

考虑湿度影响的城市气溶胶 粒子白天温度效应^{*}

李子华 杨 军

(南京气象学院, 南京 210044)

黄世鸿

(南京大学大气科学系, 南京 210093)

摘 要 利用一维晴空大气边界层模式, 在详细计算气溶胶短波辐射增温率的基础上, 研究了环境相对湿度和气溶胶粒子浓度对边界层气溶胶白天温度效应的影响。结果表明, 相对湿度的增加与气溶胶粒子浓度的增加在边界层中具有一致的温度效应, 均使边界层中上层增温, 近地层降温, 从而稳定度增大。

关键词: 气溶胶; 温度效应; 边界层; 相对湿度

1 引言

近年来, 边界层气溶胶粒子的温度效应引起了很多研究者的关注^[1~6], 取得了不少有意义的结果。但对白天的研究多限于增温率的计算, 且对由此产生的地气系统的反馈作用研究较少, 特别是均未考虑相对湿度在气溶胶温度效应中的作用。

重庆是我国西南最大的工业城市, 地处四川盆地东南的平行山谷地区、长江和嘉陵江汇合处, 常年水汽丰富, 平均湿度大。重庆所具有的特殊气象条件, 不利于污染物质在大气中扩散。观测表明, 重庆市气溶胶粒子浓度, 无论是平均浓度, 还是最大浓度、最小浓度, 均比北京、南京等地为高^[7]。因此, 在研究重庆以及类似高湿度地区边界层温度场的时空变化时, 必须考虑相对湿度对气溶胶粒子温度效应的影响。

本文是“相对湿度对大气气溶胶粒子短波辐射特性的影响”^[8]工作的继续。该文利用 Mie 散射原理、二流近似和累加法计算了边界层内气溶胶粒子太阳短波辐射特性参数和增温率, 结果表明, 相对湿度在 65%~95% 之间的变化, 对太阳增温率的影响在量级上可与气溶胶粒子浓度成倍变化的影响相比拟。本文在此基础上, 利用一维非定常边界层模式, 以重庆为背景, 探讨受相对湿度影响的气溶胶粒子对白天边界层温度场的影响, 其中考虑气象要素变化对气溶胶辐射特性的反作用。

2 模式和计算方法介绍

采用了李子华等研究气溶胶夜晚温度效应曾使用过的晴空大气边界层控制方程组^[5], 主要包括热量、水汽、运动、土壤热传导和地表能量平衡方程。其中假设动量、

热量、比湿的湍流交换系数相等, 利用 Estoque^[9]的方法计算。

根据白天边界层的特点, 并考虑到重庆冬季混合层平均厚度为 705 m^[1], 模式顶高度取为 1 600 m。边界层气象要素随高度的变化极不均匀, 在贴地层变化大, 愈向上变化愈小。根据这一特点, 垂直坐标网格间距在近地层较密, 上层略疏, 共取 26 层。土壤深度坐标格距为 5 cm, 直至 80 cm。差分方法采用全隐式格式, 时间向前差, 空间中央差, 这种格式无条件稳定, 除辐射变温率时间积分步长为 300 s 外, 其他物理量时间积分步长为 10 s。

热量方程中的辐射变温率可以表示为

$$\left(\frac{\delta T}{\delta t}\right)_R = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_N}{\partial z} = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial (F_{N,L} + F_{N,S})}{\partial z}, \quad (1)$$

式中 ρ 是所在高度的空气密度, c_p 是定压比热, $F_{N,L}$ 和 $F_{N,S}$ 分别为各高度的长、短波净辐射通量, $\partial T / \partial t > 0$ 表示增温。即辐射变温率由大气长波冷却率和太阳短波增温率两部分组成。由于地气系统的长波辐射最大能量位于 10 μm 左右的较长波长, 而太阳短波辐射能量峰值在 0.5 μm 附近, 两者重叠部分的能量很少, 因此分开处理两类辐射传输和源函数。

