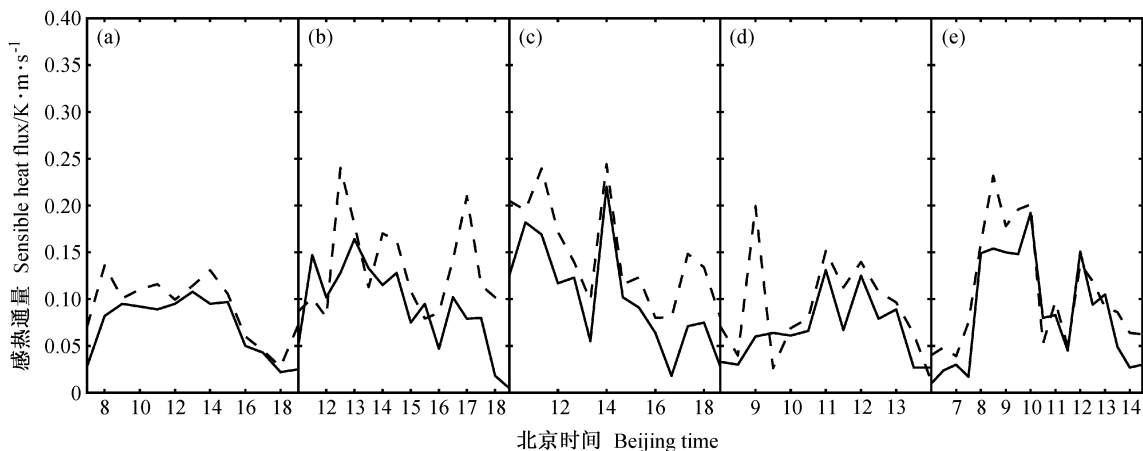


图3 2002年激光雷达反演地面感热通量的时间变化:(a) 3月24日;(b) 4月12日;(c) 4月18日;(d) 8月11日;(e) 10月2日. 实线:地面实测通量;虚线:反演通量

Fig. 3 Time evolution of surface sensible heat fluxes retrieved by lidar in 2002: (a) 24 Mar; (b) 12 Apr; (c) 18 Apr; (d) 11 Aug; (e) 2 Oct. The solid line: the value obtained by "aerodynamic method"; the dashed line: retrieved flux

异是符合理论设想的,因为激光雷达反演的通量是由混合层高度和夹卷层的厚度决定的,而实际上这两项不仅是与地面感热通量有关,另外还有风切变、下沉气流等其他因素对它们的影响,地面感热通量只是混合层发展的主导因素。激光雷达遥感反演感热通量方法无法区分机械湍流和对流湍流对混合层发展的贡献,机械湍流在有些时段(如清晨)对于混合层的发展影响很大,因此遥感反演结果势必高于实测通量,只有在机械湍流远小于对流湍流的情况下,反演的感热通量才接近实际值。另外周围建筑物和微尺度平流也会造成铁塔通量的误差,铁塔和激光雷达观测点相距一段距离,两者的结果不可能一一对应,但同属城市下垫面,地表特征相似,由遥感和实测通量随时间的变化趋势看,反演结果是可信的。

为了从整体上测试反演方法的准确性,把这几日遥感通量与实测通量的比较画在图4中,图中星号代表白天半小时平均感热通量,5天共取得有效数据75对,每个数据点上误差棒的计算考虑了混合层高度、混合层增长率、夹卷层厚度和自由大气温度直减率的误差积累效果。其中混合层高度在平均时间内的标准偏差被看作它的误差估计,夹卷层厚度的不确定性由5个厚度时间序列的均方根偏差决定,增长率的不确定估计是相邻两个时段混合层高度误差估计的代数和,自由大气温度直减率的误差大小由早晚两次探空直减率的差值决定,虽然大

尺度下沉速度也会对反演结果的不确定性有贡献,但考虑到前面的分析,我们认为 w_L 的不确定性对大多数数据而言是可忽略的。误差棒的大小仅表示通量变化的最大可能范围,并不是由于计算方法所导致的。图4实线为数据的线性拟合曲线,各数据点均匀地分布在拟合线的周围,该曲线与1:1相关曲线几乎平行且略高于它,这种分布特征已在上文做了解释。由图4中数据计算遥感和实测感热通量的相关系数和均方根偏差分别为0.79和 $0.046 \text{ K} \cdot \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

