

兰州冬季气溶胶的短波加热效应及其对混合层发展的影响*

田文寿 陈长和 黄建国 张 镭

(兰州大学大气科学系, 兰州 730000)

提 要

综合考虑无云天气条件下, 气溶胶和大气中各种吸收气体对太阳辐射的影响, 建立了一个气溶胶大气的短波加热率模式, 研究了兰州冬季气溶胶的短波加热效应. 计算结果表明: 气溶胶吸收太阳辐射而加热大气的作用是显著的. 在上述工作的基础上, 建立了一个完全闭合的混合层发展模式, 利用数值方法探讨了气溶胶的辐射效应对混合层发展的影响. 计算发现大气中气溶胶的增加会抑制混合层的发展, 使混合层内的平均位温减小.

关键词: 气溶胶 短波加热率 混合层高度 混合层平均位温

引 言

随着工业的不断发展, 近年来大气中气溶胶对太阳辐射收支及边界层发展演变的影响越来越明显. 观测和研究表明, 由于气溶胶的存在, 城市污染大气吸收太阳辐射而造成的加热率可高达 $5 \sim 10 \text{ K/d}^{[1, 2]}$. 而这样的加热效应对城市边界层的发展演变的影响是不容忽视的. 现已有一些工作试图用数值计算探明气溶胶等大气污染物对城市边界层的影响. 然而在计算中, 对气溶胶的辐射效应仅作简单处理, 如气溶胶的谱分布大多取平均特征为 Junger 型; 而气溶胶的折射率则引用特殊情况下的理想值. 这与兰州这样一个污染较严重的煤烟型城市的气溶胶特征通常不相符合.

本文综合考虑无云天气条件下, 气溶胶和大气中各种吸收气体对短波辐射的影响. 利用气溶胶的谱分布及其折射率的实测结果, 通过解辐射传输方程探讨了气溶胶的短波辐射效应, 在此基础上建立了一个混合层发展模式, 并且计算了气溶胶的短波辐射效应对白天混合层高度及混合层内位温的影响.

1 气溶胶的短波加热效应

精确解辐射传输方程通常比较耗时. 本文利用二流近似和累加法求解.

* 国家自然科学基金资助项目.
1996-04-16 收到, 1996-10-18 收到修改稿.

在计算加热率的辐射模式中考虑整个太阳光谱为 $0.28 \sim 3.58 \mu\text{m}$, 并将其分成 3 个区: $0.28 \sim 0.39 \mu\text{m}$, $0.39 \sim 0.71 \mu\text{m}$, $0.71 \sim 3.58 \mu\text{m}$. 前两个区考虑臭氧吸收, 第 3 个区主要是水汽吸收, 并在整个太阳光谱区考虑瑞利散射和气溶胶的作用. 计算中根据吸收带的分布把太阳光谱细分为 9 个光谱间隔, 其中心波长分别为 $0.3, 0.5, 0.7, 0.94, 1.1, 1.38, 1.87, 2.7, 3.2 \mu\text{m}$. 大气上界的光谱分布取自 Thekaekarg 的太阳光谱资料^[3]. 另外, 在 $0.7 \mu\text{m}$ 有 O_2 的微弱吸收带, $1.4, 1.6, 2.0, 2.7 \mu\text{m}$ 存在 CO_2 的弱吸收带. 但在对流层, CO_2 、 O_2 等均匀混合的气体对短波加热率的贡献较小, 可以忽略.

对太阳直接辐射, 散射光的辐射传输方程可写为^[4]:

$$dF \uparrow / d\tau = r_1 F \uparrow - r_2 F \downarrow - s_{\text{oa}} \omega_0 e^{-\tau/\mu_0} \quad (1)$$

$$dF \downarrow / d\tau = r_2 F \uparrow - r_1 F \downarrow + s_{\text{oa}} \omega_0 (1 - \beta_0) e^{-\tau/\mu_0} \quad (2)$$

式中 τ 为大气光学厚度, s_{oa} 为太阳分光直接辐照度, β_0 是太阳直接辐射向上散射和全部散射的比率, μ_0 是太阳高度角的正弦, ω_0 是单次反射率, $F \downarrow$ 和 $F \uparrow$ 是向下和向上的太阳散射光辐照度.