在长波光谱范围, 使用 Rodgers 等^[10]的宽带模式计算辐射通量密度。首先对各层中吸收物质 (主要为 H_2O 、 CO_2 、 $(\text{H}_2\text{O})_2$ 、气溶胶粒子) 含量和气压进行订正, 然后求出各光谱间隔中的平均通量透过率, 就可由长波辐射传输方程计算通过模式中某高度 (对应模式顶至该高度一定的吸收物质含量或光学厚度) 总的向上和向下辐射通量密度, 两者的差值为 (1) 式中的 $F_{N,L}$ 。其中波段划分和除气溶胶以外的透过率计算均采用 Roach 等^[11]的方法, 气溶胶的透过率为

$$T_{\Delta\nu,a} = \exp(-\tau_{\Delta\nu,a}) = \exp\left(-\int \pi r^2 Q_a \frac{dn(r,z)}{dr} dr dz\right), \quad (2)$$

其中 $\tau_{\Delta\nu,a}$ 为吸收光学厚度, $n(r,z)$ 为气溶胶粒子的尺度、高度分布, Q_a 为吸收效率因子, 有关于折射指数 m 的近似公式为^[12]

$$Q_a = \left(\frac{8\pi r}{\lambda}\right) \text{Im}\left[\frac{(1-m^2)}{(2+m^2)}\right]. \quad (3)$$

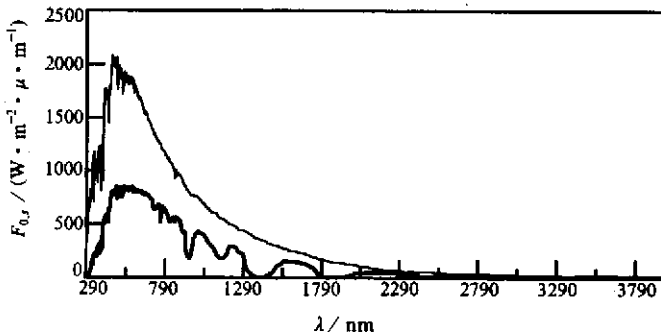


图 1 13:00 大气顶 (细实线) 与模式顶 (粗实线) 太阳辐射光谱

在小于 4.0 μm 的短波区域, Rayleigh 散射光学厚度、气体吸收光学厚度和模式顶以上的气溶胶消光光学厚度均采用参数化方法计算, 图 1 给出了由此得到的模式顶正午的太阳辐射光谱。模式顶以下的气溶胶散射和吸收光学厚度采用经典的 Mie 散射理论计算。多次散射的辐射传输方

程, 采用二流近似法和累加法求解, 详细过程见文献[8]。

3 气溶胶粒子对白天边界层温度场的影响

3.1 实况模拟

作为气溶胶温度效应数值试验的对照标准, 首先对重庆白天边界层的动力、热力结构进行实况模拟。1989年12月23日重庆大气层结基本为弱稳定和中性, 而且自11:00时起原有的低云开始消散, 天气转晴, 近似作为晴空大气处理。该日日出时间为07:52, 正午为12:55, 日落时间为17:58, 模拟时间从08:00开始, 至晚间20:00结束, 从18:00开始停止计算短波辐射增温。初始场(图2)及模拟结果对比资料(图3, 虚线以上区域无实测资料)采用在开阔地区得到的ADAS实测数据, 项目包括温度、露点温度、气压、风向、风速, 最大探测高度达到800 m左右。