通过上面的分析,我们注意到在利用遥感资料反演地面感热通量时,应尽量去除机械湍流影响大的时段,这样就能针对浮力与混合层高度之间的紧密联系得到准确的反演结果。由Gryning和Batchvarova的参数化估计^[16],在 $h = -1.4L$ 时,热力湍流和机械湍流对混合层的发展有相等贡献,故由 $-h/L$ 的大小可判断何时热力湍流作用较强,即何时可用上述方法反演地面感热通量。

6.4 模拟结果

由地面数据得到每半小时的 L 和 u^* ,则混合层高度可由方程(21)数值计算出来,其中 D 取 $2.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。层顶的温度递减率 γ 对混合层高度的模拟是十分敏感的, γ 的降低则导致混合层的模拟高度升高,其值可由清晨的探空决定,由这些月份的探空获得的自由大气温度递减率统计表明该参数随时间几乎不变,故可认为 γ 在一天内是一个常数 0.005 K/m 。因为夹卷过程决定着混合层的

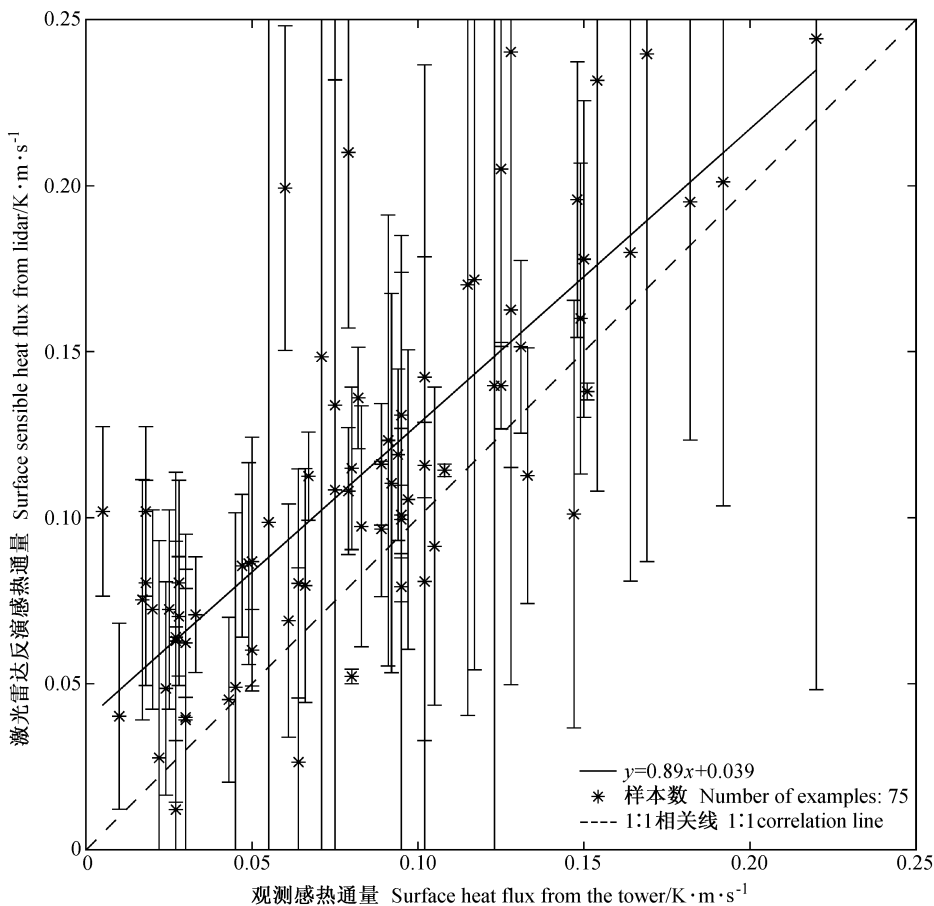


图 4 激光雷达反演地面感热通量与实测通量散点的比较。实线为比较结果的线性回归分析，虚线表示 $y=x$ 的关系，数据点上的误差棒表明数据的不确定分析

Fig. 4 Comparison of surface sensible heat fluxes from lidar (y axis) and the tower (x axis). The solid line is the result of linear regression analysis, the dashed line shows 1:1 correlation; the error bars mark the calculation error

