

邓涛, 张镭, 陈敏, 等. 2010. 高云和气溶胶辐射效应对边界层的影响 [J]. 大气科学, 34 (5): 979-987. Deng Tao, Zhang Lei, Chen Min, et al. 2010. The influence of high cloud and aerosol radiative effect on boundary layer [J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese), 34 (5): 979-987.

高云和气溶胶辐射效应对边界层的影响

邓涛^{1,2} 张镭¹ 陈敏¹ 吴兑² 邓雪娇² 谭浩波²

1 半干旱气候变化教育部重点实验室, 兰州大学大气科学学院, 兰州 730000

2 中国气象局广州热带海洋气象研究所, 广州 510080

摘 要 通过 WRF(Weather Research and Forecasting) 模式嵌套包含了高云和气溶胶辐射效应的大气边界层模式, 结合激光雷达资料, 进行数值模拟, 定量分析高云和气溶胶辐射效应对城市边界层的影响。模式能很好地模拟出在高云和气溶胶辐射效应下城市边界层的特征。夜间, 气溶胶在低层起到保温作用, 高云使得保温作用得到加强, 地表增温达 1.5 K。中高层, 气溶胶降低所在气层温度, 高云使得降温幅度减少, 降温达 0.2~0.7 K。白天, 高云和气溶胶减少到达地面的太阳短波辐射, 导致低层温度降低, 地表降温达 1.3 K。中高层, 气溶胶加热所在的气层, 高云使得这一增温幅度减少, 在 500 m 处增温最大, 达 0.85 K。无论白天还是夜间, 气溶胶的辐射效应都会抵消一部分形成山谷风的热力条件, 使得中低层的风速减少, 这种影响在白天显得尤为明显。高云的存在使得这种抵消得到少量的补偿。

关键词 高云 气溶胶 大气边界层 数值模拟

文章编号 1006-9895(2010)05-0979-09

中图分类号 P422

文献标识码 A

The Influence of High Cloud and Aerosol Radiative Effect on Boundary Layer

DENG Tao^{1, 2}, ZHANG Lei¹, CHEN Min¹, WU Dui², DENG Xuejiao², and TAN Haobo²

1 Key Laboratory for Semi-Arid Climate Change of the Ministry of Education, College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000

2 Guangzhou Institute of Tropical and Marine Meteorology, China Meteorological Administration, Guangzhou 510080

Abstract In order to indicate the influence of high cloud and the radiative effect of aerosol on the urban boundary layer, numerical simulation and lidar data are implemented by coupling the WRF (Weather Research and Forecasting) model and the ABL (Atmospheric Boundary Layer) model in which the influence of high cloud and aerosol radiative effect are considered. The model can present the character of urban boundary layer under the influence of high cloud and aerosol radiative effect. At night, aerosol keep warming at low levels, and high cloud increase the warming and induce surface temperature increase of 1.5 K. Aerosol keep cooling at middle and high levels, and high cloud decrease the cooling and induce temperature decrease of 0.2-0.7 K above 100 m. During the daytime, the combined action of high cloud and aerosol decreases the short wave radiation and results in surface temperature decrease of 1.3 K. Aerosol heats up at middle and high levels, high cloud decrease the heating, and the maximum temperature increasing value is 0.85 K and at 500 m. The aerosol radiative effect can counteract a part of mountain-val-

收稿日期 2009-09-03, 2009-12-11 收修定稿

资助项目 国家重点基础研究发展规划项目 2006CB400501, 国家自然科学基金资助项目 40675078, 2007 公益性科研院所基本科研业务费专项资金, 广东省气象局气象科技项目 2008B07

作者简介 邓涛, 男, 1982 年出生, 硕士, 从事大气物理与大气环境的研究。E-mail: tdeng@grmc.gov.cn

通讯作者 张镭, E-mail: zhanglei@lzu.edu.cn

ley breeze in the whole day, which will decrease the wind at middle and low levels. This effect of decrease is obvious during the daytime. High cloud makes a little compensation for the decrease of wind.