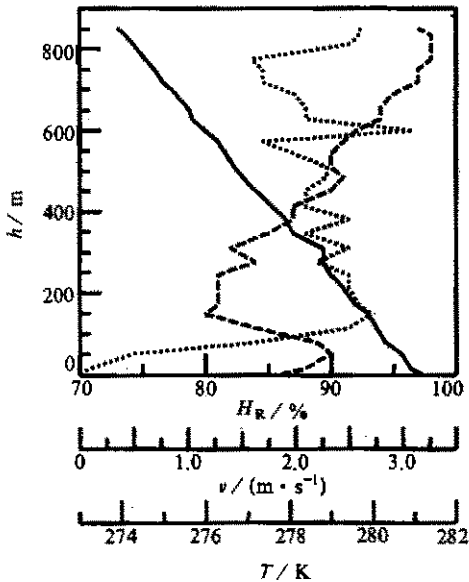


图2 初始场温度(实线)、风速(虚线)、相对湿度(点线)廓线分布

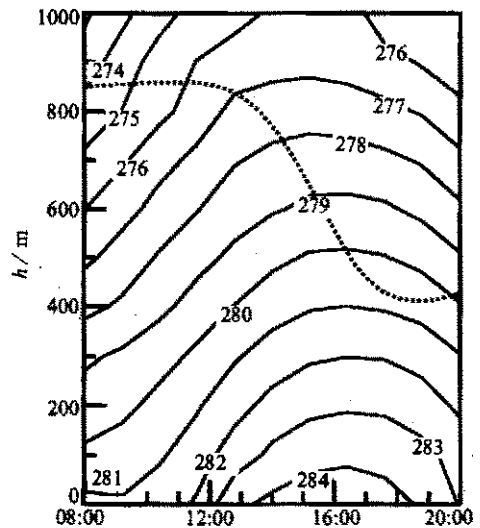


图3 23日红旗河沟边界层气温剖面图

气溶胶粒子谱分布采用1990~1991年冬季重庆地面实测资料, 积聚模态和粗模态粒子谱分布分别较好地符合Deirmendjian的修正 Γ 函数分布和Junge分布; 平均总浓度为 $252.7 \text{ 个}/\text{cm}^3$, 并假设150 m以下不变, 150 m以上呈指数递减, 气溶胶标高取 1200 m ^[8]。

图4、图5分别给出了实况模拟的净辐射通量密度、温度时间剖面图。模式成功地模拟出了当天边界层气温的变化规律: 日出后, 短时间内, 太阳天顶角小, 到达地面的太阳辐射还很弱, 长波辐射仍处于支配地位, 整个模拟高度内各层净辐射通量密度为负值。随着太阳短波辐射的不断加强, 09:00后净辐射通量密度开始变为正值, 边界层温度逐渐增高。虽然同一时刻中上层的净辐射通量密度大于低层, 但由于空气和地表热力

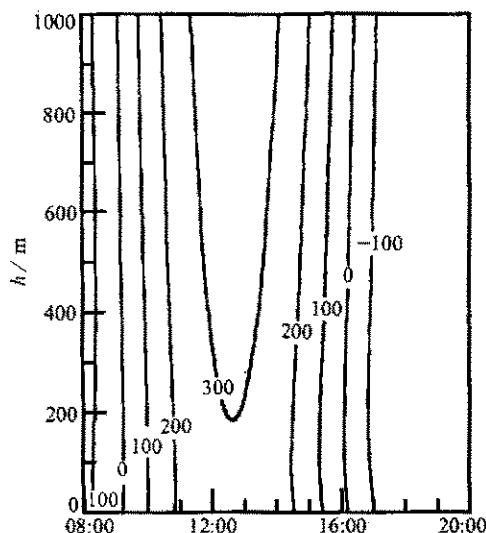


图 4 实况模拟净辐射通量密度时间剖面图

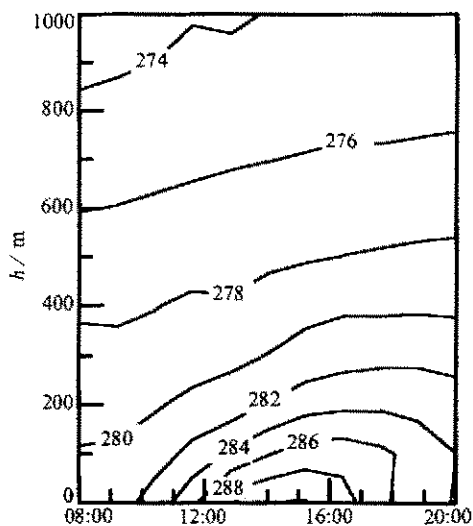


图 5 实况模拟气温时间剖面图

性质的差异，地面比空中增温快，通过湍流交换，逐步向上层传递。温度升高最快的时段在正午前后，此时太阳短波辐射最强，净辐射通量密度最大。日最高气温出现在午后，并随高度增加向后推迟。大约 16:00 时开始，净辐射通量密度由正转负，长波辐射再次起主导作用，从地面开始温度下降，向上逐渐推迟。

与实测资料（图 3）比较可以看到，本模式能够模拟出晴天非对流边界层温度场变化的基本规律，因而用于研究大气气溶胶短波辐射温度效应是可行的。当然模拟结果和实测资料在一些细节上还存在着差异，模拟的温度振幅在近地层大于实况，上层小于实况；日最高温度出现时间偏早；温度变化的位相随高度增加的滞后现象，模拟结果较实况明显。这几点差异可能是由于低云在日出后还维持了一段时间，本模式假定大气中没有水滴，没能考虑云的影响。

