

研究简报

热对流边界层厚度发展的试验研究

刘 万 军*

(辽宁省气象科学研究所)

一、引 言

热对流边界层即热混合层的高度限制了污染物垂直扩散的范围。因此,无论是大气质量的评价还是大气污染的预报,都需要进行混合层生消规律的研究。迄今对于空气污染的最大混合层高度已经能够预报^[1],但用于时空分辨率较高的扩散估算还需进一步研究。如果用一个简化的方法能够对混合层的厚度随时间变化进行预报,将有一定的应用价值^[2]。基于上述设想,在 Deardoff (1969) 速率传速方程基础上,考虑 Tennekes (1973) 提出的混合层顶温度跃变,忽略水平平流、大尺度下沉及散射辐射,对方程积分,得出了混合层随时间变化的方程。混合层厚度发展由三个参数确定:混合层厚度的初始值 h_0 ; 覆盖着混合层的稳定层的位温梯度 β_i ; 地面湍流热通量 Q_0 的积分值。湍流热通量由近地面层的温差和风速差确定。由于许多因素的影响(如地面特性、时间、季节、云量、纬度等),至今没有 Q_0 的系统试验资料。日本 Yokoyama 等人采用大气层顶太阳辐射通量的 20% 作为地面热通量^[3]。而我们把试验期间观测的湍流热通量与历史的热平衡观测资料比较,发现由于周围环境及附近下垫面的改变,再采用过去规范方法^[4]确定城市地区热通量已不再适用,故延用 Монин-Обухов 在常通量层里用相似理论得出的无量纲量 L , 得到城市上空的湍流热通量。

本文资料取自沈阳南湖观象台。

二、模 式

在对流层里温度随高度平均以 0.5—0.6℃/100 米的速率降低,而这典型地代表了稍微稳定的层结。在稳定层的下部,由于太

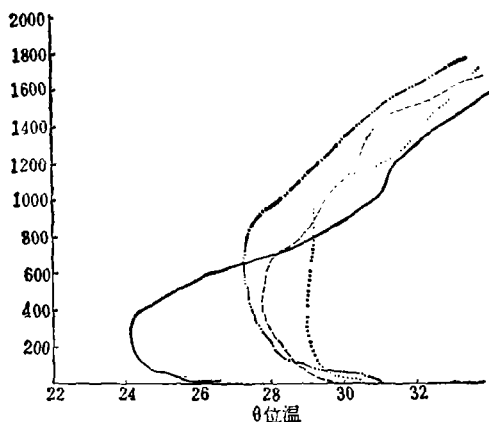


图 1 沈阳地区 21 天平均位温廓线(1981 年 6—7 月)

阳加热地面而形成了自由对流层。除接近地面的近地面层变成了超绝热层结以外,稳定层下的位温梯度为零,这两层统称为混合层。这与观测事实一致(见图 1)。

为了明了和简单,我们假定:

$$\frac{d\theta}{dh} = 0 \quad (1)$$

即在整个混合层里位温是一个常数。从图 1 可以看出,这在白天有日照的任何时间里是

* 王景乾、宫福久、赵国珍、孙玉艳等同志参加了部分工作。

适用的。

混合层里的热量守恒方程由下式^[2]描述:

$$\frac{d\theta}{dt} = -\frac{1}{\rho C_p} \frac{dQ}{dh} \quad (2)$$

式中 θ 为位温, t 为时间, Q 为 h 高度的热通量, ρ 为空气密度, C_p 为定压比热。

假定热通量在任何时间里随高度线性减少, 即:

$$\frac{dQ(h)}{dh} = a \quad (3)$$

所以

$$\frac{dQ(h)}{dh} = \frac{[Q_0(t) - Q_h(t)]}{h_m} \quad (4)$$

上式中 a 为常数, Q_0 为地面向上的热通量, Q_h 为界面向下的热通量, h_m 为混合层高度。

如果考虑温度跃变, $\frac{d\theta}{dt}$ 与高度无关, 则上式变为:

$$\frac{d\theta_m}{dt} = \frac{1}{\rho C_p} \frac{[Q_0(t) - Q_h(t)]}{h_m} \quad (5)$$

又假定盖着混合层的稳定层的位温梯度随高度和时间为常数, 即 $\frac{d\theta}{dz} = \beta_i$, 而又有

$$\frac{d\theta}{dt} = \beta_i \frac{dh_m}{dt} \quad (6)$$

将(6)式代入(5)式可得到 Tennekes (1973) 建立的混合层厚度发展的方程:

$$\frac{dh_m}{dt} = \frac{1}{\rho C_p \beta_i} \frac{Q_0(t) - Q_h(t)}{h_m} \quad (7)$$

Tennekes(1973)假定 $Q_h(t) = -\alpha Q_0(t)$, 积分(7)式得到:

$$h_m = \left[\frac{2(1+\alpha)}{\rho C_p \beta_i} \int_{t_0}^t Q_0(t) dt + h_0 \right]^{1/2} \quad (8)$$

