

由地基遥感资料确定大气边界层特征

洪钟祥 钱敏伟 胡 非

(中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

摘 要 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室拥有用于边界层垂直结构探测的相控阵声雷达 (PA2)、低层大气廓线仪 (LAP-3000) 以及无线电声雷达 (RASS)。本文研究如何利用这些设备获取的遥感观测资料, 确定边界层湍流热通量的垂直分布、地面热通量以及边界层高度等问题。

关键词 大气边界层 地基遥感 湍流通量

1 引言

当前, 由于天气、气候和大气环境研究的迫切需要, 对大气边界层的观测提出了越来越高的要求 (例如准确给出边界层高度以及湍流通量的垂直分布等), 仅仅在靠近地面附近进行直接探测并加以外推是不够的 (即使像中国科学院北京 325 m 高的气象观测塔, 也无法给出对流边界层的高度)。随着雷达和电子计算机技术的发展, 许多专门用于大气边界层研究的地基垂直遥感设备已经问世^[1]。这些遥感设备机动灵活, 可以根据需要在不同的场地进行观测, 为研究大气边界层的结构、了解控制低层大气结构与演变的物理过程的新方法。

在三维流体边界层中, 遥感是指用仪器测量流体中某一区域的特性, 而其感应元件却不在被测体元内或其周围。例如, 温度遥感仪器就不仅没有由于通过探测仪支架结构的热流而造成的误差, 还没有辐射误差, 而且温度变化与动力加热对测量也没有影响。同样, 风速遥感仪器也不存在实体构件 (例如铁塔) 对被测风场产生的扰动。

近年来, 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室从国外引进了三台先进的大气遥感探测设备, 它们是: 相控阵声雷达 (Phased Array Sodar)、低层大气风温廓线仪 (Low Atmospheric Profiler) 以及无线电声雷达 (Radio Acoustic Sounding System)。我们已将这些仪器多次用于野外的边界层观测实验, 取得了大量的实际资料。本文将介绍如何利用这些遥感观测资料, 确定边界层湍流热通量的垂直分布、地面热通量以及边界层高度等。

2 仪器设备、观测场地和资料简介

我们于 1994 年 8 月 22 日~9 月 15 日和 1996 年 6 月 20 日~25 日在中国科学院大气物理研究所设在河北省香河县境内的野外综合实验站 (以下简称香河站), 进行了综

表 1 遥感仪器主要技术指标

仪 器 名 称	主 要 技 术 指 标	
风温廓线仪 (LAP-3000)	最高探测高度	风: 2~5 km 温: 1~2 km
	最低测量高度	100 m
	垂直空间分辨率	60 m
	测量范围	风速: 0~40 m / s 温度: -30~50℃ 风向: 0~360°
	精度	风速: < 1 m / s 温度: < 1℃ 风向: < 10°
	测量平均时间	3~60 min
相控阵声雷达 (PA2)	最高探测高度	1 km
	最低测量高度	60 m
	垂直空间分辨率	20~200 m
	测量范围	水平风: 0~30 m / s 垂直风: ± 15 m / s
	精度	水平风: 0.2 m / s 垂直风: < 5 cm / s
	测量平均时间	2~60 min
无线电声雷达 (RASS)	最高探测高度	1 km
	最低测量高度	100 m
	垂直空间分辨率	10 m
	测量范围	-30~40℃
	测量精度	0.1℃
	测量平均时间	3~30 min

合性的大气边界层观测。观测场地处华北平原，周围基本上都是农田和荒地，观测场地和仪器设备安装如图 1~4 所示。

三台大气边界层地基遥感仪器互为补充，相辅相成。相控阵声雷达是法国 Remtech 公司的产品，用来探测水平风和垂直风的廓线；无线电声雷达是意大利 Irone 公司的产品，用来探测绝对温度廓线；低层大气廓线仪是美国 Radian 公司的产品，用来探测水平风速、风向、垂直风速和虚温。它们的主要技术指标列于表 1。

3 若干资料分析结果

3.1 相控阵多普勒声雷达估算对流条件下热通量廓线和近地面热通量
近地面热通量是研究地-气之间能量交换和水热平衡的重要参量。通常采



图 1 测温测风廓线仪室外天线
(中间为平板微波天线，四周为扬声器)