Key words high cloud, aerosol, atmospheric boundary layer, numerical simulation

1 引言

气溶胶和云在气候变化中起着重要的作用,同时它们相互有着重要的影响。气溶胶粒子是悬浮在大气中的直径 $10^{-3} \sim 10 \mu\text{m}$ 的固体或液体粒子(王明星, 1999),其质量仅占整个大气质量十亿分之一。气溶胶对气候的影响主要表现在两方面。一方面是气溶胶的直接气候效应。气溶胶粒子对太阳辐射有吸收和散射作用以及对地球发射的红外辐射有影响,从而直接影响气候。另一方面影响是气溶胶的间接气候效应,即它充当云的凝结核增加云滴浓度,使得云滴尺度更小,从而使云的反射率增加,更有效的反射太阳辐射,起到冷却作用(Ackerman et al., 2004; Penner et al., 2004)。另外第二种间接效应是变小的云滴不利于降雨,从而增加云的生命期和云量,最终增强了间接强迫效应(Bréon et al., 2002)。云水路径的增加也属于第二种间接效应。

云覆盖了地球约 $2/3$ 的面积,在地气系统的辐射收支有重要的调节作用(Ramanathan, 1987; Ramanathan et al., 1989a; 汪方和丁一汇, 2005)。一方面,云能够吸收和散射太阳短波辐射,对地气系统起到降温作用;另一方面,云能有效地吸收地表和云下大气放射的红外长波辐射,并以云顶较低的温度向外发射长波辐射,对地气系统起到保温作用。云的“反照率效应”和“温室效应”与其的类型、性质和所处环境密切相关,它决定了云对地气系统的加热或冷却(Ramanathan et al., 1989b)。一般说来,云的长波辐射强迫是正的,会增加地气系统吸收的能量,而云的短波辐射强迫是负的,云的存在使得地气系统吸收的太阳辐射减少。低云具有高反照率和相对较高的云顶温度,对气候产生净的降温作用;而高云反照率小,云顶温度相对较低,对气候产生弱降温或增温的作用。云也是影响气溶胶直接辐射强迫的一个重要因素,反过来气溶胶的辐射强迫也对云量产生影响(Satheesh, 2002)。对位于云层以上的吸收性气溶胶而言,云将增加气溶胶辐射强迫,而对处于云层以下的吸收气溶胶而

言,云的覆盖将减少气溶胶直接辐射强迫。INDO-EX 观测实验的另一个重要研究成果是印度洋上空来自印度次大陆的强吸收性气溶胶通过加热大气对信风积云产生“燃烧作用”,从而减少云量(Ackerman et al., 2000)。Quaas et al. (2004) 的研究表明:人为气溶胶的增加会导致高云的减少。而气溶胶与云之间的相互作用非常复杂。它们也是气候变化中最不确定的影响因子。到目前为止,我们尚缺少足够的数据来研究大气气溶胶与云对气候系统的确切影响。

20 世纪以来,人类向大气排放大量的气溶胶,对局地气候尤其城市边界层的影响显得尤为特出(Badarinath and Latha, 2006; Jayaraman et al., 2006; Mallet et al., 2006)。与之相关的城市边界层对气溶胶辐射效应的响应问题引起了很多学者的关注(陈长和等, 1993; 程麟生, 1992; Wu et al., 2005; 吴兑等, 2008)。我国大部分城市,特别是北方城市,大气颗粒物污染十分严重。兰州地处西北,为重工业城市,污染问题尤为特出。张镭(2001)、Zhang et al. (2007) 全面考虑气溶胶辐射效应和边界层的相互作用,首次提出并建立了包含大气气溶胶辐射效应和气溶胶粒子扩散的完整的边界层数值模式耦合系统,揭示边界层改变引起的 TSP 浓度的变化,并进一步利用激光雷达资料研究北京地区沙尘气溶胶的辐射效应对边界层的影响。郑飞等(2006)在张镭(2001)工作的基础上将中尺度 WRF 模式与边界层数值模式耦合起来研究在气溶胶辐射效应作用下边界层结构的演变特征。缪国军(2005)在这些研究的基础上分析对比了物理过程参数的差异引致的气象场变化以及城市气溶胶辐射效应对边界层的作用。李英华(2006)考虑了辐射参数对模式模拟能力的影响。目前,大部分研究都是选择晴天无云的背景下,研究气溶胶与边界层的相互作用,然而高云存在所有纬度且覆盖全球面积的 $20\% \sim 30\%$ 左右(Dowling and Lawrence, 1990)。高云的光学厚度虽然比较小,但却反射太阳辐射并强烈吸收云下的长波辐射,改变云下气溶胶的加热率,并对地面的能量收支平衡产生较大的