增长率和最终的平衡高度，而使用常数 A 不可能准确描述混合层的发展过程，因此我们在开始和结束模拟时刻前后 1 小时内使用拟合公式 (22) 得到 A 值，其余时间的 A 采用前文分析的结果 0.24 进行模拟计算。模拟初始高度由通量为正时刻的激光雷达探测决定，虽然这时的激光雷达探测的混合层高度可能受残存层影响而与实际偏差较大，但模式对初始高度是不敏感的。

图 5 是对 3 月 24 日的模拟，从 08:00 开始积分直到 18:00，初始高度为 449 m，图中虚线是激光雷达探测混合层高度，实线由低到高分别为 B 取 2.5~5.0，间隔 0.5 的模拟高度。考虑到高低压系统对大气边界层的高度有较大的影响，从当日 08 时的地面天气图(图略)上看到，在贝加尔湖东部至蒙古中部有一高空低槽东移，地面为一蒙古气旋，该天气系统主要影响蒙古东部和贝加尔湖以东地

区；另外，在我国华北南部地区和黄海受一东移的弱高压控制，北京处于上述两系统之间，主要受槽底和高脊西北部的偏西南气流控制，存在一定强度的上升气流。比较 14 时(北京时间)的地面天气图(图略)，大槽向北移动，北京地区的等压线平缓，槽对北京的影响减弱，上升气流有所减小。由 NCEP 再分析资料的 850 hPa 散度分布也可以看到上午北京上空的散度为 0，到了下午出现辐散，这个高度与混合层顶接近，可以进一步表明两段时间的大气垂直运动有较大差异。因此 12:00 前后的 D 应有差别，应分段给出对应于不同系统的参数 D 值，图中的模拟所用的 D 值在 12:00 以前为原值的一半。

选择观测点没有被任何天气系统影响且大多数情况下风小干燥、平流可忽略的日期进行模拟，图 6 a~d 分别为 4 月 12 日、4 月 18 日、8 月 11 日、10 月 2 日的模拟混合层高度，各项参数的设置与前

面相同,其中 D 为常数 $2.6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ 。从模拟的结果看,排除了大的天气系统的影响后,模式中各项系数的设置是合理的,可以正确表现当地混合层的演化情况,并且模拟结果对混合层的一些细节特征表现得很好,如快速增长时期热泡的频繁上冲造成混合层顶的大幅度波动,下午下降阶段由于热力供应不足使得层顶变化较平滑,这些在模拟的图像中都能表现出来。但是 8 月 11 日的模拟结果与激光雷达探测有较大差别,尤其是两者的最大混合层高度甚至相差 156 m,这种差距是由于激光雷达探

测方法的缺点造成的。从距离订正激光雷达回波强度的时间演变看到,16:30 以后激光雷达上空有积云经过并产生微弱降水,雨滴增大了激光雷达探测信号的强度,同时也会造成气溶胶的湿沉降,因此,这个阶段激光雷达得到的混合层高度是不正确的,会有一个异常突起和急剧下降。虽然降水也会减少近地面的感热通量,但积云是小范围的,对铁塔周围的温度层结影响不大,故对比差距较大,不考虑这个阶段我们认为模拟结果是可信的。

表 1 给出了所选日期激光雷达探测得到的和参

表 1 各天激光雷达探测混合层高度与机械湍流系数 B 取不同值时的模拟混合层高度比较

Table 1 Comparison of mixed-layer height (MLH) determined by MPL (Micro Pulse Lidar) and model for different parameter B

日期 Date	B						平均混合层高度 The averaged MLH obtained by model /m	观测混合层高度 MLH obtained by li- dar / m
	2.5	3.0	3.5	4.0	4.5	5.0		
03-24	853	863	874	884	893	903	878	889
04-12	1052	1062	1072	1082	1091	1100	1077	1060
04-18	965	980	995	1010	1024	1038	1002	954
08-11	949	969	988	1006	1024	1041	996	1152*
10-02	906	935	962	987	1011	1033	972	957

注: 为方便比较对每天不同的模拟高度做了平均列在表中,星号表示由于探测方法的局限性造成探测结果明显偏大。

Note: The averaged results of calculated MLH with different B are listed for comparison. Value with asterisk corresponds to the abnormal result due to the limit of lidar measuring method.