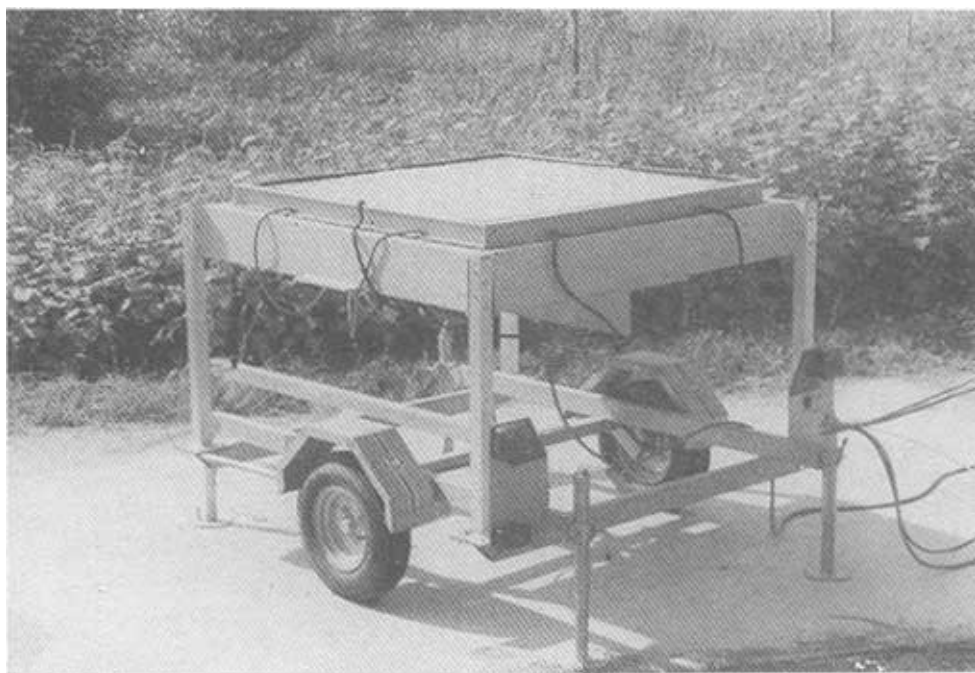


图 2 相控阵声雷达室外天线
(由 196 个扬声器组成阵列)

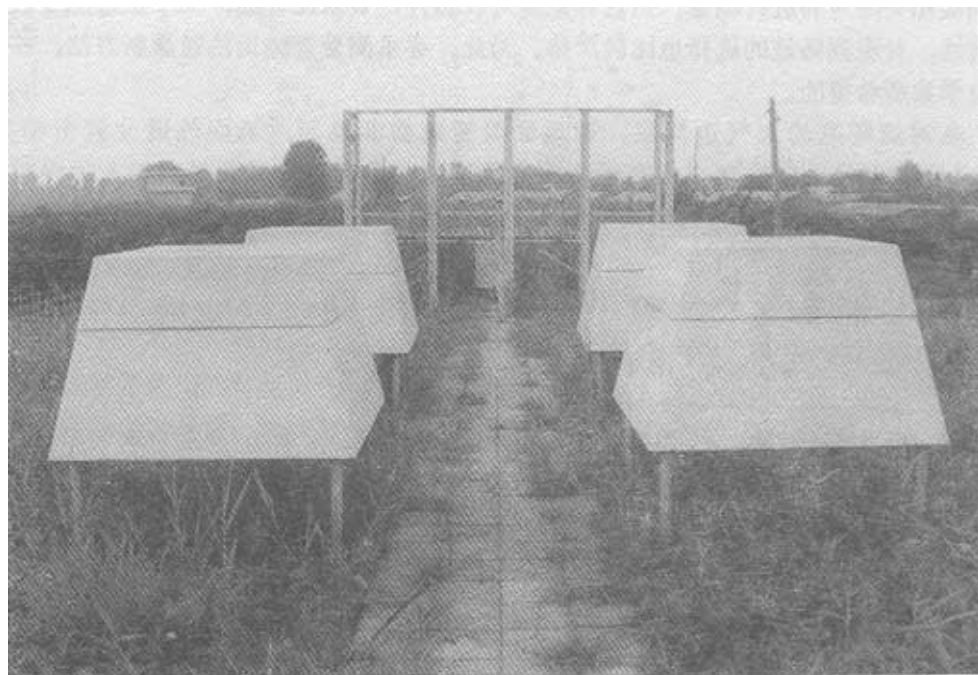


图 3 无线电声雷达
(由微波天线和 4 个大喇叭组成)