3.2 气溶胶粒子数密度对白天边界层温度场的影响

不考虑气溶胶粒子对太阳辐射的减弱作用时，由吸收气体引起的近地层短波加热率仅为 1.5 K/d 左右，小于考虑气溶胶后的 $2.0 \text{ K/d}^{[8]}$ ，这虽不至于从本质上改变边界层温度场结构，但会导致温度和稳定度的变化。本文为此设计了试验一，在模拟中不计算气溶胶粒子的辐射变温率。

图 6 给出了本试验与实况模拟在 12:00、15:00、18:00 的温差廓线。其中 12:00 为太阳高度角增大到极大值前 1 h，15:00 为实况模拟中地面日最高温度出现时间，18:00 为日落时间。由图可见，气溶胶粒子存在时，在太阳辐射的作用下，中上层温度将明显增高，近地层与之相反，但变温幅度较小。气溶胶粒子产生的边界层温度变化在高度分布上的不同，会使边界层稳定度增大，加剧了空气中污染物质在边界层中的进一步积累。边界层中气溶胶粒子产生的这一温度效应从太阳增温的角度可以这样理解，中上层的粒子增加了该层的短波吸收，使增温率加大，同时减少了到达近地层大气和地面的太

阳辐射能, 因而使近地层及地表温度减小, 这种减小的作用超过了近地层气溶胶粒子本身的增温作用。

近些年来, 大气中气溶胶粒子数密度有增加的趋势, 为了考察数密度变化对边界层温度场的影响, 设计了试验二, 粒子数密度取为实测值的 4 倍, 相当于严重污染的情形。与实况模拟在三个时次的温差廓线由图 7 给出。可以看到该实验得到的结论与试验一是一致的, 气溶胶数密度增大与边界层中上层的增温、近地层的降温, 有较好的正相关关系, 从而使边界层的稳定度增大。

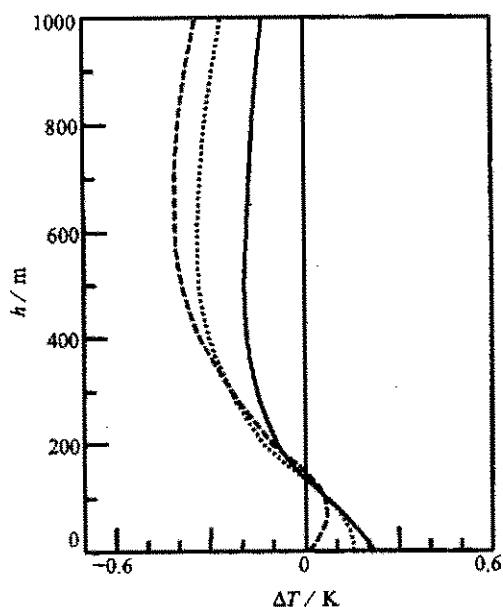


图 6 试验一与实况模拟温差廓线图

实线: 12:00, 虚线: 15:00, 点线: 18:00, 下同

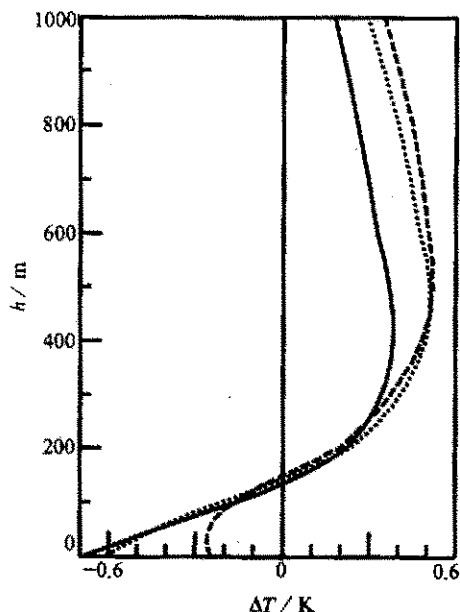


图 7 试验二与实况模拟温差廓线图

1997 年, Catherine 等人^[6]利用一个三维化学—气候耦合模式研究了大气气溶胶的辐射强迫。得到的最新结果显示, 北半球陆面平均辐射强迫为 $-0.97 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$, 假定气候灵敏度介于 $0.3 \sim 1.0 \text{ K} / (\text{W} \cdot \text{m}^{-2})$ 之间, 则地面温度下降 $0.3 \sim 1.0 \text{ K}$ 。可见本文计算结果与他们的气候模拟结果较为一致。