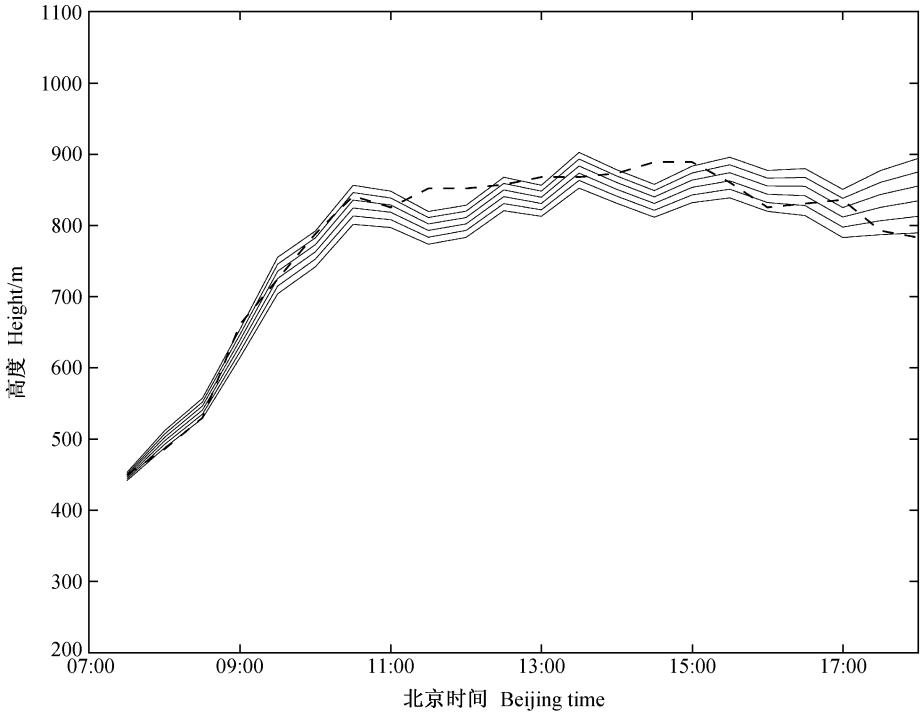


图 5 3 月 24 日混合层高度的模拟结果(实线)与激光雷达探测值(虚线)的比较。实线由低到高分别为 $B=2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0$ 的模拟
Fig. 5 Comparison of mixed-layer height between calculated value (solid line; the five solid lines from less to high value enclose the calculation range for $B=2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0$) and observed value (dashed line) on 24 Mar