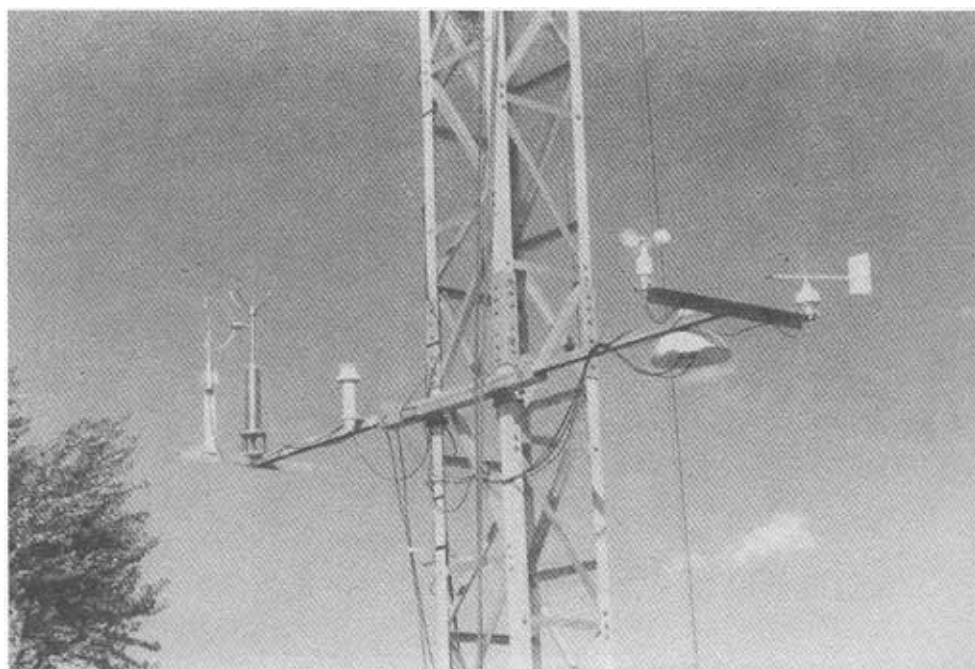


图 4 梯度观测塔上的传感器
(左端为测量通量的超声风速温度仪)

用涡旋相关法对其进行测量,但这种方法对仪器性能要求比较高;为了保证测量数据的代表性,对观测场地的选择也比较严格。为此,寻求测量近地面热通量新方法,一直是气象学家所希望的。

在对流旺盛的大气边界层,近地面温度结构参数与近地面热通量紧密相关^[2]。Haugen 和 Kaimal^[3]发现在用声雷达测量温度结构参数廓线时会导致较大的误差,这里,我们将用声雷达多普勒频偏所测得的垂直速度方差估算热通量廓线和近地面热通量。

在以往的研究中, Panofsky^[4]应用相似理论得到

$$\sigma_w^2 = \overline{w'^2} \approx A \left[z \left(-\overline{u'w'} \frac{du}{dz} + \delta \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'_v} \right) \right]^{2/3}, \quad (1)$$

这里 A , δ 为普适常数, σ_w 为垂直速度方差, z 为高度, u' 和 w' 分别为水平和垂直风速的脉动量, θ'_v 为虚位温脉动量, u 和 θ 分别为平均风速和位温。 $-\overline{u'w'}(du/dz)$ 为局地湍流机械产生项, $(g/\theta)\overline{w'\theta'_v}$ 为局地浮力产生项。

在旺盛的对流边界层,机械作用可以忽略, (1) 式被简写为

$$\sigma_w^2 \approx \alpha \left(z \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'_v} \right)^{2/3}, \quad (2)$$

这里 $\alpha = A\delta^{2/3} \approx 1.4^{[5,6]}$ 。

上式进一步改写为

$$\frac{\sigma_w^3}{z} \approx \alpha^{3/2} \frac{g}{\theta} \overline{w'\theta'_{v.}} \quad (3)$$

在边界层一般湿度条件下, $\theta'_{v.} = \theta'$, 因此, 从多普勒声雷达给出的垂直速度方差可直接获得热通量廓线。

图 5 为 PA2 所测得的无量纲化垂直速度方差 (圆点) 和 AMTEX 实验所得的垂直速度方差 (加号) [7]。

在边界层中部, 我们的结果要比 AMTEX 略大。

当边界层充分混合时, $(d\theta/dz)=0$, $(\partial\theta/\partial t) = -(\partial\overline{w'\theta'}/\partial z) = \text{常数}$, 热通量随高度线性递减, 即

$$\frac{\sigma_w^3}{z} = \alpha^{3/2} \frac{g}{\theta} [\overline{w'\theta'_0} (1 - \frac{z}{h'})], \quad (4)$$

这里 h' 是热通量外推为零的高度, 并不是混合层高度, h' 与通量为零的实际高度有一定差别, 但这两个高度很接近。我们所用声雷达 PA2 最低探测高度为 50 m, 所以由 (4) 式线性外推, 可得近地面的热通量。图 6 给出了 σ_w^3/z 随高度变化的典型个例, 由此外推便得近地面热通量。

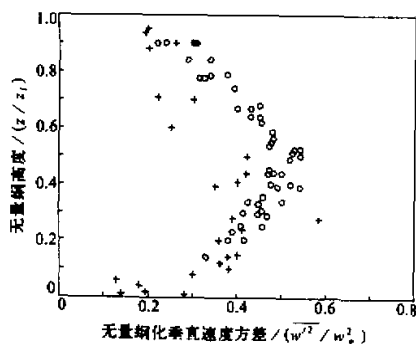


图 5 无量纲速度方差廓线

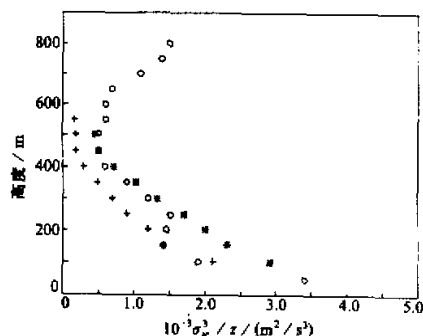


图 6 σ_w^3/z 随高度变化

o: 12:30, +: 13:00, +: 13:30

图 7 显示了典型的对流天气条件下的近地面热通量, 圆点为利用超声风速温度仪 (FA-11) 由涡旋相关法直接测得的近地面热通量, 三角号为用 PA2 测得的垂直方差廓线外推的近地面热通量。由此可看出, 用 PA2 外推所得的近地面热通量具有相当的可靠性。