3.3 相对湿度对气溶胶粒子温度效应的影响

相对湿度对气溶胶粒子光学特性的影响, 是由于随着湿度增大, 水汽在粒子表面凝结, 一方面改变了粒子尺度大小, 粒子群体谱分布的这种变化改变了积分光学特性; 另一方面, 由于粒子中水分含量的增加, 其折射指数也发生相应改变, 表现出既不同于水, 又不同于干气溶胶粒子的等效折射指数, 详细情况已在文献[8]中给出。

为了研究相对湿度对气溶胶短波辐射特性的影响, 首先采用 60% 的相对湿度计算, 其他条件与实况模拟一致 (试验三)。图 8 给出了试验三与实况模拟在三个时次的温差廓线。可以看到, 相对湿度比实况小时计算得到近地层温度高于实况模拟, 而中上层低于实况模拟, 结果使边界层不稳定性偏大。这是由于相对湿度对气溶胶大气太阳增

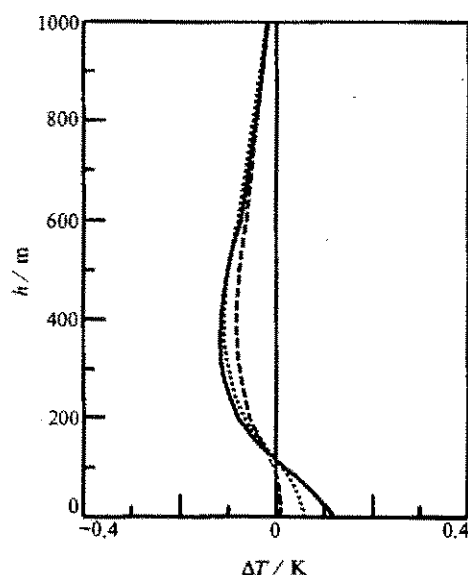


图8 试验三与实况模拟温差廓线

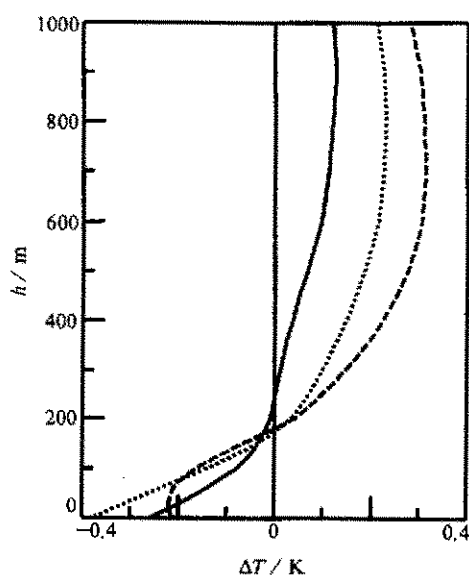


图9 试验四与实况模拟温差廓线

温率的影响^[8]造成的, 相对干的气溶胶粒子群体消光能力小于湿气溶胶粒子群体, 这样会减小大气对太阳辐射的吸收, 这一过程对中上层温度场作用较明显, 而在近地层, 由于中上层大气对太阳辐射的吸收减小, 使得到达地面的太阳辐射能量增大, 地表温度增大, 通过湍流交换作用和地表长波辐射使近地层温度大于实况模拟。这一结果说明大气湿度进一步加剧了气溶胶粒子的短波辐射温度效应, 更加不利于大气污染物的扩散。