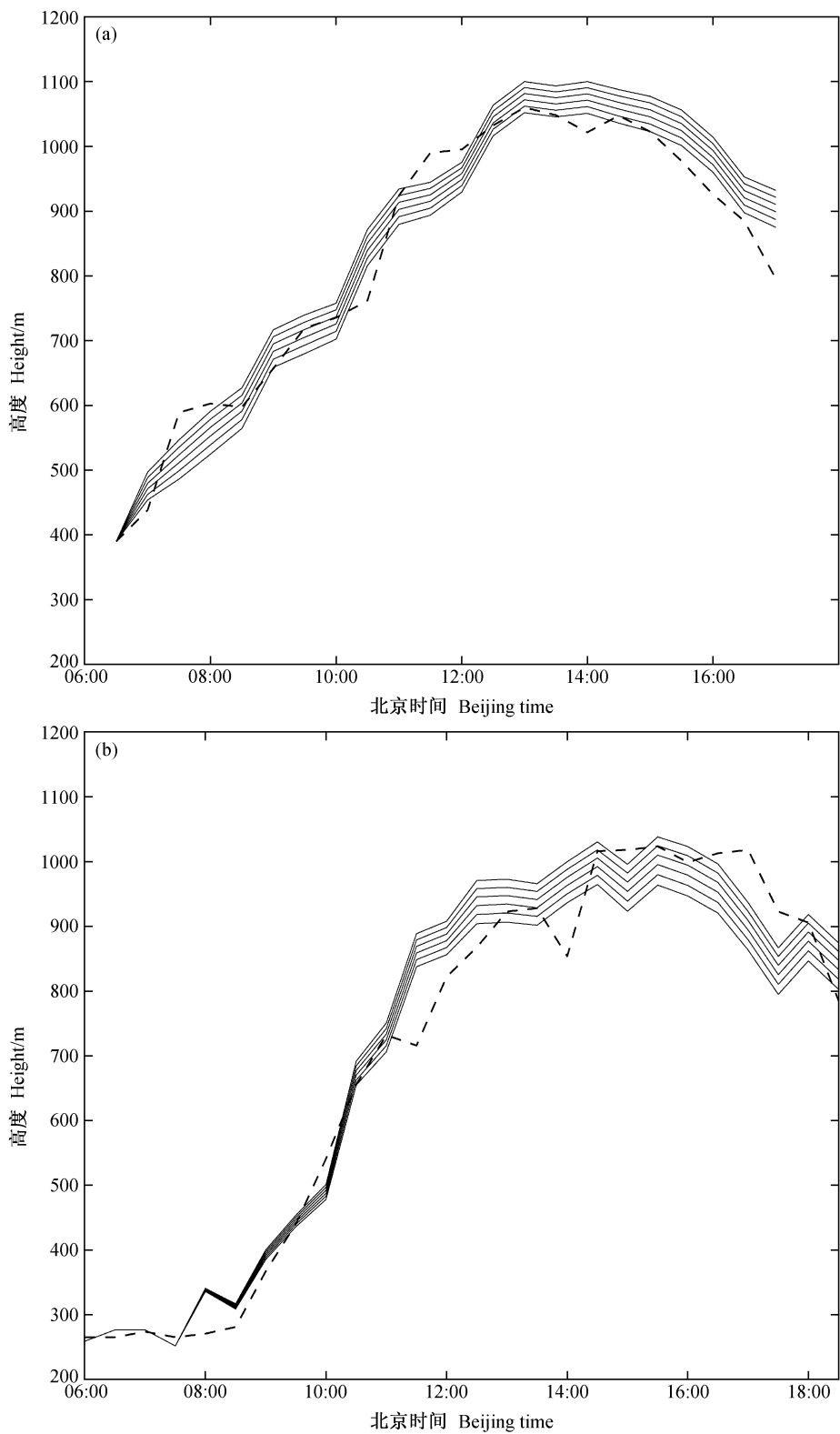


图 6 混合层高度的模拟结果(实线)与激光雷达探测值(虚线)的比较: (a)4 月 12 日; (b)4 月 18 日; (c)8 月 11 日; (d)10 月 2 日
Fig. 6 Comparison of mixed-layer height between calculated value (solid line; the five solid lines from less to high value enclose the calculation range for $B=2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 4.5, 5.0$) and observed value (dashed line): (a) 12 Apr; (b) 18 Apr; (c) 11 Aug; (d) 2 Oct