图 8 综合比较了 3 天 (1994

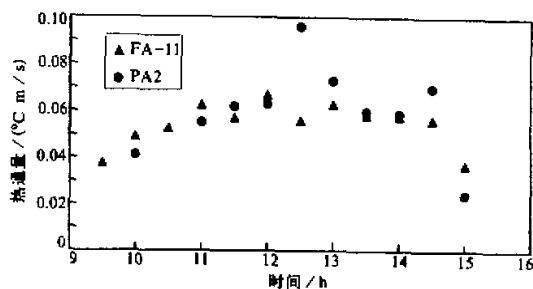


图 7 对流条件下近地面热通量随时间变化个例
(1994 年 9 月 5 日, 香河站)

年8月25日,9月5日和9月7日)由PA2外推的热通量与超声风速温度仪所测量的热通量,它们之间的差别仅为12%。

不难想象,此方法在大风天气条件下不适用,图9显示了9月10日晴天大风天气条件下(近地面风速为6.0~8.0 m/s)的近地面热通量对比结果,非常明显,此时由PA2外推的热通量明显大于超声风速温度仪(FA-11)所得的结果,因为此时机械作用对垂直速度方差起相当大的作用,不能忽略。

3.2 对流状况下边界层涡旋扩散与反梯度输送

对流边界层中大尺度涡旋的活动往往造成热量的反梯度输送,通常意义下的通量梯度关系不完全满足^[8,9]。因此,仅仅由局地梯度(K理论)决定涡旋扩散显示出一定的

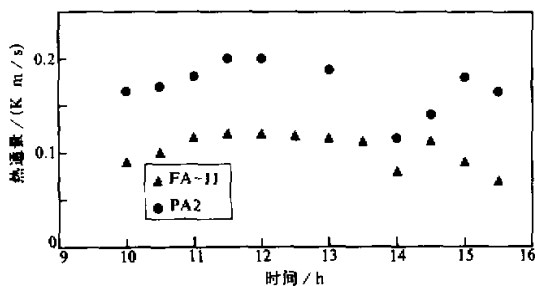


图9 大风条件下近地面热通量测量比较
(1994年9月10日,香河站)

在水平均匀假设下,由 Boussinesq 近似,热通量方程可写成

$$\frac{\partial \overline{w'\theta'}}{\partial t} = \frac{\partial \overline{w'^2\theta'}}{\partial z} - \overline{w'^2} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \beta g \overline{\theta'^2} - \frac{1}{p_0} \frac{\partial \theta' p'}{\partial z}, \quad (5)$$

这里 θ 为平均位温, w' 为垂直速度脉动, θ' 为温度脉动, βg 为浮力参数, p' 为压力脉动。方程右端按顺序分别为湍流输送项(T),平均梯度产生项(M),浮力产生项(B)和压力协方差项(P)。

根据文献[13]中大涡模拟的结果,方程(5)中的输送项 T 不比其他项小,而在许多文献中这一项常常被忽略^[10], T 被参数化为

$$T \approx P + b \frac{w_*^2 \theta_*}{Z_i}, \quad (6)$$

这里 $b \approx 2$, z_i 为边界层高度,压力协方差项 P 可表示为^[14]

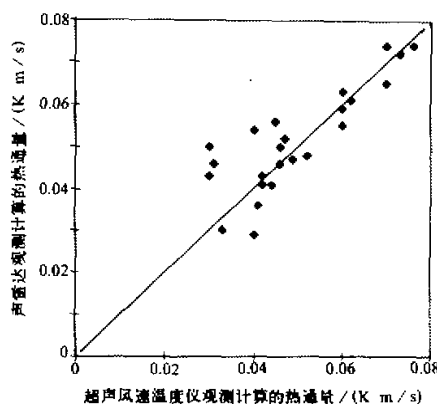


图8 由PA2遥感外推的近地面热通量
与超声风速温度仪测量值的比较

缺陷,而很多的大气模式往往仅考虑K理论而忽略反梯度输送这一过程。

Deardorff^[10]在忽略了热通量方程中的湍流输送项后导出了反梯度热量输送项。Holtslag等^[11,12]利用大涡模拟的最新成果修改了反梯度输送项,这里初步尝试了用PA2和LAP-3000的遥感资料估算这一反梯度输送值。

$$P = -\frac{1}{p_0} \frac{\overline{\theta' \partial p'}}{\partial z} = \alpha \beta g \overline{\theta'^2} - \frac{\overline{w' \theta'}}{z}, \quad (7)$$

