第51卷 第4期 气 象 学 报 Vol. 51, No. 4
1993 年11月 ACTA METEOROLOGICA SINICA Nov., 1993

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*

王海啸 黄建国 陈长和

(兰州大学大气科学系，730000)

提 要

本文利用冬季观测的兰州市区、邻近山顶以及郊区皋兰县的辐射资料和温度廓线资料，分析了兰州城市气溶胶对太阳辐射影响；并用二流近似累加法计算了低层大气吸收太阳辐射的加热率，其结果与低层大气上部的实际增温在数值上比较接近。分析了城市气溶胶短波辐射效应对边界层温度廓线分布的影响。表明城市烟雾层削弱了地面热通量但增加了低层大气中上部的增温，从而增加了城市低层大气的稳定度。

关键词：城市气溶胶，辐射削减，短波加热率，温度变化。

1 引 言

城市气溶胶吸收太阳辐射，减少到达地面的辐射能量，从而改变了城市地面和低层大气的能量收支。这方面的研究工作已有不少[1,2]，但一般仅限于太阳辐射通量观测或加热率计算，把这些问题与边界层的温度变化结合起来的工作尚属缺乏，这样的工作能够更好地揭示气溶胶短波辐射效应对边界层气候所起的作用。

本文根据兰州辐射观测和大气边界层观测资料，分析计算了城市大气气溶胶的太阳辐射特征和短波加热率，并用同期温度廓线分析了气溶胶辐射效应对边界层热力结构的影响。

兰州市区位于河谷盆地中，由于冬季天气形势稳定，城市上空风速很小，工业排放和居民取暖燃煤排放的大气污染物易于在河谷中积累，形成明显的烟雾层。1989 年冬季我们在南山顶观察城市地面施放的系留气球，气球在透过烟雾层顶时其清晰度有突变，这时利用系留探空仪显示的高度就可定出烟雾层顶的高度。据观测，烟雾层高度在 500 至 800 m之间，平均高度 600 m。

本文分析使用观测资料列于表 1。兰州大学测点位置接近市区中心 (36°03′N, 103°53′E；海拔高度 1530 m)，南山顶测点与兰大间水平距离 2 km，垂直高差 620 m。皋兰县气象站测点(36°21′N,103°56′E；海拔高度 1668 m)在盆地之外，与兰州相距 50 km，属于农村地区。温度廓线由 TS-2A 系留探空仪获得，探测高度 800 m；太阳辐射分直接辐射和总辐射两项；大气浑浊度由太阳光度表测得[3]。整个观测期间，天气状况为晴天或多云，没有明显天气过程。

* 1991 年 8 月 12 月收到原稿，1991 年 12 月 25 日收到修改稿，该文属国家自然科学基金资助项目。

表 1 本文分析使用资料

观测项目	测 点	观 测 频 数	观 测 日 期
太阳辐射	兰州大学	每日正点	1989年12月1—15日
	皋兰县气象站		
大气浑浊度	兰州大学	每日正点	
	南 山 顶		
温度廓线	兰州大学	两小时一次	
	皋兰县气象站		

2 城市气溶胶对太阳辐射的影响

2.1 城市大气气溶胶光学厚度特征

大气气溶胶光学厚度是反映大气中气溶胶含量的光学参数。Angstrom 提出大气气溶胶光学厚度随波长的变化写为[4]：

$$\tau_{D\lambda}=\beta\lambda^{-\alpha} \tag{1}$$

式中 λ 是波长(μm)，β 为大气浑浊度系数，α为波长指数，α，β由大气浑浊度观测给出。根据测点分布，将兰州大气分为低层大气(南山顶高度以下大气)和上层大气(南山顶高度以上大气)。图 1 给出了波长为 0.55 μm 处大气气溶胶的光学厚度的平均日变化情况。