把大气分成许多薄层, 在每个薄层内散射和吸收特性不随高度变化. 那么对薄层 $\Delta\tau$ 外射入的散射光 F , 多次散射的传输方程为:

$$dF \uparrow(\tau) / d\tau = r_1 F \uparrow(\tau) - r_2 F \downarrow(\tau) \quad (3)$$

$$dF \downarrow(\tau) / d\tau = r_2 F \uparrow(\tau) - r_1 F \downarrow(\tau) \quad (4)$$

式(1)~(4)中 r_1 和 r_2 可分别取自文献[4]

$$r_1 = \frac{7 - 3g^2 - \omega_0(4 + 3g) + \omega_0 g^2(4\beta_0 + 3g)}{4 - 4g^2(1 - \mu_0)} \quad (5)$$

$$r_2 = \frac{g^2 + \omega_0(4 - 3g) - 1 + \omega_0 g^2(4\beta_0 + 3g - 4)}{4 - 4g^2(1 - \mu_0)} \quad (6)$$

令 l 层的光学厚度为 $\Delta\tau^l$, 单次反射率为 ω_0^l , 不对称因子为 g^l , 散射比为 β_0^l . 则它们在每个光谱间隔的值分别由下式确定

$$\Delta\tau^l = \Delta\tau^R + \Delta\tau^A + \Delta\tau^S + \Delta\tau^X \quad (7)$$

$$\omega_0^l = (\Delta\tau^R + \Delta\tau^A) / \Delta\tau^l \quad (8)$$

$$g^l = (g^A \cdot \beta^A + g^R \cdot \beta^R) / (\beta^A + \beta^R) \quad (9)$$

式中 $\Delta\tau^R$ 为 l 层的瑞利散射分光光学厚度, $\Delta\tau^A$, $\Delta\tau^S$ 分别为气溶胶的分光散射和吸收光学厚度. g^A 为气溶胶的不对称因子, g^R 为瑞利散射不对称因子. 由于瑞利散射是各向同性的, 故 g^R 为 0, 这样式(9)简化为

$$g^l = g^A \cdot \beta^A / (\beta^A + \beta^R) \quad (10)$$

其中 β^A 和 β^R 分别为气溶胶的散射系数和瑞利散射系数. 对于散射比 β_0 可通过 g^l 获得

$$\beta_0 = \frac{1}{2} - \frac{3}{4} \left(\frac{g^l}{1 + g^l} \right) \quad (11)$$

把薄层外没有散射光进入的薄层作为边条件, 即 $F \uparrow(\Delta\tau) = F \downarrow(0) = 0$, 利用文献[5]的算法可求出 l 层向下和向上的太阳散射辐射度 D_l , U_l , 而 l 层向下的总辐射为

$$H_l = D_l + \mu_0 \cdot s_{\text{oa}} e^{-\tau/\mu_0} \quad (12)$$

由此可得相邻两层 l 和 $l+1$ 层的吸收率

$$A = (H_{i+1} + U_i - H_i - U_{i+1}) / (\mu_0 s_0) \quad (13)$$

而加热率为

$$(\Delta T / \Delta t)_{i+1,i} = - (g / c_p) (H_{i+1} + U_i - H_i - U_{i+1}) / \Delta p_{i+1,i} \quad (14)$$

由式(14)可求出第*i*个光谱间隔在各个高度的加热率 $(\Delta T / \Delta t)_i$ 。则整个太阳光谱的加热率为

$$\partial T / \partial t = \sum_{i=1}^9 (\Delta T / \Delta t)_i \quad (15)$$

在实际计算中,从日出开始,每隔1小时计算1次加热率。日加热率则由日出到日落每小时的加热率求和所得。

2 吸收物质光学特性的参数化及计算结果

分子瑞利散射的光学厚度可由下式计算⁸

$$\tau^R(z) = 0.0088 \lambda^{-(4.15+0.2Z)} \cdot \exp(-0.1188 Z - 0.00116 Z^2) \quad (16)$$