这里 τ 为时间尺度, $\tau \approx 0.5z_i / w_*$, 在各向同性湍流中 $\alpha = 1/3$, 而根据文献[13], 在对流边界层中, $\alpha \approx 1/2$ 。将 (6) 和 (7) 式代入 (5) 式得

$$\frac{\partial \overline{w' \theta'}}{\partial t} = -\overline{w'^2} \frac{\partial \theta}{\partial z} + (1 - 2\alpha) \beta g \overline{\theta'^2} - 2 \frac{\overline{w' \theta'}}{z} + b \frac{w_*^2 \theta_*}{z_i}. \quad (8)$$

在准定常状况下, 并采用文献[13]的结果 $\alpha \approx 1/2$, (8) 式简化为

$$\frac{\overline{w' \theta'}}{\tau} \approx -\frac{\overline{w'^2}}{2} \frac{\partial \theta}{\partial z} + \frac{b}{2} \frac{w_*^2 \theta_*}{z_i}. \quad (9)$$

这样导出了涡旋扩散项 $K = \overline{w'^2} (\tau/2)$ 和反梯度输送项 $\gamma = b(w_*^2 \theta_* / w'^2 z_i)$, 同时应用 PA2 和 LAP-3000 的遥感结果, 配合近地面湍流观测, 我们分别计算了方程(9)中各项的大小。

图 10a 和 b 显示了两个时次方程(9)中各项值的大小, 从图中可以看出, 方程两端基本平衡。

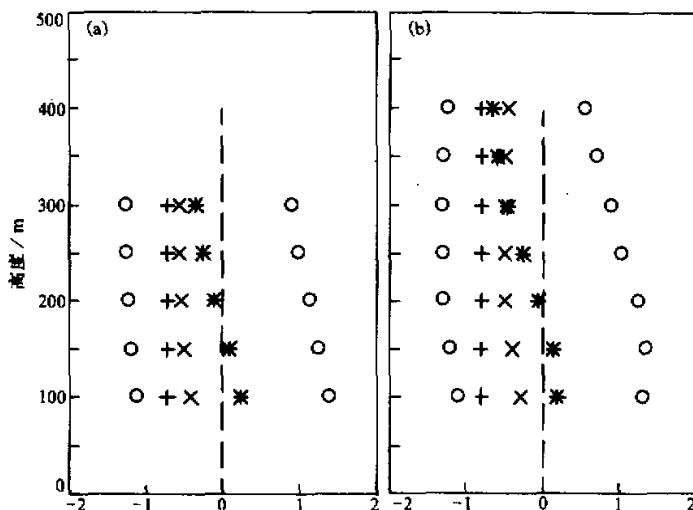


图 10 利用遥感仪器探测到的准定常热通量方程各项大小

(a) 1994 年 9 月 7 日, 12:00, “x”为方程 9 右端第一项; (b) 1994 年 9 月 7 日, 12:30, “+”为方程 9 右端第二项, “o” (图左) 为方程 9 右端两项之和, “o” (图右) 为方程(9)左端项, “*”为非平衡余项

这一结果将促进我们对湍流闭合参数化方案的深入研究, 大大改善大气模式的模拟结果。

3.3 夜间边界层高度的探测

大气边界层高度是大气科学研究中的一个最基本的参数, 它不仅仅是相似理论研究

中的一个长度尺度,也是中小尺度大气模式和中长期气候模式的重要输入参数。

在白天,大气边界层高度可以通过覆盖在对流混合层之上的稳定层来确定,这一方法被广泛采用。而在稳定的夜间边界层,有较多的方法来确定边界层高度,其中之一是将动力高度尺度,即风速廓线出现第一个极大值高度作为边界层高度^[14]应用 PA2 所探测的风速廓线来确定夜间边界层高度。

首先显示 PA2 所探测的三种典型风速廓线。第一种为低空急流型(图 11),急流出现的高度约为 350 m 左右;第二种为夜间经常出现的边界层多层次结构(图 12),它是因夜间辐射冷却改变了的低层结构和白天的残留层结构的复合;第三种为强天气系统下的边界层结构。

边界层的作用由于强天气系统变得不那么显著,即没有图 11 显示出的夜间低空急流,也没有图 12 显示出的多层次结构。在我们统计夜间边界层高度的过程中,剔除了强天气系统这类边界层结构。