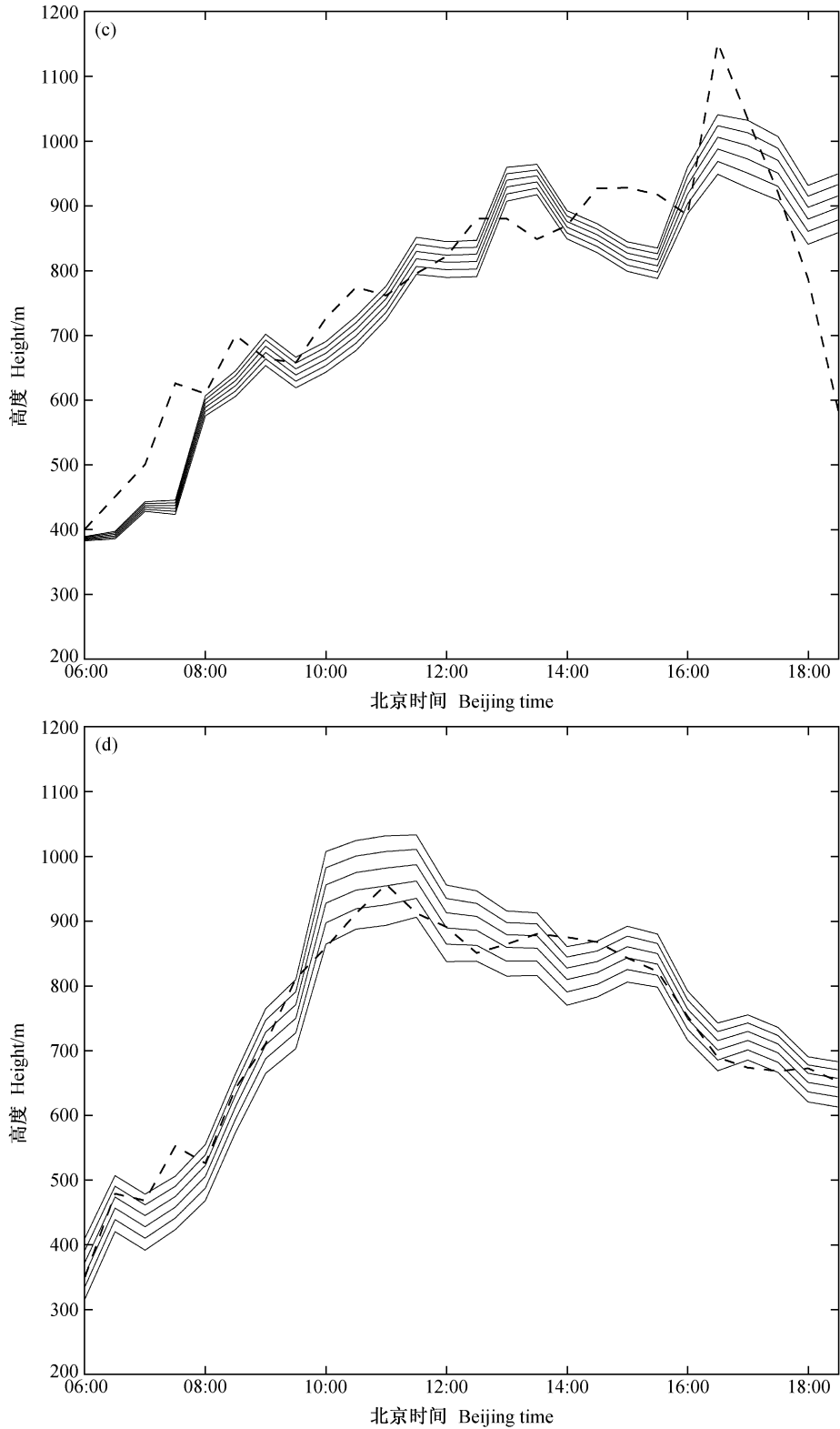


图 6 (续)
Fig. 6 (Continued)