关于 α 的取值, 许多学者得出了不同的结果。Carson (1973) 发现从 0 到 0.5 变化。Cattle(1975) 在英格兰南部上空的对流边界层热通量廓线的预算研究中指出 α 大约为 0.1—0.3^[5]。Deardoff (1974) 在澳大利亚

三维的热行星边界层的数值模拟研究中指出^[6], 除在混合层发展的早期阶段外, α 的值均约为 0.2、本文 α 取值在早期为 0.1, 而在中午至午后取 0.2。

方程(8)由三个常量参数和一个变量参数的积分值确定。 h_0 为初始混合层高度, 可取由于风引起的动力湍流层高度或热岛效应引起的热岛混合层平均高度。由于沈阳地区夏季早晨热岛效应不强^[7], 故将 h_0 取为 0。关于 β_i , 迄今我们仍不了解其系统分类, 但在沈阳及大连的观测发现, β_i 值在不同季节和地点变化不大。作为模式应用, 我们给出沈阳地区夏季的 β_i 的值(见图 2)。 β_i 的值大约是 0.0049℃/米。日本东京和中国大连秋季观测的 β_i 值也是 0.0049℃/米。 $Q_0(t)$ 的积

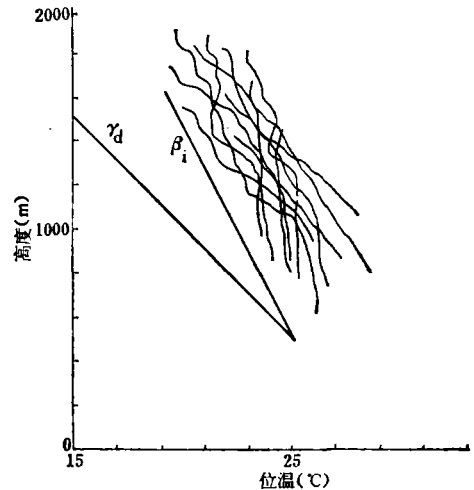


图 2 沈阳地区 β_i 值(1981 年 6—7 月)
 $\beta_i = 0.0049^\circ\text{C}/\text{米}$

分是以 1 小时为积分时段。在日出后 Q_0 变为正值时为 t_0 , 直到 t 时刻。

三、热混合层厚度的发展

我们把历史上十年的热平衡观测中的湍流热通量气候平均值进行了整理, 并与用同样方法观测的湍流热通量进行了比较, 发现出现了量级的差别, 这主要是观测场地周围及下垫面的改变造成的。用同样方法在同一

高度进行热通量观测,已不再适应城市的下垫面状况。历史上6—7月十年的晴天热通量见图3。用气候平均值估算热对流层高度, h_0 取零,其它参数如上述,结果见图4。

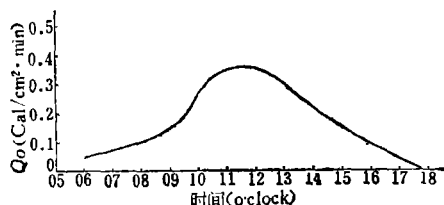


图3 沈阳10年6—7月 Q_0 气候平均值(1957—1966年)

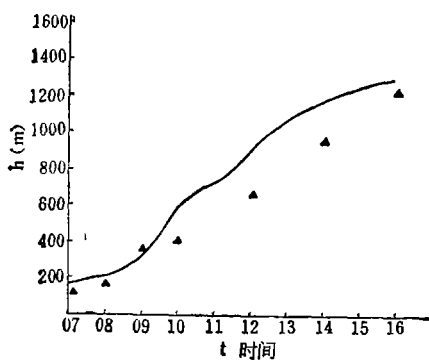


图4 用湍流热通量的气候平均值计算的热边界层高度与实测比较

——计算曲线 ▲ 实测值

与1981年6—7月实测的平均值比较,计算值系统性偏高。我们认为这与 β_i 取值关系较大,如果不考虑早晨近地面层的辐射逆温及大尺度下沉增温是不合理的。 β_i 的取值很灵敏,说明盖着混合层的稳定层的位温梯度对混合层的发展有重要影响。

我们用外延 Монин-Обухов 长度 L 而得到湍流热通量^[8]:

$$L = - \frac{U_*^3}{\frac{g}{\theta} \kappa \frac{Q_0}{\rho C_p}} \quad (9)$$

式中 g 为重力加速度, θ 为近地面位温, U_* 为动力摩擦速度, Q_0 为近地面湍流热通量, κ 为 Carma 常数, ρ 、 C_p 如上述。

我们把 Z 定为 50 米,用稳定度参数订正热涡旋扩散系数。

$$Q_0 = -\rho C_p K_h \frac{\partial \theta}{\partial Z} \quad (10)$$

而

$$K_h = \kappa U_* Z / \phi_h(\zeta) \quad (11)$$

采用通用形式^[10]:

$$\phi_h(\zeta) = \begin{cases} 0.74 \left(1 + 9 \frac{Z}{L}\right) & \zeta < 0 \\ 0.74 + 4.7 \frac{Z}{L} & \zeta > 0 \end{cases} \quad (12)$$