图 14 显示了从 1994 年 8 月 22 日到 9 月 15 日按时间平均的风速廓线分布。在平均过程中,强天气状况下的边界层风速廓线没有参与。

从图 14 中可以清楚地看到在 300 m 附近,出现首次风速极值,夜间边界层高度的

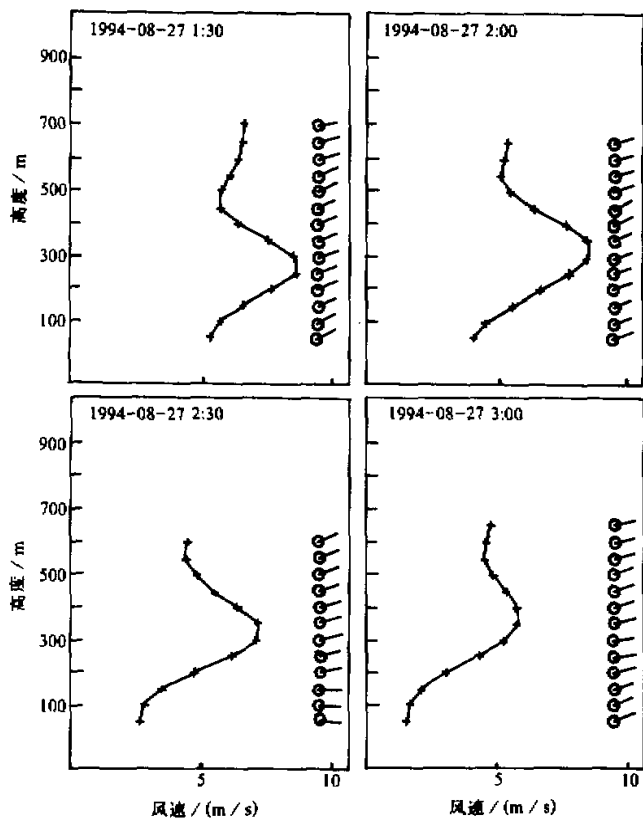


图 11 低空急流型风廓线

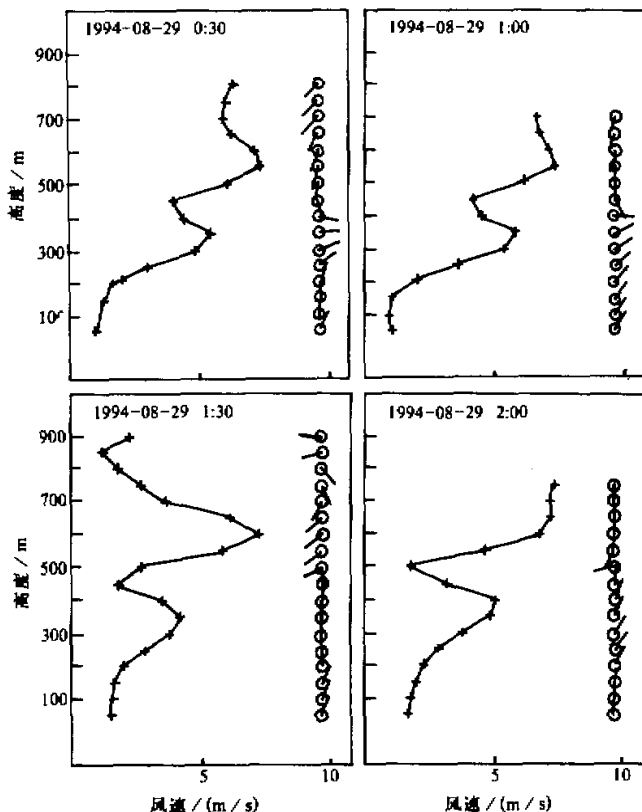


图 12 多层结构的风廓线

总体状况基本上可以从图 14 得到。图 15 为逐时逐次夜间边界层高度的统计结果, 显示了夜间边界层高度的平均值和方差, 边界层高度最低可达 200 m, 最高不超过 400 m。

3.4 利用 RASS 研究边界层高度演变规律

RASS 的工作过程是向天顶发射声脉冲信号, 由于这一声信号向上传播的速度正比于环境温度的平方根, 通过地面的多普勒无线电雷达对这一声脉冲信号的连续观测来获得温度廓线。图 16 给出了 RASS 遥感探测到的温度廓线与系留气艇探测的温度廓线个例。

由于 RASS 与系留气艇探测是两种不同的探测方法, 测量结果不可能完全一致, 它们之间的差别可达 1°C 。但对边界层温度结构特征形态的描述还是一致的。所以, RASS 不失为研究边界层演化过程的一个重要工具。由于它的测量精度高 (0.1°C), 垂直分辨率强 (10 m), 因此对研究与空气污染密切有关的混合层的发生、发展和消亡过程有独特的优点。图 17 显示了 RASS 探测的温度廓线随时间的演变规律, 从 7:00 到 11:00, 每组廓线的间隔为半小时。从图中可以清楚地看到近地面逆温层逐步消失的详细过程。