在任一温度和压强下的瑞利散射系数 β^R 为

$$\beta^R = 0.102 \times 10^{-7} \lambda^{-4} (p / \sigma T) / 2.683 \times 10^{19} \quad (17)$$

式中 σ 为 Boltzman 常数。

臭氧吸收可由下面两式计算

$$A_{oz}^{vis} = \frac{0.021}{1 + 0.042 x + 0.000323 x^2} \quad (\text{可见光区域}) \quad (18)$$

$$A_{oz}^{uv} = \frac{1.082 x}{(1 + 138 x)^{0.805}} + \frac{0.0658}{1 + (103.6 x)^3} \quad (\text{紫外区域}) \quad (19)$$

据 Welch 等^[7]的研究,水汽的吸收带透射函数可表示为

$$T_R = \sum_{i=1}^N a_i \exp(-b_i u_r) \quad (20)$$

这里 a_i, b_i 是与波长有关的系数,每个水汽吸收间隔的取值见表1。 $u_r = w_{H_2O} (p / p_0)^{0.6}$ 为经气压订正的水汽含量。

这样在第*i*个波长间隔水汽的吸收系数和光学厚度分别为

$$\beta_{\Delta\lambda,i}^w = b_i \rho_{H_2O} (p / p_0)^{0.6} \quad (21)$$

$$\tau_{\Delta\lambda,i}^w = b_i u_r \quad (22)$$

表1 水汽的太阳光谱透射函数的展开系数

Table 1 The expansion coefficients of water vapor transmission of the solar spectrum

间隔 <i>i</i>	1	2	3	4	5	6
a_i	0.0609	0.0840	0.0243	0.0865	0.0429	0.5461
b_i	0.8839	0.0300	921.0340	16.3932	122.8607	0.1001

气溶胶的光学特性参数 Mie 理论给出了其解析的表达式。只需给出气溶胶的谱分布、折射率以及气溶胶的垂直分布。

据兰州冬季气溶胶粒径质量浓度观测分析结果，气溶胶的谱分布可用如下形式的双谱模式拟合

$$n(r) = \begin{cases} ar^{-\beta} & (r \leq 1 \mu\text{m}) \\ c \cdot r^2 \exp(-ar^\gamma) & (r > 1 \mu\text{m}) \end{cases} \quad (23)$$

式中 a 、 β 、 c 、 α 、 γ 分别为拟合系数。

气溶胶的垂直分布根据气象条件的不同取为 3 种类型

高斯型 $C_p(Z) = \begin{cases} C_1 \exp[-(z_c - z)^2 / 2\sigma_c^2] & Z \leq Z_{\max} \\ C_2 \exp(-Z/h) & Z > Z_{\max} \end{cases} \quad (24)$

指数型 $C_p(Z) = \begin{cases} C_0 \exp(-Z/h) & Z \leq Z_{\max} \\ C_0 \exp[-(Z + Z_{\max})/h] & Z > Z_{\max} \end{cases} \quad (25)$

均匀型 $C_p(Z) = \begin{cases} C_0 & Z \leq Z_{\max} \\ C_0 \exp(-Z/h) & Z > Z_{\max} \end{cases} \quad (26)$

式中 C_p 为粒子浓度， Z_c 为气溶胶浓度在高斯曲线上达到最大时的高度， h 为标高， σ_c 为标准差。 C_1 、 C_2 是与地面浓度 C_0 相关的两个参数。“高斯型”分布对应于存在逆温层的稳定大气；“指数型”分布对应于午后不稳定的大气；“均匀型”分布对应于气溶胶在混合层内均匀混合的情况。兰州冬季通常在 600 m 以上大气比较清洁，在 600 m 以下则烟雾笼罩。故分布参数 Z_{\max} 可取为 600 m。