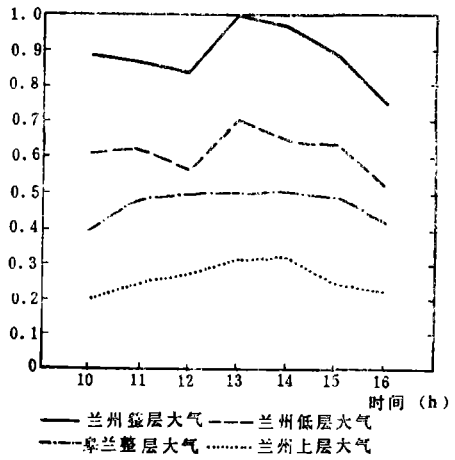


图 1 波长 0.55 μm处气溶胶光学厚度随时间变化

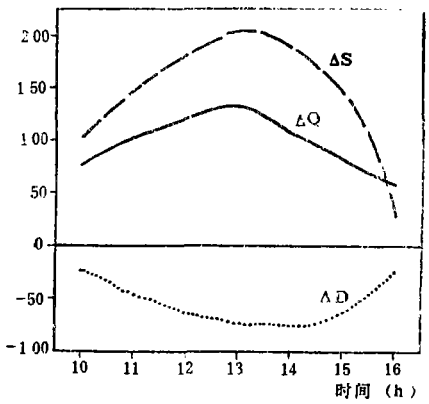


图 2 冬季兰州和皋兰到达地面的直接辐射之差 ΔS、散射辐射之差 ΔD、总辐射之差 ΔQ 的平均日变化

兰州整层大气光学厚度日平均值为 0.87，比皋兰光学厚度大近一倍。兰州低层大气光学厚度为 0.6，占整层大气的 69%，由于兰州烟雾层厚度与低层大气厚度相当，可见兰州烟雾层大气中气溶胶含量集中。上层大气基本属于清洁大气。兰州上层大气和皋兰整层大气光学厚度日变化不明显，但兰州低层和整层大气光学厚度具有明显的日变化。表明烟

雾层内气溶胶浓度日变化不仅影响低层大气的光学厚度也影响到整层大气的光学厚度。

2.2 城市气溶胶对太阳辐射的影响

为分析城市气溶胶对到达地面的各辐射量的影响，分别对皋兰、兰州两个测点晴天少云天气下到达地面的太阳直接辐射 S、散射辐射 D 以及总辐射 Q 求同时刻平均。图 2 为两个测点的差值随时间变化，反映了气溶胶对短波辐射的影响。

由图 2 可见，由于气溶胶对太阳辐射的削减，冬季到达地面的直接辐射 S 平均比皋兰少 147.3 Wm^{-2}，也即比皋兰少 59.9%。正午时分(北京时 13 时)兰州比皋兰则少 204.5 Wm^{-2}。到达地面的散射辐射因气溶胶的散射作用而使兰州比皋兰平均多 50.1 Wm^{-2}，部分地补偿了气溶胶对直接辐射的削减。但兰州地面得到的太阳总辐射仍比皋兰平均小 97.2 Wm^{-2}。

3 城市气溶胶的短波加热率

太阳辐射通过城市气溶胶大气后受到很大削弱，下面来计算烟雾层中气溶胶粒子吸收短波辐射引起的加热率。

3.1 辐射方程及其求解

烟雾层大气中含有大量的气溶胶粒子，太阳辐射被多次散射，二流近似法为解决辐射在这类特殊介质中的传输问题提供了一种快速求解方法。由于这种方法是用解析式给出多次散射过程的主要特征，避免了数值求解辐射方程的繁复过程。因而被广泛地用于解决云或霾中的辐射问题。

根据二流近似假定，散射光的辐射传输方程可以简化为[5]：

$$\frac{dF^{\uparrow}(\tau)}{d\tau}=\gamma_1F^{\uparrow}-\gamma_2F^{\downarrow}-S_{0\lambda}\omega_0\beta_0e^{-\tau/\mu_0} \tag{1}$$

$$-\frac{dF^{\downarrow}(\tau)}{d\tau}=-\gamma_2F^{\uparrow}+\gamma_1F^{\downarrow}-S_{0\lambda}\omega_0(1-\beta_0)e^{-\tau/\mu_0} \tag{2}$$

$F^{\uparrow}$、$F^{\downarrow}$是向上和向下的太阳散射光辐照度；$\mu=\sin\varphi$，φ 为太阳仰角；ω_0 为散射比，即散射系数与消光系数之比；β_0 为太阳直接辐射向上散射与全部散射的比率；τ 为大气光学厚度；$S_{0\lambda}$是大气上边界太阳分光常数。