考虑到重庆这类地区常常具有较大的相对湿度, 因而本文又进行了增大相对湿度的试验 (试验四), 计算气溶胶光学特性时将相对湿度固定为 95%, 其他条件不变。图 9 给出了试验四与实况模拟在三个时次的温差曲线, 可以看出, 中上层温度大于实况模拟, 其中 18:00 最显著; 近地层温度小于实况模拟, 导致边界层稳定度加大。出现这种情况的原因是, 实况模拟中的相对湿度小于 95%, 对于较高的相对湿度, 气溶胶粒子群体的吸收能力增强, 中上层大气的增温随之增加, 从而减少了到达地面的太阳辐射能量, 使地表降温, 从而使近地层温度减小。

3.4 大气湿度和气溶胶数密度温度效应的关系

为研究相对湿度和气溶胶数密度白天温度效应的相互关系, 分别就相对湿度为 65% 和 95%、气溶胶数密度为实测值和加大 3 倍共 4 组数值计算 (试验五) 结果进行比较。

图 10 是实测气溶胶数密度 (N_0) 条件下, 相对湿度为 95% 和 65% 时计算得到的模拟温度场 3 个时次的温差廓线。图 11 是将气溶胶数密度加大 3 倍 ($4N_0$) 的条件下, 对以上两种相对湿度计算得到的温差廓线。对比两图可以看出, 图 11 中低层的负温差、中上层的正温差均比图 10 中的大, 正负温差的转折点也在图 11 中也较在图 10 中为高。说明在较大的气溶胶污染状况下, 相对湿度对边界层稳定度的改变更明显。因此可以认为, 气溶胶数密度愈大, 相对湿度对边界层温度场的影响愈大。按此思路, 本文

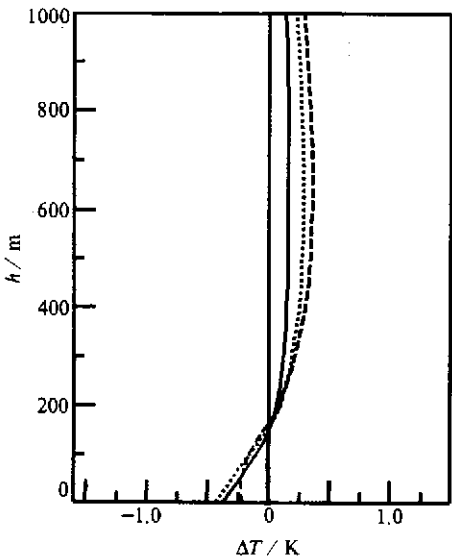


图 10 实测气溶胶浓度下相当湿度为 95% 和 65% 的温差廓线

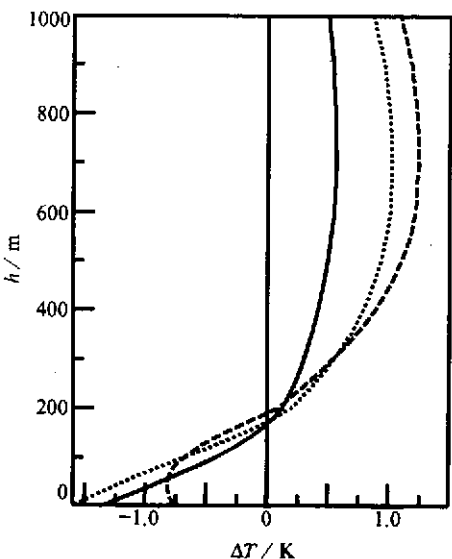


图 11 气溶胶浓度加大 3 倍时相当湿度为 95% 和 65% 的温差廓线

同样得到了在不同湿度条件下，同样的气溶胶数密度差异对模拟温度场的影响，结果与图 10 和图 11 类似，相对湿度愈大，同样的气溶胶数密度增加量对温度场的影响作用也愈大。

为了定量说明以上结果，表 1 给出了试验五各组计算结果之间的温差极值和出现高度。可以看出，相对湿度从 65% 增大到 95% 和气溶胶浓度增加 3 倍在边界层中不仅具有一致的温度效应，而且这一效应对边界层温度场的影响程度也是相当的。但在以往的研究中，多考虑了气溶胶数密度变化的重要性，而忽视了该过程中同样重要的相对湿度效应。