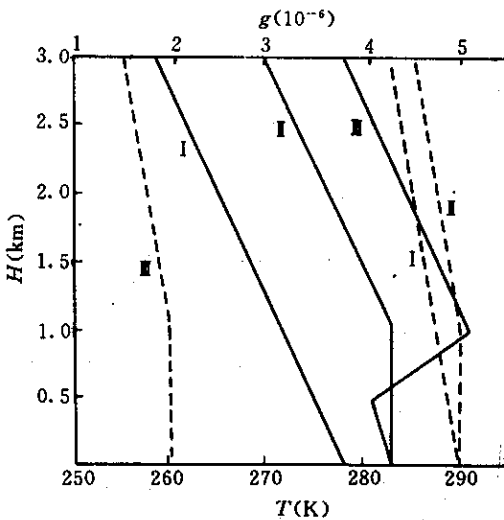


图 1 模式温湿廓线(---混合比, —温度)
Fig.1 Temperature and mixing ratio profiles of the model(--- mixing ratio, —temperature)

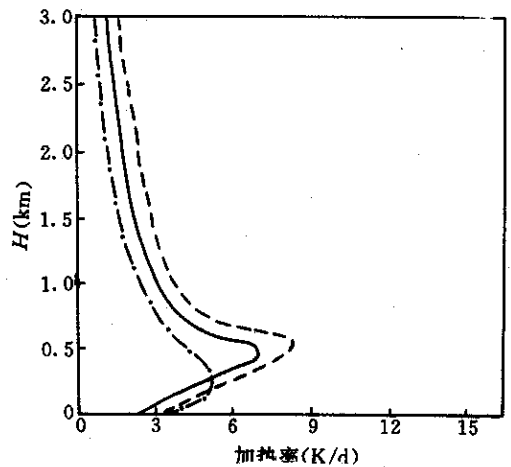


图 2 不同气溶胶浓度分布时的大气加热率
(- · - “高斯型”, — “均匀型”, — “指数型”)
Fig.2 Shortwave heating rate of atmosphere at different aerosol vertical distribution (- · - Gs, — Un, — Exp)

气溶胶的折射率由东亚大气监测网兰州市监测资料对该市区的 TSP 含碳成分的分析结果中得到, 其平均值为 $1.549 \sim 0.1i$ 。

模式所用温湿廓线也分为 I、II、III 3 种类型(图 1)。取 I 型对应于“高斯型”气溶胶垂直分布, II 型对应于“均匀型”气溶胶分布, III 型对应于“指数型”气溶胶分布。

图 2 是不同气溶胶浓度分布的大气加热率。可以看出, 气溶胶浓度的不同分布会造成大气加热率的明显差异。当气溶胶浓度为“高斯型”分布时, 对应的天气条件为有逆温存在的稳定大气, 气溶胶不易扩散, 含量高, 因而加热率也大; “指数型”分布对应于不稳定的天气条件, 气溶胶易扩散而含量低, 大气的加热率也相对较小, 且最大加热率出现的高度也较低; “均匀型”分布对应于气溶胶在混合层内均匀混合的情况, 气溶胶的含量介于两者之间, 加热率也介于两者之间。上述 3 种情况下, 大气的最大加热率分别为 8.8 K/d , 6.0 K/d 和 7.1 K/d 。最大加热率出现的高度约在 500 m 左右。若将与气溶胶观测同时同步的温度探空资料进行平均(10 天), 可得到 09 时至 19 时烟雾层 500 m 高度的增温值为 6.9 K 。此值比上述 3 种情况的平均值要小。其原因一方面是由于实际增温值是不同天气条件下的平均结果(包括有云的情况), 另一方面是由于辐射模式的计算结果存在着误差。但总体而言, 计算结果能较好的反映实际情况。

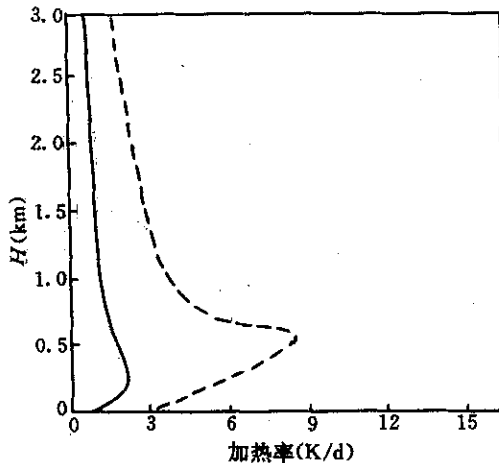


图 3 气溶胶大气和清洁大气加热率(—清洁大气, - - -气溶胶大气)