把大气分成许多光学厚度为 $\Delta\tau$ 的薄层，边界条件为 $F^{\uparrow}(\Delta\tau)=F^{\downarrow}(0)=0$，也即把薄层外没有散射光进入薄层做为边条件，式(1)、(2)联立可求出反射率 $R=F^{\uparrow}(0)/(\mu_0S_{0\lambda})$ 和透射率(直射+散射)$T=\exp(-\Delta\tau/\mu_0)+F^{\downarrow}(\Delta\tau)/(\mu_0S_{0\lambda})$：

$$R=\frac{\omega_0}{(1-k^2\mu_0^2)[(k+\gamma_1)e^{k\Delta\tau}+(k-\gamma_1)e^{-k\Delta\tau}]}\times[(1-k\mu_0)(\alpha_2+k\gamma_3)e^{k\Delta\tau}-(1+k\mu_0)(\alpha_2-k\gamma_3)e^{-k\Delta\tau}-2k(\gamma_3-\alpha_2\mu_0)e^{-\Delta\tau/\mu_0}] \tag{3}$$

$$T=e^{-\Delta\tau/\mu_0}\left\{1-\frac{\omega_0}{(1-k^2\mu_0^2)[(k+\gamma_1)e^{k\Delta\tau}+(k-\gamma_1)e^{-k\Delta\tau}]}\times[(1+k\mu_0)(\alpha_1+k\gamma_4)e^{k\Delta\tau}-(1-k\mu_0)(\alpha_1-k\gamma_4)e^{-k\Delta\tau}-2k(\gamma_4+\alpha_1\mu_0)e^{\Delta\tau/\mu_0}]\right\} \tag{4}$$

其中：$\gamma_3=\beta_0$，$\gamma_4=1-\beta_0$，$\alpha_1=\gamma_1-\gamma_1\beta_0+\gamma_2\beta_0$，$\alpha_2=\gamma_2+\gamma_1\beta_0-\gamma_2\beta_0$，$k=(\gamma_1^2-\gamma_2^2)^{1/2}$

γ_1 和 γ_2 的取法按 Meador & Weaver(1980)[5]的研究：

$$\gamma_1=\frac{7-3g^2-\omega_0(4+3g)+\omega_0 g^2(4\beta_0+3g)}{4-4g^2(1-\mu_0)}$$

$$\gamma_2=\frac{g^2+\omega_0(4-3g)-1+\omega_0 g^2(4\beta_0+3g-4)}{4-4g^2(1-\mu_0)}$$

其中 g 为不对称因子。

以上给出了每个薄层的透射率和反射率，在涉及到多次散射时，就要利用累加法求出每一新的结合层的透射和反射[6]。

各层的辐射加热率用下式计算：

$$\frac{\Delta T}{\Delta t}=\frac{g}{c_p}\frac{\Delta F}{\Delta P} \tag{5}$$

其中 ΔF 为所求气层对短波辐射的吸收量，ΔP 为气层气压差。

在计算中考虑 O_3 吸收、水汽吸收、空气分子散射、气溶胶的吸收与散射。为简化计算，将太阳光谱分为四段[7]，中心波长分别为 0.32，0.40，0.53 和 0.69 μm。

水汽吸收率采用 Wang(1976)的参数化公式[8]：

$$\log_{10}A(u)=-1.195+0.4459\log_{10}u-0.0345(\log_{10}u)^2 \tag{6}$$

这里 u 是参考高度至大气顶的水汽厚度(cm)，用兰州探空资料算出。水汽吸收率的计算不考虑多次散射。

空气分子 Rayleigh 散射引起的光学厚度由下式计算：

$$\tau_k=0.0088\,\lambda^{-(4.15+0.2\lambda)}\Delta P/1013 \tag{7}$$

λ 是波长(μm)，ΔP 是气层气压差(hPa)。

考虑到兰州烟雾层中气溶胶主要为烟尘和工业灰尘，按 Twitty & Weinman (1971)的研究[9]，气溶胶的复折射指数取 $n=1.8-0.5\,i$。气溶胶粒子谱也取文献[9]所给的表达式。