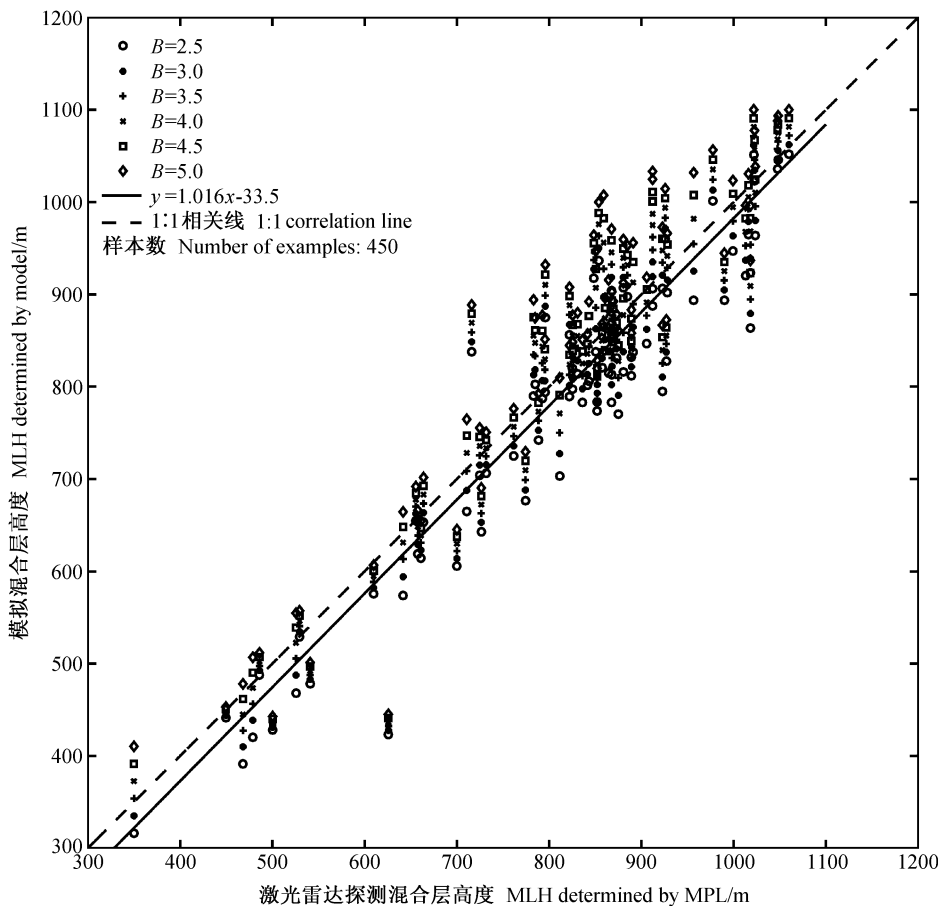


图 7 所有样本混合层高度的模拟结果与激光雷达探测值散点的比较。实线为模拟与实测高度均方根偏差最小的 $B=3.5$ 时比较结果的线性回归分析

Fig. 7 Scatter plot comparing the MLH determined by MPL and model for all samples. The solid line is result of linear regression analysis for $B=3.5$ with the least statistics root-mean-square error

数 B 取不同值时模拟得到的当天最大混合层高度。当 B 的取值由小逐渐增大时，模拟高度也呈单调递增。除了 8 月 11 日外，各天的激光雷达观测结果与模拟高度都比较接近，为了方便比较，我们对不同 B 值得到的高度做了平均，各天模拟的平均值与观测值的相关系数是 0.9。从表 1 数据可以看到 B 的大小在 2.5~5.0 之间这个范围内变动时，最大混合层高度的模拟结果是令人满意的。为了进一步说明 B 对模拟结果的影响，图 7 给出各个 B 值的模拟结果与实测值的比较。图 7 中数据点包括以上提及的所有日期白天的模拟结果，共计有效数据 450 对，大部分点集中在对称线附近。 B 由小到大变化时，模拟高度与实测的均方根偏差分别为 61.6、55.0、52.3、53.3、57.4、63.8 m，这个结果表明当 $B=3.5$ 时模拟的高度最接近实际值。图 7 实线为 $B=3.5$ 时与实测高度的线性拟合，曲线斜率

接近 1。通过以上分析，认为 $B=3.5$ 是本地混合层发展的机械湍流贡献项的最佳参数。

7 结论

通过激光雷达后向散射数据取得了混合层高度和夹卷层厚度的信息，利用 GB94 的参数化方案对探测结果进行了验证。分析数据集，我们把夹卷层的演化分为非平衡浮力夹卷和平衡夹卷两个阶段，各个阶段中混合层的发展机制是不同的，主要表现在支配其发展的动力因素(对流湍流和机械湍流)之间存在着生消涨落。基于零阶混合层模式，提出了一种夹卷率的计算方法，使用激光雷达探测到的混合层高度和夹卷层厚度数据得到夹卷率的大小，统计结果表明平衡夹卷阶段的夹卷率为 0.24，这个结果略高于 Stull 报道的结果 0.2^[27]，反映了城市地区夹卷率的特点。改写热动力模式反演了地面感热

通量,反演值与实测值的相关系数是 0.79,虽然反演与实测结果有时存在一些相位和数量上的差异,但考虑到误差原因及方法的适用性,反演值是可信的。借助模式的模拟进一步确定了机械湍流参数 B 的最佳值为 3.5。最后,针对城市下垫面应用实际分析结果作为 GB91 的模式参数,成功模拟了 5 天的混合层发展情况。因此,我们认为利用该模式可以用于本地的混合层研究,同时应该考虑到在下垫面地形比较复杂的城市地区,模式中与之相对应的参数应该采用符合城市特征的数值。

致谢 中国科学院大气物理研究所提供了铁塔探测资料,与北京大学张宏升教授和李成才博士进行了有价值的讨论,在此一并致谢。

参考文献 (References)