表 1 试验五各组结果温差 ΔT (K) 和出现高度 h (m) 的比较

比较组项	(95%, N_0) - (65%, N_0)			(95%, $4N_0$) - (65%, $4N_0$)		
	12:00	15:00	18:00	12:00	15:00	18:00
- $\Delta T_{\max}$ (h)	-0.37(0)	-0.42(0)	-0.22(20)	-1.34(0)	-1.58(0)	-0.82(40)
+ $\Delta T_{\max}$ (h)	0.17(600)	0.29(600)	0.36(600)	0.56(700)	1.02(700)	1.24(700)

比较组项	(65%, $4N_0$) - (65%, N_0)			(95%, $4N_0$) - (95%, N_0)		
	12:00	15:00	18:00	12:00	15:00	18:00
- $\Delta T_{\max}$ (h)	-0.44(0)	-0.50(0)	-0.26(20)	-1.40(0)	-1.66(0)	-0.85(40)
+ $\Delta T_{\max}$ (h)	0.19(600)	0.34(600)	0.42(600)	0.59(700)	1.08(700)	1.30(700)

4 结论

(1) 白天气溶胶粒子的存在，使边界层中上层增温，近地层降温，边界层稳定度增大，这与气溶胶粒子的夜晚温度效应相反。

(2) 相对湿度通过对气溶胶短波辐射光学特性的影响, 可以改变白天边界层的温度分布。随着相对湿度增大, 边界层的中上层温度增高, 近地层温度降低, 稳定度增大。

(3) 相对湿度增大与气溶胶数密度的增加, 在边界层中的温度效应是一致的, 而且对于大气中实际存在的取值范围内, 两者的影响程度相当, 并且相互促进。它们共同改变边界层的温度分布, 增大稳定度。

参 考 文 献

- 1 Viskanta, R. and R. A. Daniel, Radiative effects of elevated pollutant layers on temperature structure and dispersion in an urban atmosphere, *J. Appl. Meteor.*, 1980, **19**, 53~70.
- 2 Coakley, J. A., R. D. Cess and F. B. Yurevich, The effect of tropospheric aerosols on the earth's radiative budget: A parameterization for climate models, *J. Atmos. Sci.*, 1983, **40**, 116~138.
- 3 李乐泉、周明煜、李兴生, 夜间城市大气边界层和气溶胶的相互作用, *应用气象学报*, 1992, **3**(1), 32~41.
- 4 王海啸、黄建国、陈长和, 城市气溶胶对太阳辐射的影响及其在边界层温度变化中的反映, *气象学报*, 1993, **51**(4), 457~463.
- 5 李子华、涂晓萍, 考虑湿度影响的城市气溶胶夜晚温度效应, *大气科学*, 1996, **20**(3), 359~366.
- 6 Catherine, C. C., E. P. Joyce, E. T. Karl, S. G. Allen and J. W. John, An assessment of the radiative effects of anthropogenic sulfate, *J. Geophys. Res.*, 1997, **102**(D3), 3761~3778.
- 7 陈金荣、周文贤、安强, 南京冬季大气气溶胶的物理特性, *南京气象学院学报*, 1996, **19**(3), 374~378.
- 8 杨军、李子华、黄世鸿, 相对湿度对大气气溶胶粒子短波辐射特性的影响, *大气科学*, 1999, **23**(2), 239~247.
- 9 Estoque, M. A., Flow over a localized heat source, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, **97**, 850~859.
- 10 Rodgers, C. D. and Walshaw, C. D., The computation of infrared cooling rate in planetary atmospheres, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1966, **93**, 67~92.
- 11 Roach, W. T. and Slingo, A., A high infrared radiation transfer scheme to study the interaction of radiation with cloud, *Quart. J. R. Met. Soc.*, 1979, **105**, 603~614.
- 12 刘长盛、刘文保, *大气辐射学*, 南京: 南京大学出版社, 1990, 339~341.

Influence of Urban Aerosols with Humidity Effect on Temperature during Daytime

Li Zihua and Yang Jun

(Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044)

Huang Shihong

(Department of Atmospheric Sciences, Nanjing University, Nanjing 210093)

Abstract Based on detailed calculations of aerosol heating rates, the effects of relative humidity and aerosol concentration on temperature field in diurnal boundary layer are studied by use of an unsteady one-dimensional numerical model. Results show that increases of relative humidity and aerosol loading have the same temperature effects in PBL with cooling near the surface and warming aloft, thereby increasing the boundary layer stability.

Key words: aerosol; temperature effect; boundary layer; relative humidity