Fig. 3 The heating rates of polluted atmosphere and clean atmosphere (— clean, - - - polluted)

图 3 是“高斯型”分布的气溶胶大气加热率和清洁大气的加热率。可见清洁大气的加热率仅为 2.3 K/d , 而气溶胶大气的加热率是它的 3 倍还多。这说明气溶胶对太阳辐射的影响是显著的。

3 气溶胶对混合层发展的影响

混合层高度和混合层平均位温是描述白天大气边界层演变特征的主要参数。文中只探讨气溶胶对混合层内位温和混合层高度的影响。

在不考虑潜热和平流的条件下, 热力学第一定律在混合层内积分可得

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = [(\overline{w'\theta'})_s - (\overline{w'\theta'})_h] / h + \frac{1}{\rho c_p} \bar{Q} \quad (27)$$

式中 h 是混合层高度, 下标 s 、 h 分别代表在地面和逆温层顶的值. ρ 为大气密度, c_p 为空气定压比热. $\bar{\quad}$ 号代表混合层厚度上任一参数 ζ 的平均值, 即

$$\bar{\zeta} = \frac{1}{h} \int_{z=0}^h \zeta \, dz \quad (28)$$

\bar{Q} 为辐射通量散度, 式(27)的最后一项即为大气在混合层内的平均加热率.

当混合层高度随时间逐渐增加时, 混合层顶和自由大气之间存在一温度跃变 $\Delta\theta$. 现今混合层顶以上大气的位温为 θ_i , 则 $\Delta\theta = \theta_i - \bar{\theta}$, 而 $\Delta\theta$ 可由下式得到^[8]

$$\frac{\partial \Delta\theta}{\partial t} = \left(\frac{\partial h}{\partial t} - w_s \right) \frac{\partial \theta_i}{\partial z} - \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} \quad (29)$$

上式右边第一项由于混合层高度的升高而使 $\Delta\theta$ 增加, 第二项由于混合层内大气的增温而使 $\Delta\theta$ 减小. 式(29)并没有考虑混合层顶以上大气的辐射加热作用. 可作如下修正

$$\frac{\partial \Delta\theta}{\partial t} = \left(\frac{\partial h}{\partial t} - w_s \right) \frac{\partial \theta_i}{\partial z} - \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \frac{1}{\rho c_p} Q_i \quad (30)$$

式中 $\frac{\partial \theta_i}{\partial z}$ 即为逆温层减温率 γ , Q_i 为逆温层内的辐射通量散度.

Stull 给出了不可压缩大气混合层高度的预报方程^[9]

$$\frac{\partial h}{\partial t} = W_c + W_s + W_x \quad (31)$$

式中 W_c 是夹卷速度, W_x 代表由于云的影响而造成的下沉速度, W_s 为大尺度的下沉速度. 文中 W_x 取为 0, W_c 、 W_s 分别由下面两式给出

$$W_c = (-\overline{W'\theta'})_h / \Delta\theta \quad (32)$$

$$W_s = -Bh \quad (33)$$

B 为大尺度辐散, 计算中取为 1×10^{-5} .

混合层顶的热通量可与地面热通量建立一定的联系

$$(\overline{W'Q'})_h = -A_1 (\overline{W'Q'})_s \quad (34)$$

A_1 是经验常数, 通常在 0.2~0.3 之间取值. 地面热通量的计算通过地面净辐射得到^[10]

$$\rho c_p (\overline{W'\theta'})_s = 0.65 Q_s + Q_F \quad (35)$$

式中 Q_s 为地面净辐射; Q_F 为城市释放的人工热量. 地面净辐射利用常规观测资料计算^[11]

$$Q_s = [(1-r)F\downarrow + C_1 T^6 - \sigma T^4 + C_2 N] / (1 + C_3) \quad (36)$$

式中 $C_1 T^6$ 为向下长波辐射, C_1 为经验常数, 取为 $5.31 \times 10^{-13} \text{ W} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{K}^{-6}$. 用 $C_1 T^6$ 估计地面向下长波辐射通量, 其相对误差在 5% 之内. $C_2 = 60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ 适合于中纬度地区. C_3 为地表加热系数, 其大小与地表特性有关. 对于冬季的城市下垫面, 可取为 0.38. N 为总云量, 计算中取为 0. r 为地面短波反射率, $F\downarrow$ 为到达地面的太阳短波辐射, 可由上文的辐射模式计算, T 为百叶箱高度的气温, σ 为 Stefan-Boltzman 常数.