地表反照率取城市平均值 0.15[10]。

3.2 计算结果分析

气溶胶粒子数量随高度的变化可用波长0.55μm处消光系数随高度变化来表示，将烟雾层内气溶胶消光系数随高度变化分为以下五种类型(图 3)：

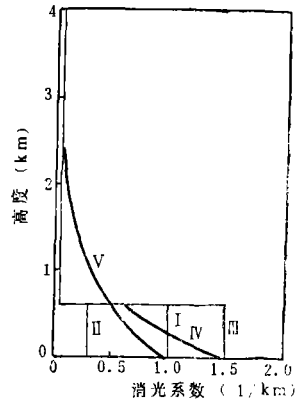


图 3 气溶胶消光系数随高度的变化

I 型：假设烟雾层内气溶胶消光系数随高度均匀分布，600 m厚气层消光系数为 1 km^{-1}，相当于光学厚度 $\tau_D=0.6$，这是兰州冬季烟雾层光学厚度的平均值。上层消光系数为 0.025 km^{-1}，其 τ_D 值与烟雾层以上的实测值相当。

II 型：烟雾层气溶胶消光系数均匀分布，消光系数为 0.3 km^{-1}，相当较为清洁的大气。

III 型：烟雾层气溶胶消光系数 1.5 km^{-1}，相当污染较为严重的情况。

IV 型：烟雾层气溶胶消光系数随高度指数分布，600 m 以下的 τ_D 值为 0.6，这个值是兰州冬季烟雾层大气的平均状况。

V 型：3 km 以下气溶胶光学厚度为 0.8，并随高度指数下降。600 m 以上该型气溶胶粒子数量比 IV 型多，600 m 以下比IV型少。在风沙天气情况下，可能会出现这种分布。

日加热率根据兰州冬季太阳仰角，从日出到日落积分求出。

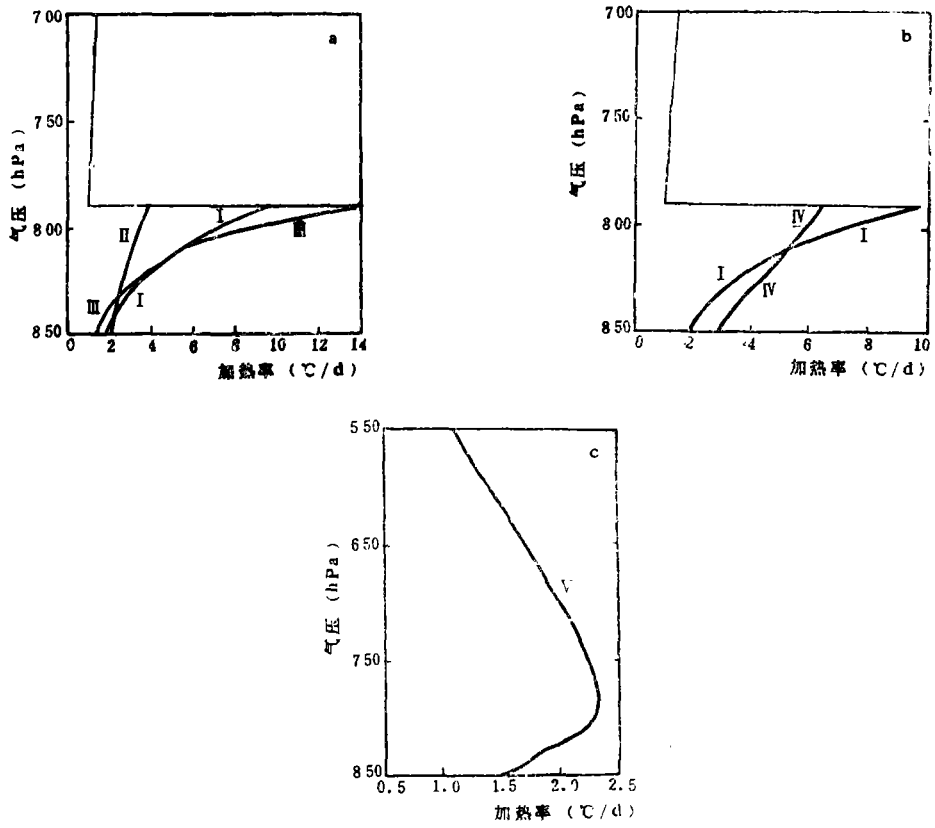


图 4　不同气溶胶粒子分布时的加热率

图 4 a 给出了 I、II、III 三种类型的加热率廓线，表明当烟雾层气溶胶均匀分布时，气溶胶的加热主要发生在烟雾层大气的上部，当气溶胶浓度增大时，上部的增温将成倍地增大。由于烟雾层气溶胶对短波辐射的削减，加热率随高度降低减小很快，造成高浓度的烟雾层在近地层的加热率小于低浓度的加热率。