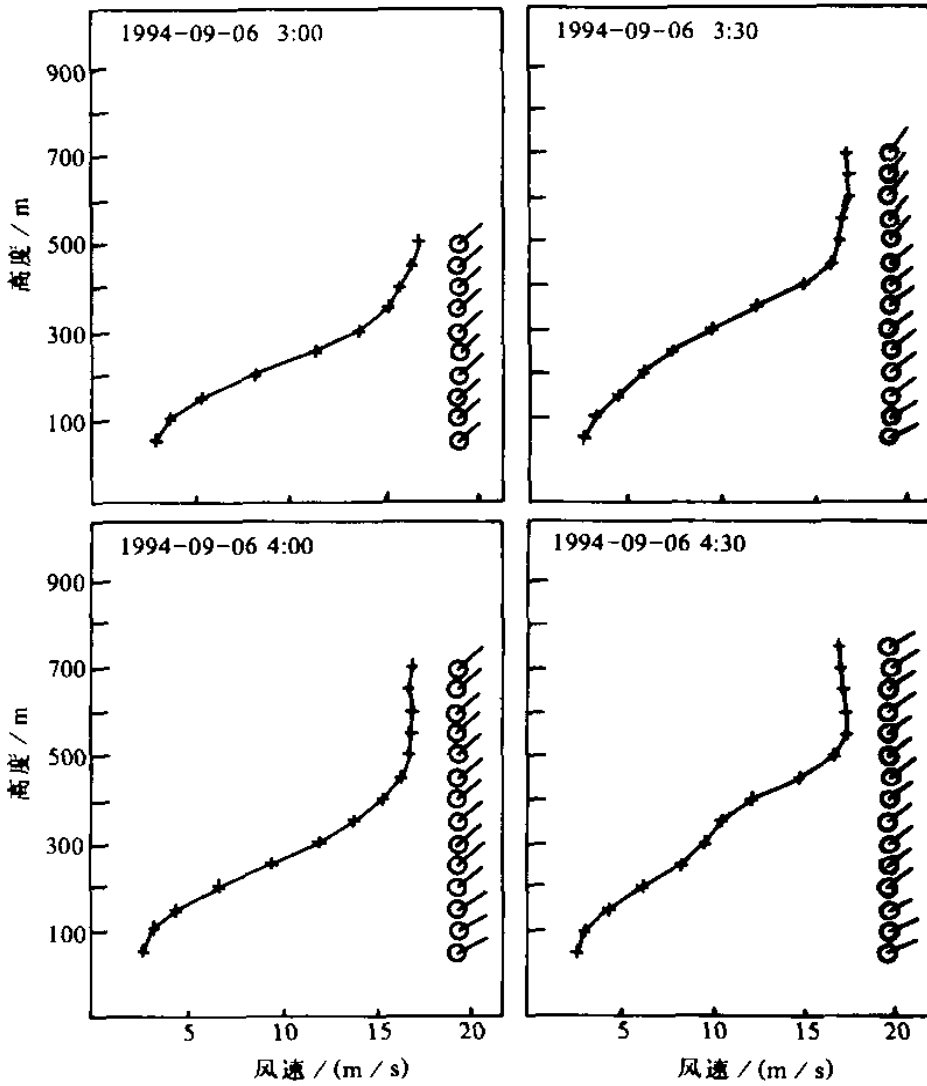


图 13 强风条件下的风廓线

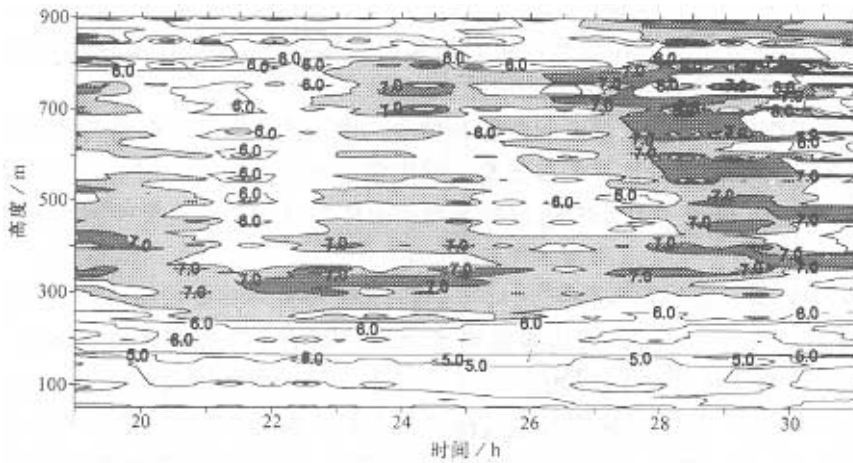


图 14 边界层平均风速时空分布
图中数字代表风速值, 单位为 m/s

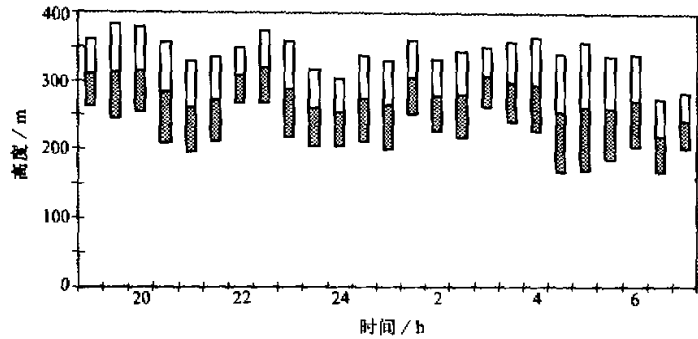


图 15 夜间边界层高度统计

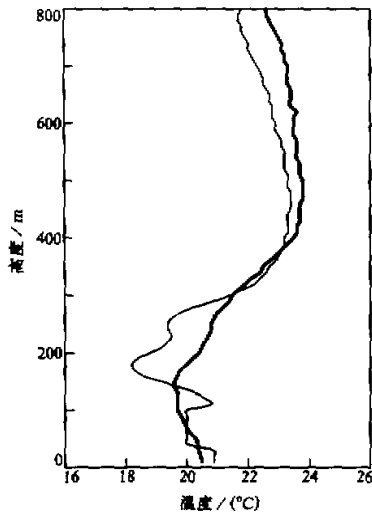


图 16 RASS 遥感探测的边界层温度廓线 (细线) 与系留气艇探测的温度廓线 (粗细) 对比 (1996 年 6 月 22 日 7:00, 香河站)