影响。高云的存在会影响大气气溶胶的辐射强迫及其城市边界层气象场的响应,因此,高云的辐射效应和局地污染气溶胶的辐射效应在大气边界层模式中应该加以描述和体现。本文从辐射强迫的角度出发,考虑有高云的情况下城市边界层对气溶胶的辐射效应的响应,探讨高云和气溶胶对城市边界层的共同影响。

2 高云和气溶胶辐射效应影响边界层的模拟

本文结合激光雷达和微波辐射计资料,并通过综合模式 WRF (Weather Research and Forecasting)-ABL (Atmospheric Boundary Layer),即 WRF 模式嵌套包含了高云和气溶胶辐射效应的大气边界层模式,利用数值模拟定量分析兰州地区高云和气溶胶辐射效应对城市边界层的影响。

2.1 模式系统介绍

WRF 模式系统是 1997 年由美国 NCAR 中小尺度气象处 (MMM)、NCEP 的环境模拟中心 (EMC)、FSL (Forecast Systems Laboratory) 的预报研究处 (FRD) 和俄克拉荷马大学 (OU) 的风暴分析预报中心 (CAPS) 四部门联合开发,是新一代高分辨率的中尺度模式,重点解决分辨率为 1~10 km、时效为 60 h 以内的有限区域天气预报和模拟问题。本文主要讨论兰州冬季的情况,对流活动较弱,高云比较薄 (大约 850 m)。采用以三维准静力方程组作为基础的动力学模式。边界层耦合模式包含考虑了高云和大气气溶胶辐射效应完整的边界层数值模式,主要由非非常的三维大气边界层模式和大气辐射传输模式 (LOWTRAN7) 耦合组成,采用了 1.5 阶闭合方案。

模拟过程中还考虑了下垫面城市人工热通量产生的加热作用,主要是由于燃煤所产生的热量。气溶胶的光学参数是通过反演 CAML™ CE-370-2 微脉冲激光雷达资料得到的,利用太阳光度计同步观测并验证激光雷达反演的气溶胶光学厚度。将不同高度层的温度、湿度、风速、气压等参数输入修订后的 Lowtran7,并将反演激光雷达资料得到气溶胶光学参数输入修订后的 Lowtran7,得到大气中各个高度层向上、向下的辐射通量分别为 F^\uparrow 与 F^\downarrow ,从而可以求出各个高度层上对应的净辐射通量,表示为

$$F_n(z) = F^\uparrow(z) - F^\downarrow(z),$$

进而可计算出加热率

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_z = -\frac{1}{\rho c_p} \frac{F_n(z_2) - F_n(z_1)}{z_2 - z_1} = \frac{g}{c_p} \frac{F_n(z_2) - F_n(z_1)}{p(z_2) - p(z_1)}, \quad (1)$$

其中, $p(z)$ 为 z 高度层上气压。

考虑到北方城市气溶胶浓度较高,其辐射效应显著,本文利用大气辐射参数计算方案,即大气辐射传输模式,将模拟出的有高云的情况下气溶胶的影响转化为不同高度的短波加热率和长波冷却率,直接运用到边界层模式中。高云的存在会改变各层的长短波净辐射通量,以及大气的加热率,从而改变地表温度和大气温度,最终影响边界层的结构。

2.2 模式嵌套以及资料介绍

图 1 为嵌套方案模拟流程。WRF 模式给边界层模式提供逐时的侧边界场。系留风资料为边界层模式提供初始驱动场,同时为辐射传输模式提供气象场。激光雷达为大气辐射传输模式提供高云和气溶胶的光学参数,由辐射传输模式计算得到高云和气溶胶辐射效应反馈给边界层模式,最后由边界层模式模拟出高云和气溶胶辐射效应影响下边界层气象场。整套模式系统已经经过张镭 (2001)、Zhang et al. (2007) 和郑飞等 (2006) 的验证,模式系统能较好地模拟兰州冬季的边界层结构,本文不再重复验证工作。