- [1] Stull R B. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 1988. 666pp
- [2] Deardorff J W, Willis G E, Stockton B H. Laboratory studies of the entrainment zone of a convectively mixed layer. *J. Fluid Mech.*, 1980, **100**: 41~64
- [3] Deardorff J W, Willis G E. Ground-level concentrations due to fumigation into an entraining mixed layer. *Atmos. Environ.*, 1982, **16**: 1159~1170
- [4] Hibberd M F, Luhar A K. A laboratory study and improved PDF model of fumigation into a growing convective boundary layer. *Atmos. Environ.*, 1996, **30**: 3633~3649
- [5] Oke T R. *The Surface Energy Budgets of Urban Areas*. Boston: American Meteorol. Soc. 1987. 1~52
- [6] 贺千山,毛节泰. 城市大气混合层与气溶胶垂直分布观测研究. *气象学报*, 2005, **63**(3): 374~384
He Qianshan, Mao Jietai. Observation of urban mixed layer at Beijing using a micro pulse lidar. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 2005, **63**(3): 374~384
- [7] Angevine W M, Doviak R J, Sorbjan Z. Remote sensing of vertical velocity variance and surface heat flux in a convective boundary layer. *J. Appl. Meteor.*, 1994, **33**: 977~983
- [8] Spinhirne J D. Micro pulse lidar. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1993, **31**(1): 48~55
- [9] Dupont E. Etude methodologique et experimentale de la couche limite atmospherique par teledetection laser. Ph. D. dissertation, University of Paris, 1991, 220pp [Available from Universite Pierre et Marie Curie-Paris VI, Place Jussieu, F-75252 Cedex, Paris, France.]
- [10] Garc J A, Cancillo M L, Cano J L. A case study of the morning evolution of the convective boundary layer depth. *J. Appl. Meteor.*, 2002, **41**(10): 1053~1059
- [11] Brown R A. A secondary flow model for the planetary boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 1970, **27**: 742~757
- [12] Chou S H, Zimmerman J. Bivariate conditional sampling of buoyancy flux during an intense cold-air outbreak. *Bound.-Layer Meteor.*, 1989, **46**: 93~112
- [13] Robinson S K. Coherent motions in the turbulent boundary layer. *Ann. Rev. Fluid Mech.*, 1991, **23**: 601~640
- [14] Stull R B. Internal gravity waves generated by penetrative convection. *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**: 1279~1286
- [15] Davis K J, Lenschow D H, Oncley S P, et al. Role of entrainment in surface-atmosphere interactions over the boreal forest. *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**: 29219~29230
- [16] Batchvarova E, Gryning S E. Applied model for the growth of the daytime mixed layer. *Bound.-Layer Meteor.*, 1991, **56**: 261~274
- [17] Gryning S E, Batchvarova E. Parameterization of the depth of the entrainment zone above the daytime mixed layer. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1994, **120**: 47~58
- [18] 刘烽,杜凌. 城市大气边界层分析中的相似理论应用研究. *青岛海洋大学学报*, 1999, **29**(4): 563~568
Liu Feng, Du Ling. Application study of surface layer similarity theory in ABL of urban area. *Journal of Ocean University of Qingdao* (in Chinese), 1999, **29**(4): 563~568
- [19] 苗曼倩,朱超群,季劲钧. 近地层相似理论适用的分析研究. *气象学报*, 1997, **55**(2): 210~218
Miao Manqian, Zhu Chaoqun, Ji Jinjun. Study on the applicability of the surface layer similarity theory. *Acta Meteorologica Sinica* (in Chinese), 1997, **55**(2): 210~218
- [20] 刘辉志,洪钟祥. 北京城市下垫面边界层湍流统计特征. *大气科学*, 2002, **26**(2): 241~248
Liu Huizhi, Hong Zhongxiang. Turbulent statistical characteristics over the urban surface. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences* (in Chinese), 2002, **26**(2): 241~248
- [21] Tennekes H. A slab model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer. *J. Atmos. Sci.*, 1973, **30**: 558~567
- [22] Gryning S E, Batchvarova E. A simple model of the daytime boundary-layer height. *Ninth Symposium on Turbulence and Diffusion*, Roskilde, Denmark, American Meteorological Society, 1990. 379pp
- [23] Zilitinkevich S S. Comments on "A model for the dynamics of the inversion above a convective boundary layer". *J. Atmos. Sci.*, 1975, **32**: 991~992
- [24] Lilly D K. Models of cloudy-topped mixed layers under a strong inversion. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 1968, **94**: 292~309
- [25] Kato H, Philips O M. On the penetration of a turbulent layer into stratified fluid. *J. Fluid Mech.*, 1969, **37**: 643~655
- [26] Kantha L H, Phillips O M, Azad R S. On turbulent entrainment at a stable density interface. *J. Fluid Mech.*, 1977, **79**: 753~768
- [27] Stull R B. The energetics of entrainment across a density interface. *J. Atmos. Sci.*, 1976, **33**: 1260~1267