烟雾层内气溶胶粒子的数量相同，平均加热率也相同，但由于其分布状况的不同，引起的加热率分布也不同。IV 型由于上部气溶胶数量较 I 型要少，在烟雾层上部引起的加热也较小。但在近地层的加热率比 I 型要大(图 4 b)。

V 型表明气溶胶分布没有明显分层，此时 790 hPa 附近产生加热率的极大值。此高度向上和向下加热率都将缓慢下降(图 4 c)。

表 2 给出了水汽及低层大气（600 m 厚）不同气溶胶分布的平均加热率和最大加热

表 2 低层大气平均加热率和最大加热率(℃/d)

类 型	水 汽	I	II	III	IV	V
平均	0.81	4.8	2.9	5.3	4.8	2.1
最大	0.88	9.7	3.9	13.9	6.4	2.4

率。由于兰州冬季大气水汽含量少，因而水汽加热率相对于烟雾层气溶胶的加热率是比较小的。当烟雾层气溶胶粒子量为兰州冬季的平均状况时(I、IV型)，烟雾层的平均加热率为 4.8℃/d，这个数值是水汽加热率的 6 倍。IV 型分布烟雾层内光学厚度相当于兰州冬季平均情况，计算结果可能代表兰州气溶胶加热的一般情况。

应当指出的是，我们计算中气溶胶复折射指数的虚部 0.5 i 选用的是烟尘和工业灰尘的数值，该值比其它类型气溶胶折射指数的虚部大，因此计算出的加热率比其它类型气溶胶要大。但从下节用实测升温数值与计算加热值验证来看，认为烟雾层中气溶胶主要为烟尘和工业灰尘是合理的。

4 气溶胶短波辐射效应在边界层温度变化过程中的反映

由以上分析可见气溶胶对到达地面的太阳辐射削减及对低层大气的辐射加热均十分显著。而在白天时段，城市气溶胶的长波逆辐射的增加值和长波冷却作用相对要小得多，据计算，平均污染状况时，低层大气短波加热率为 4.8℃/d，而长波冷却率仅为 −1.0℃/8 h，相对较小。因此在分析白天时段的气溶胶辐射作用时，认为短波辐射过程起主要作用。观测期间，兰州地区通常为微风或静风，因此，低层大气温度的局地变化比较好地反映了城市气溶胶的短波辐射效应。

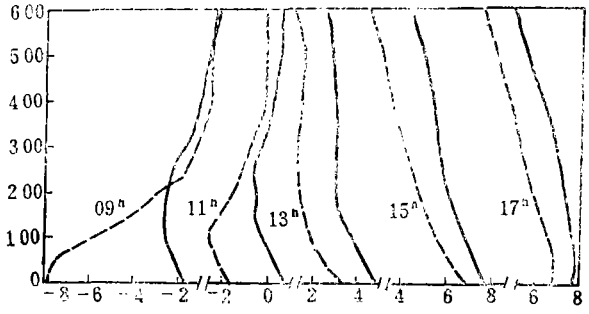


图 5 1989 年 12 月 1—15 日兰州(—)、皋兰(--) 09 时至 17 时平均温度廓线

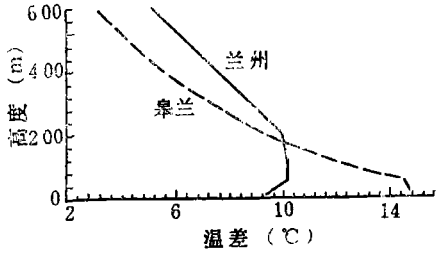


图 6 白天(09 时至 17 时)温差随高度变化

图 5 是兰州和皋兰 09 时至 17 时平均温度廓线的对比。09 时太阳短波辐射作用尚未显示出来，城市热岛效应很明显，热岛效应影响高度可达 200 m，此高度之下兰州温度高于皋兰，并随高度呈等温或递减。09 时以后，由于受城市气溶胶对太阳辐射削减作用的影响，兰州地面得到的太阳辐射通量比皋兰要少，近地层升温慢，城市热岛效应影响作用减少，温度层结趋于接近。在以后各时次，城乡温度差异减小。09 时以后，200 m 以上