兰州冬季为采暖季节,根据张镭 (2001) 和郑飞等 (2006) 的研究,兰州冬季边界层内多属于稳定流场,静小风为主,不利于污染物扩散,气溶胶污染比较严重。边界层气象场对气溶胶辐射强迫的响应比较明显。本文做的是理想试验,考虑到资料的配套,挑选兰州地区 2006 年冬天天气形势与 1989 年 12 月 14 日相似的例子,激光雷达资料和微

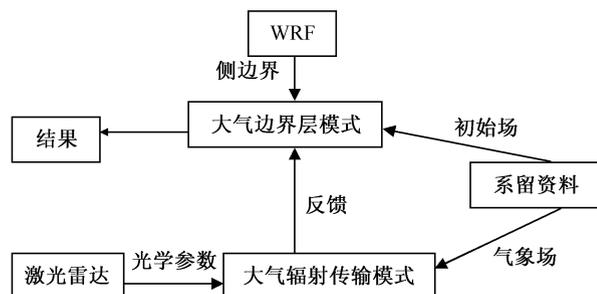


图 1 嵌套方案流程

Fig. 1 The flow of nested scheme

波辐射计资料选用 2006 年 10 月 19~20 日, 系留探空资料选用 1989 年 12 月 14~15 日的资料, 从 1989 年 12 月 14 日 09:00 (北京时, 下同) 开始模拟, 共积分 39 小时。模拟结果的分析以 15 日的情况为例。

模拟区域东西长约 40 km, 南北宽约 20 km, 包括兰州河谷盆地及周围山区, 水平方向取均匀网格, $\Delta x = \Delta y = 1$ km; 模拟垂直高度为 3000 m。分成不等距的 18 层。

在辐射传输模式中气溶胶类型选择为城市型气溶胶。在低层气溶胶的消光系数和相对湿度都出现了极大值, 气溶胶层主要在 2 km 以下。中午, 气溶胶光学厚度 (AOD) 为 0.35, 2 km 以下 AOD 占总 AOD 达到 87%。云底高度在 8500 m 以上, 高云的厚度大约为 850 m。同样, 高云内消光系数和相对湿度出现极大值, 在高云内消光系数最大值达到 0.310 km^{-1} , 光学厚度为 0.118 左右, 相对湿度极大值达到 37%。

3 高云和气溶胶辐射效应影响下边界层气象场的模拟

高云和大气气溶胶对长短波辐射都有一定的吸收和反射等作用, 影响辐射能量收支, 使地面和大气产生变温。这种作用在模式方程组的支配下, 逐渐影响到温度场、风场、能量场, 因而边界层结构发生一系列变化。

3.1 地面风场

兰州地区为河谷盆地, 容易产生山谷风。兰州又是重工业城市, 冬季为排暖期, 城市热岛效应尤为突出。所以, 兰州的冬季地面流场一般为辐合流

场, 尤其晚上更加显著。白天, 一方面下层山谷风由谷底吹向山坡, 另一方面白天高云和气溶胶辐射效应产生辐合流场, 和谷风环流相互抵消。从白天 (13 时) 的地面风场 (图 2) 可以看到可以看到, 东部盆地中间可以看到比较弱的辐合, 两边也有较弱的上坡风。整个流场的辐合辐散比较弱。

夜间, 山谷风环流与白天的相反, 下层风由山坡吹向谷底。同时, 城市作为热源, 下垫面的热容量比郊区的大, 夜间的城市热岛环流比较强, 产生辐合流场。而高云和气溶胶的辐射效应产生较弱的辐散流场, 抵消部分热岛环流和山谷风环流, 从夜间 (01 时) 的地面风场 (图 3) 可以看到有明显从四周的山地向盆地的辐合。周围山地的下坡风比较明显, 风速较白天的大。而盆地中间的风速较白天弱, 主要以静小风为主。

在兰州这种特殊的盆地地形条件下, 尤其在冬季较弱的背景风情况下, 山谷风成为主要特征, 无论白天还是夜间, 高云和气溶胶的辐射效应都会抵消一部分形成山谷风的热力条件, 减弱白天的辐散流场和夜间的辐合流场。