上式中 $\zeta = \frac{Z}{L}$ 。

在同期试验资料里,在常通量层里风速基本上符合对数规律, U_* 的值大约为 0.45 米/秒,地面粗糙度参数 Z_0 为 0.5 米, θ 取值 300°K, 且假定动量涡旋扩散系数与热量涡旋扩散系数相等。经过对 L 的计算简化,得 50 米高度的湍流热通量(见图5)。图5是三天的湍流热通量值,日期为 1981 年 7 月 11

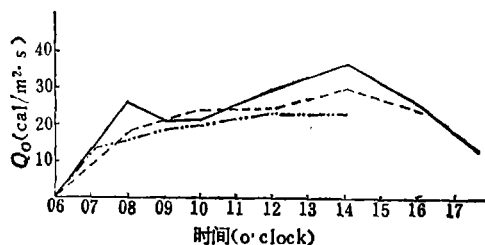


图5 计算的湍流热通量

——7月11日 ----7月13日 7月16日

日、13日和16日、11日、13日有下沉逆温,16日近地面有辐射逆温。覆盖混合层的下沉逆温的 β_i 和近地面辐射逆温的 β_i 都取为 0.01°C/米。逆温层顶以上取 0.0049°C/米,用公式(8)完成计算。 α 在 10 时前取 0.1, 10 时后取 0.2。

计算值、实测值和用干绝热法确定的值都点在同一张图上(图6a,6b,6c)。干绝热法所用地面温度值是实测温度,探空曲线用观象台 07 时的资料。从三张图上看,热对流混合层高度在上午一段时间是直线发展的。表明计算值比干绝热法值更接近实测值。

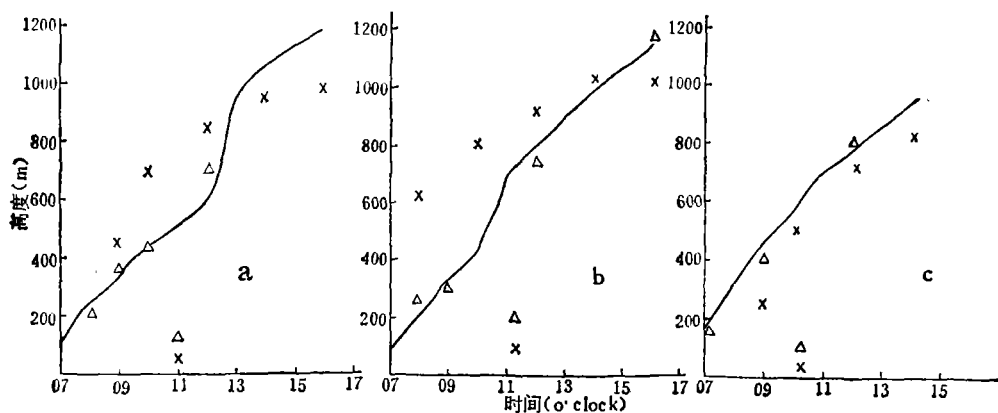


图 6 计算值与实测值比较

a——1981 年 7 月 11 日 b——1981 年 7 月 13 日 c——1981 年 7 月 16 日
实线为计算值 Δ 为实测值 $\times$ 为干绝热法

四、讨 论

城市地区热对流边界层的生成和发展规律,除可直接探测外,还可用理论计算的方法来确定热边界层高度。我们用简单的模式估算结果与实测结果吻合较好,此种方法值得进一步尝试。

用实测结果分析的稳定层的位温梯度 β_i 是 $0.0049^\circ\text{C}/\text{米}$,这与日本在东京测得结果是一致的。而下沉逆温的位温梯度 β_i 是 $0.01^\circ\text{C}/\text{米}$ 。

应用常通量层里的相似理论到 50 米高,计算的结果与试验探测结果是一致的,而且是应用方面可以接受的,与干绝热法比较,更

接近实测。但常通量层里湍流热通量的系统分类资料仍待进一步确定。

参 考 文 献

- [1] 中央气象局,应用气候和大气污染译文集,1975 年。
- [2] 北京大学地球物理系,污染气象学,1978 年。
- [3] Minoru Gamo et al., *J. Meteor. Sci. Jpn.*, **57**, 159(1979)。
- [4] 成都气象学校,气象观测,农业出版社,1962 年。
- [5] Tomio Asai et al., *J. Meteor. Sci. Jpn.*, **56**, 424 (1978)。
- [6] Deardoff, J. W., *Boundary-Layer Meteor.*, **7**, 81 (1974)。
- [7] 刘万军等,环境科学,1(4),1980 年。
- [8] Carlson, T. N. et al., *J. Appl. Meteor.*, **17**, 998(1978)。

大气污染物的时空分布规律及区域大气污染长期评价的探讨

王 路 光

(保定市环境保护局)

一、大气污染物的时空分布规律

区域大气污染长期评价的首要条件是确

定大气污染物的时空分布规律。

我们将 24 小时等间距划分为 M 个时段,

本文曾得到万国江先生的指教,谨此致谢。