兰州温度升温明显比皋兰快，并在 13 时以后，高于郊区约 2℃。显示出兰州烟雾层大气加热作用。

对 1989 年 12 月 1—15 日的温度廓线观测资料进行逐时平均，计算各高度处 09 时和 17 时温差表示白天增温值，如图 6。可见 200 m 以下兰州增温明显小于皋兰，低层大气中上部(300—600 m)，兰州增温比皋兰约大 2℃，这一结果显示出在浓厚的烟雾层笼罩下，城市地面的太阳辐射被削弱，近地气层增温减小，但低层大气中上部则由于直接吸收太阳辐射而增温较农村大。由图 6 可知兰州高度 500 m处白天 8 小时内温度升高 6.3℃，由于兰州冬季午后混合层的最大高度通常为 400 m，因而可以假定 500 m 高度上的升温主要是气溶胶吸收太阳辐射所致。这一升温值与前述 IV 型气溶胶分布情况下的相同高度的加热率 6.0℃/d 相接近。

综上所述，城市烟雾层的存在，一方面削弱了到达地面的短波辐射，也即减少了地面热通量；另一方面，气溶胶吸收太阳短波辐射，使烟雾层上部大气有显著增温。因此使得底层大气城乡温度趋于接近，而在 200 m以上趋于分开，并在混合层以上的 500 m 高度城市温度较农村高出较多。说明城市烟雾层的短波辐射效应增加了低层大气的稳定性，从而不利于大气污染物的扩散。

5 结　论

兰州冬季污染大气气溶胶光学厚度(波长 0.55 μm)平均值高达 0.87，其结果是使到达地面的太阳辐射通量减小 27.8%。平均污染状况时，烟雾层大气平均加热率可达 4.8 ℃/d。

气溶胶短波辐射效应在白天城市边界层温度变化中有很好的反映。由于城市烟雾层大大地削弱了地面接收的太阳辐射，而大气悬浮气溶胶粒子直接吸收短波辐射使低层大气中上部增温，其结果使污染城市低层大气上下温度差异趋于减小。从而增加了低层大气稳定度，不利于大气污染物的扩散。

参考文献

[1] Peterson J T, Stoffel T L. Analysis of urban-rural solar radiation data from St. Louis, Missouri. J Appl Meteor. 1980, 19:275—283.
[2] 尹宏，韩志刚. 气溶胶大气对太阳辐射的吸收. 气象学报，1989，47(1):118—123.
[3] 王尧奇等. 兰州冬季的大气浑浊度. 高原气象，1984，1:84—91.
[4] Angstrom A K. The parameters of atmospheric turbidity. Tellus, 1964, 16:64—75.
[5] Meador W E, Weaver W R. Two-stream approximations to radiative transfer in planetary atmospheres. J Atmos Sci, 1980, 37:630—643.
[6] Paltridge G M, Platt C M R. Radiative processes in meteorology and climatology. 85—87,Elsevier Scientific Publishing Company Amsterdam-Oxford-New York, 1976.
[7] Carlson T N, Benjamin S G. Radiative heating rates for Saharan dust. J Atmos Sci, 1980, 37: 193—213.
[8] Wang W. A parameterization for the absorption of solar radiation by water vapor in the earth's atmosphere. J Appl Meteor, 1976, 15:21—27.
[9] Twitty J T, Weinman J A. Radiative propertives of carbonaceous aerosols. J Appl Meteor, 1971, 10:725—731.
[10] Oke T R. Boundary Layer Climate, 2nd ed., P281, Methuen Co., London, 1987.

THE INFLUENCES OF URBAN AEROSOLS ON SOLAR RADIATION AND THEIR REFLECTION IN URBAN BOUNDARY LAYER TEMPERATURE VARIATION

Wang Haixiao Huang Jianguo Chen Changhe

(Department of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, 730000)

Abstract

In this paper, the influences of urban aerosols on radiation are carried out by using the data of radiation and in the temperature profiles simultaneously measured in winter both in Lanzhou city and in the contrast site around the city. The two-stream approximate method is applied to calculate the absorption heating rates of atmospheric aerosols, it is shown that the heating value is in good agreement with the temperature increment at the top of lower layer. Boundary layer temperature profiles influenced by solar radiation effects of urban aerosols are also disscused. It indicates that urban smog layer attenuates surface heat flux but increases temperature increment at both the middle and the top part of lower layer. Thus, urban smog layer enhances the boundary layer stability.

Key words: Urban aerosol, Radiative attenuation, Heating rate, Temperature variation.