上面诸式构成了一个完全闭合的混合层发展模式, 可用此进行数值试验, 探讨气溶

胶的辐射效应对混合层发展的影响。

用上文中的辐射模式和式(36)计算气溶胶对净辐射的影响。计算中发现当气溶胶随高度高斯分布时(气溶胶光学厚度最大),地面净辐射比无气溶胶的情况减小近 70 W/m^2 ; 当气溶胶为指数分布(气溶胶光学厚度最小)和均匀分布时,净辐射的减小值分别为 35 W/m^2 和 60 W/m^2 。相应地,由于气溶胶的存在使地面的湍流热通量减小了 45.5 W/m^2 (高斯分布)、 22.7 W/m^2 (指数分布)、 39.0 W/m^2 (均匀分布)。

以上计算结果表明气溶胶一方面是通过影响地面热通量而间接影响到混合层高度和混合层平均位温,另一方面是通过对大气的加热直接影响到混合层的发展和演变。

为分析方便,将式(27)、(30)中不考虑辐射加热项称为模式 A,而考虑辐射加热项的情形称为模式 B。

取 1992 年 12 月 3 日 07 时的探空资料作为模式的初始条件,检验模式 A 和 B 模拟实际情况的能力。3 日天气晴朗,烟雾层浓厚。取气溶胶随高度均匀分布,逆温层温度递减率取为 0.02 K/m 。模式 B 中同时考虑气溶胶的直接加热和间接影响两种作用,模式 A 中不考虑气溶胶的直接加热,但考虑了其间接作用,即对湍流热通量的影响。图 4 给出了两种模式所模拟的混合层高度和混合层平均位温与实测值的比较。

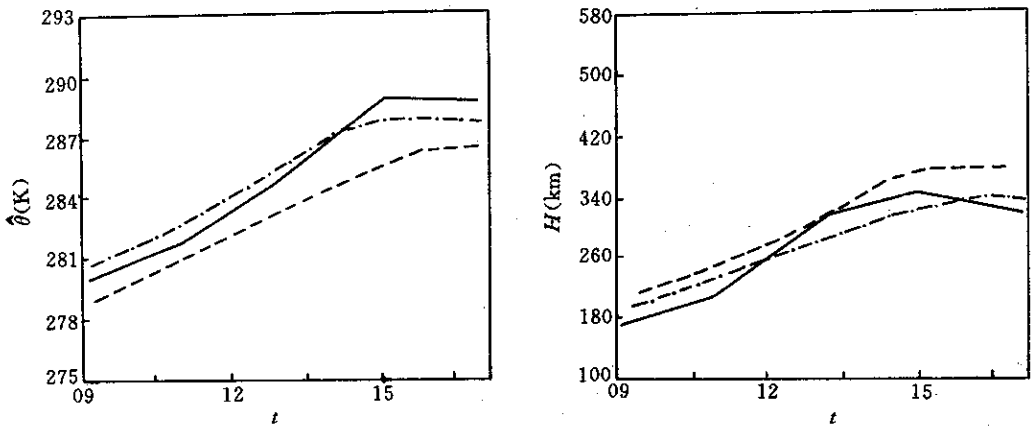


图 4 模拟的混合层高度(H)和混合层平均位温(θ)与实测值的比较(—·—模式 B, — —模式 A, — 实测值)

Fig. 4 The comparison of the simulated mixing height (H) and mean potential temperature (θ) in the mixing layer with the observed values(—·—model B, — —model A, —observed value)