3.2 地面温度场

从图 4 可以看到白天 (13 时), 东部盆地内兰州大学测点附近出现一个热中心, 与地面流场的辐合区对应。周围山地的温度变化并不明显, 这是高云和气溶胶辐射效应与山谷风环流相互抵消的结果。

从图 5 可以看到夜间 (01 时), 东西部盆地中心都出现热中心, 与地面流场的辐合区比较吻合。周围山地的温度随高度上升而降低, 尤其在南面比较陡峭的上坡, 温度的递减比较明显。这主要是城

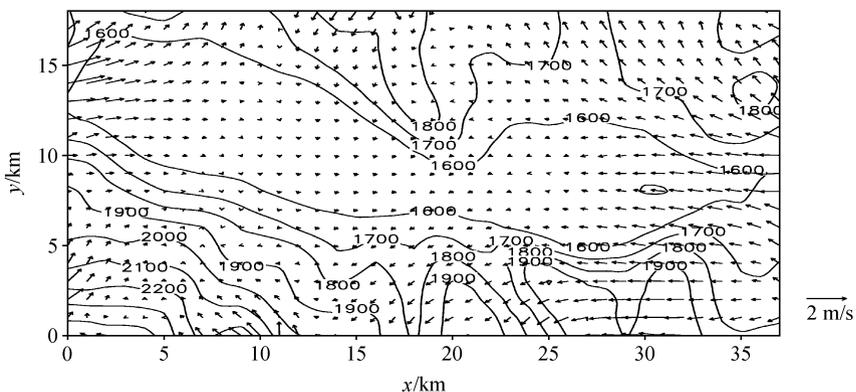


图 2 1989 年 12 月 15 日兰州地区白天 (13 时) 的地面风场。等值线为海拔高度 (单位: m)

Fig. 2 Surface wind field in Lanzhou region at 1300 LST 15 Dec 1989. Contour denotes sea level elevation (m)

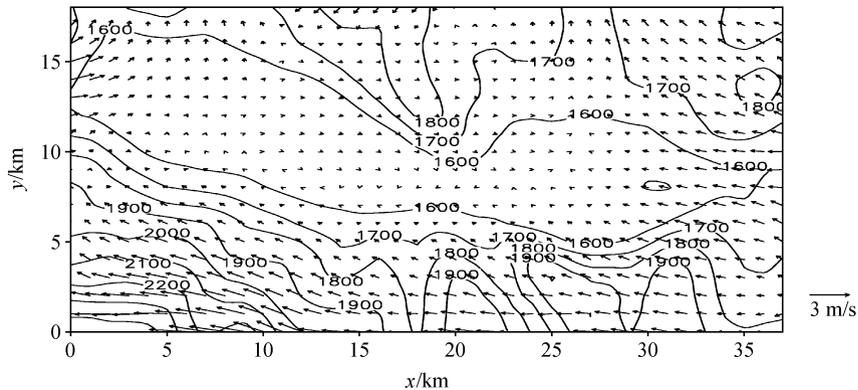


图 3 同图 2, 但为夜间 (01 时)

Fig. 3 Same as Fig. 2, but at night (0100 LST)