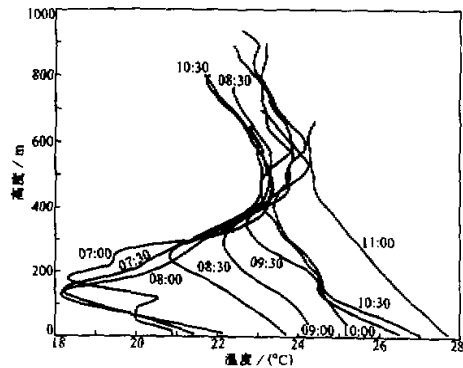


图 17 RASS 探测的温度廓线随时间变化 (1996 年 6 月 22 日, 香河站)

4 结论

通过在香河野外综合实验站与超声风速温度仪和系留气艇进行的观测对比, 说明相控阵测风雷达、低层大气风温廓线仪和无线电声雷达能很好地用于大气边界层结构的研究。它们在研究大气边界层能量平衡和边界层高度变化规律方面有一定优越性, 不仅探测高度较高, 不破坏被测对象的自然状态, 且能维持对大气边界层的长期观测, 这在大气环境和天气、气候等研究方面必然有广泛的应用前景。

致谢: 仪器安装、调试、观测是在中国科学院大气物理研究所大气边界层探测部同志全力支持下完成的, 作者向他们表示衷心感谢!

参 考 文 献

- 1 Gossard, E. E., 1990, Radar research on the atmospheric boundary layer, in: *Radar in Meteorology*, D. Atlas, Ed., Amer. Meteor. Soc., 477~527.
- 2 Wyngaard, J. C., Y. Izumi and S. A. Collins, 1971, Behaviour of the refractive index structure parameter near the ground, *J. Opt. Soc. Amer.*, **61**, 1646~1650.
- 3 Haugen, D. A. and J. C. Kaimal, 1978, Measuring temperature structure parameter with an acoustic sounder, *J. Appl. Meteor.*, **17**, 895~899.
- 4 Panofsky, H. A., 1978, Matching in the convective planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 272~276.
- 5 Caughey, S. J. and C. J. Readings, 1974, Vertical component of turbulence in convective conditions, in: *Advances in Geophysics*, Vol. 18A, Academic Press, 125~130.
- 6 McBean, G. A. and J. I. McPherson, 1976, Turbulence above Lake Ontario: Velocity and scalar statistics, *Boundary-Layer Meteor.*, **10**, 181~197.
- 7 Lenschow, D. H., J. C. Wyngaard and W. T. Pennell, 1980, Meanfield and second-moment budgets in a baroclinic, convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **37**, 1313~1326.
- 8 Deardorff, J. W., 1966, The counter-gradient heat flux in the lower atmosphere and in the laboratory, *J. Atmos. Sci.*, **23**, 503~506.
- 9 Schumann, U., 1987, The counter-gradient heat flux in turbulent stratified flows, *Nuclear Engineering and Design*, **100**, 255~262.
- 10 Deardorff, J. W., 1972, Theoretical expression for the counter-gradient vertical heat flux, *J. Geophys. Res.*, **77**, 5900~5904.
- 11 Holtslag, A. A. M. and C. H. Moeng, 1991, Eddy diffusivity and countergradient transport in the convective atmospheric boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **48**, 1690~1698.
- 12 Moeng, C. H. and J. C. Wyngaard, 1989, Evaluation of turbulent transport and dissipation closures in second-order modeling, *J. Atmos. Sci.*, **46**, 2311~2330.
- 13 Moeng, C. H. and J. C. Wyngaard, 1986, An analysis of closures for pressure-scalar covariances in the convective boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **43**, 2499~2513.
- 14 Beyrich, F. and A. Weill, 1993, Some aspects of determining the stable boundary layer depth from sodar data, *Boundary-Layer Meteor.*, **63**, 97~116.

Determination of Atmospheric Boundary Layer Structure by Using Ground-Based Remote Sensing Data

Hong Zhongxiang, Qian Minwei and Hu Fei

(State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry,
Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029)

Abstract State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Layer Physics and Atmospheric Chemistry in the Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, has three kinds of ground-based remote sensing equipment to detect vertical structure of atmospheric boundary layer: Phased Array Sodar (PA2), Low Atmospheric Profiler (LAP-3000), and Radio Acoustic Sounding System (RASS). In this paper, the methods to use the remote sensing data to obtain atmospheric boundary layer structures, such as vertical profiles of heat flux, surface heat flux, height of boundary layer are studied.

Key words atmospheric boundary layer ground-based remote sensing turbulent flux