从图可以看出,模式 A 计算的混合层高度大于实测值,而混合层平均位温则低于实测值。模式 B 计算的混合层平均位温及混合层高度与实测值较接近。这说明考虑了气溶胶的直接加热作用改善了模式精度。另外,两模式计算的混合层高度相差不大,而混合层平均位温相差较大。这是由于气溶胶对混合层内大气的加热和逆温层大气的加热对混合层的发展起着相反的作用而相互抵消,致使气溶胶的加热效应对混合层高度的影响并不明显。对位温来讲,当不考虑气溶胶的直接加热作用,就会使位温降低。

当模式 A 中的地面热通量也输入没有气溶胶情况下的值,即气溶胶的直接加热作用

与间接作用均不考虑, 其计算的混合层高度和混合层平均位温明显高于模式 B 的计算值. 混合层高度最大相差 78 m, 而混合层平均位温最大相差 3.6 K. 说明气溶胶对地面热通量的影响在很大程度上影响了混合层的发展. 因此, 在研究气溶胶的辐射效应对边界层发展的影响时, 不能只着眼于气溶胶对边界层大气的加热效应, 而应同时考虑到由于气溶胶的存在使到达地面的太阳辐射减小, 从而减小了地面热通量这一重要因素. 否则, 气溶胶对边界层影响的重要性将不会很好的反映出来.

当采用模式 B 时, 初始条件仍如前, 但是辐射模式中气溶胶随高度的分布取高斯、指数、均匀分布 3 种情形. 图 5 给出了这 3 种情形下模式所计算的混合层高度和混合层位温. 由图可以看出, 当气溶胶随高度高斯分布时模式所计算的混合层高度和混合层位温最小; 当气溶胶为指数型分布时, 计算所得的混合层高度和混合层位温最大. 与实测值比较, 气溶胶高斯型分布时, 12 时以前的实测值与模拟值较接近, 当取气溶胶为均匀分布与指数分布时, 午后的计算值与实测值较一致. 这说明, 中午以前, 高斯分布较接近实际情况. 午后逆温层消失之前, 均匀分布应较为合理. 指数分布应该是午后逆温层完全消失之后的分布情形(约 13 时之后).

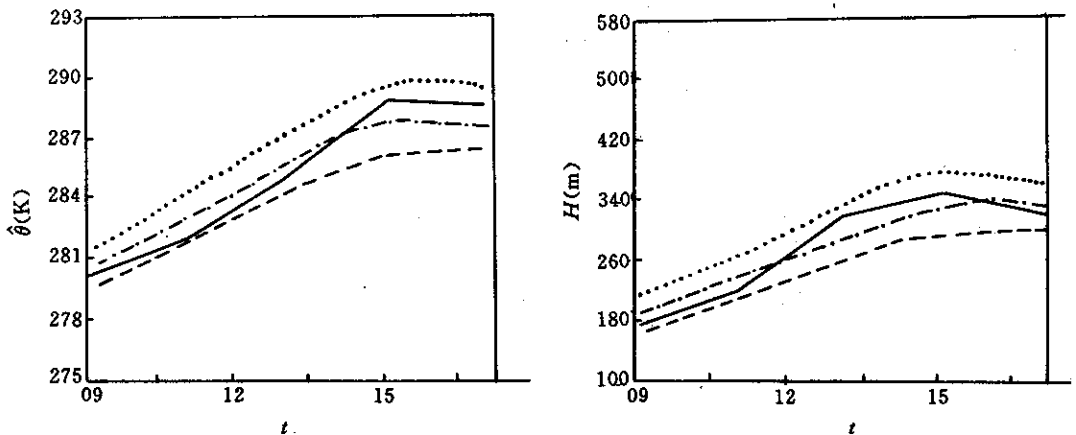


图 5 不同气溶胶分布下的混合层高度(H)和混合层平均位温(θ)日变化(— 高斯分布, - · - 均匀分布, ... 指数分布, — 实测值)

Fig. 5 The diurnal variations of mixing height and mean potential temperature in the mixing layer at different aerosol vertical distribution (— Gs., - · - Un., ... EXP, — observed value)

综上所述, 气溶胶的辐射效应对白天混合层发展的影响可归结为 3 个方面: 一是由于气溶胶的存在减小了地面的湍流热通量, 从而使混合层高度和混合层平均位温减小; 二是气溶胶对混合层内大气的加热, 使混合层内位温升高, 促使混合层高度增加; 三是气溶胶对逆温层内大气的加热, 增大了混合层顶的温度跃变, 从而抑制了混合层的发展. 随着气溶胶随高度的不同分布, 即其光学厚度变化时, 以上 3 个方面的影响程度也不一样. 气溶胶光学厚度越大, 其作用越强. 以上 3 种因素综合作用的结果是: 气溶胶使混合层内位温减小, 混合层高度降低, 抑制混合层的发展.

另外,气溶胶和边界层之间是相互影响的.气溶胶的存在影响了边界层的发展演变,而边界层结构的变化会反过来影响到边界层内气溶胶含量的多少及其分布状况.它们之间的相互影响反馈机制是复杂的.计算中也发现,一天之内的不同时段气溶胶浓度应相应改变,方能使模式模拟结果更接近实际.就本文的模式而言,尚不能得到逐时的气溶胶分布信息,因此只能取其平均状况来进行讨论,且讨论也仅限于气溶胶对边界层的发展演变的影响这个方面.但是文中的计算分析结果为进行更为深入细致的研究(需更加完善的边界层演变模式)打下了基础.

参考文献

- 1 Oke T R. *Boundary Layer Climates*. 2nd ed., Methuen co., London, 1987, 280~284.
- 2 Kitchen M and Squires E C. Aircraft observation of solar radiation in cloud-free atmosphere. *Boundary Layer Meteor.*, 1984, 29: 321~342.
- 3 Matthew P Thekaekara. Extraterrestrial solar spectrum, 3000~6100 A at 1A intervals. *Appl. Opt.*, 1974, 13: 518~522.
- 4 Meador W E and Weaver W R. Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmosphere. *J. Atm. Sci.*, 1980, 37: 630~643.
- 5 尹宏, 韩志刚. 气溶胶对太阳辐射的吸收. *气象学报*, 1989, 47: 118~123.
- 6 Lacis A A, et al. A parameterization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere. *J. Atm. Sci.*, 1974, 31: 118~133.
- 7 Welch R, Zdunkowski W. A radiative model of the polluted atmosphere boundary layer. *J. Atm. Sci.*, 1976, 33: 2170~2184.
- 8 Zbigniew Sorbjan. *Structure of atmospheric boundary layer*. Prentice-Hall, Znc, 1989, 161.
- 9 Roland B Stull. Mixed layer depth model based on turbulent energetics. *J. Appl. Meteor.*, 1976, 33: 1268~1278.
- 10 陈长和, 等. 城市气溶胶的辐射效应及其对混合层发展的影响. *科学通报*, 1993, 38: 1399~1402.
- 11 Holtslay A A M and Ulden A P V. A simple scheme for daytime estimates of the surface fluxes from routine weather data. *J. Clim. and Appl. Meteor.*, 1983, 22: 517~529.

THE SOLAR HEATING EFFECT OF THE WINTER AEROSOL IN LANZHOU AND ITS INFLUENCE ON EVOLUTION OF THE MIXED LAYER

Tian Wenshou Chen Changhe Huang Jianguo Zhang Lei

(Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000)

Abstract

A shortwave heating rate model of the aerosol atmosphere is established in consideration of the effects of atmospheric aerosol and absorbing gases on the solar radiation under conditions of cloudlessness. The shortwave heating effect of the winter

aerosol in Lanzhou is studied by using this model. The results show that the effects of the atmospheric aerosol on the solar heating of the atmosphere are significant. Based on the above work, a perfect closed mixed layer model is established and the radiative effects of aerosol on the evolution of the mixed layer are studied by using the numerical method. The results indicate that increasing of atmospheric aerosol would restrain the evolution of the mixed layer and decrease the mean potential temperature in the mixed layer.

Key words: Aerosol Shortwave heating rate Mixed layer Mean potential temperature