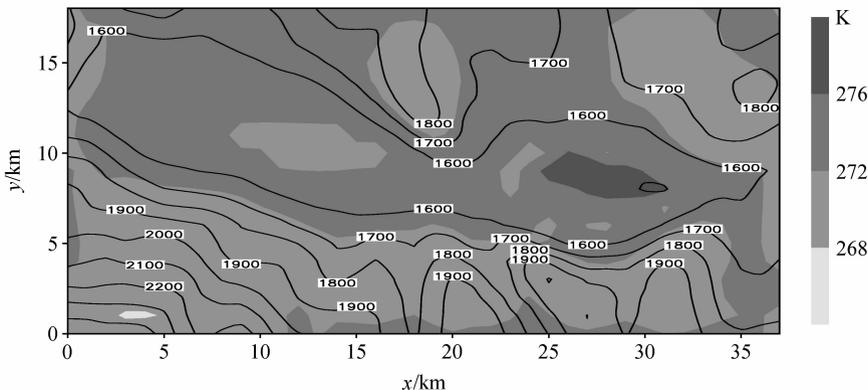


图 4 同图 2, 但为地面温度场

Fig. 4 Same as Fig. 2, but for surface temperature field

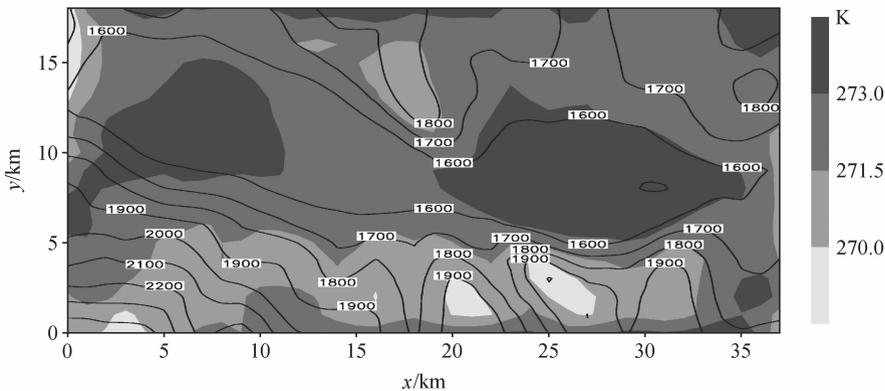


图 5 同图 4, 但为夜间 (01 时)

Fig. 5 Same as Fig. 4, but at night (0100 LST)

市热岛效应与山谷风环流相互加强的结果。

3.3 位温廓线日变化

图 6 给出了 15 日 00~24 时兰州大学测点模拟位温廓线的演变。日出之前, 低层为稳定边界层,

由于夜间地面温度比空气的低得多, 有贴地逆温出现。日出之后, 地面受热迅速增温, 贴地逆温从 09 时开始减弱, 同时混合层开始发展; 13 时混合层最高, 混合层顶在 300 m 左右。随后混合层开始减

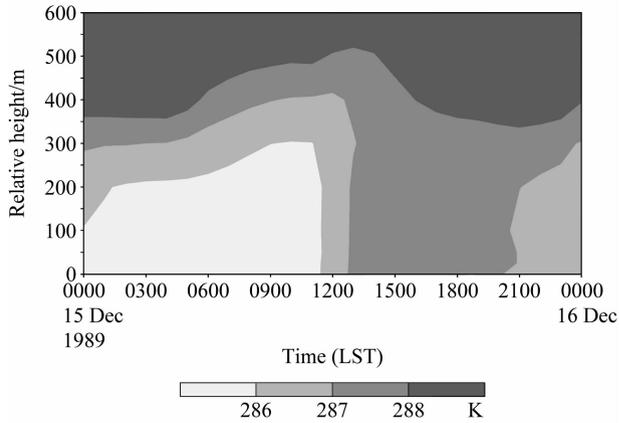


图6 1989年12月15日兰州大学测点模拟的位温廓线变化
Fig. 6 Evolvement of simulated potential temperature profile of at Lanzhou University on 15 Dec 1989

弱, 低层气温下降, 混合层高度降低, 日落后稳定边界层又开始发展。

4 高云和气溶胶辐射效应对边界层的影响

为了分离出有无高云的情况下气溶胶辐射效应, 来考察其对边界层气象场的影响。本文设计三种实验方案, 方案1: 在一定的边界条件和初始场基础上(如利用前面所述的嵌套耦合模式系统), 考虑有高云存在的情况下气溶胶辐射效应—加热(冷却)率, 从1989年12月14日09:00开始模拟, 共积分39小时; 方案2: 采用和方案1相同的初始场和边界条件, 考虑无云的情况下气溶胶加热(冷却)率, 从1989年14日09:00开始计算, 共积分39小时; 方案3: 在方案1的基础上, 模拟出的15日10:00和20:00的气象场, 以此作为初始场, 不考虑高云和气溶胶的辐射效应, 在白天和夜间分别积分5小时。这样就得到三种模拟方案相应的风、温等气象要素场, 显然方案1和方案2得到的气象场的差别主要是由高云的辐射效应引起的; 而方案1和方案3得到的气象场的差别主要是由高云和气溶胶共同的辐射效应引起的。

夜间, 有高云存在的情况下, 气溶胶辐射引起的加热率(冷却率)在低层较小; 在500~800 m之间冷却率最大。最大值达到 -0.125 K/h; 在800 m以上随高度上升而减小。由于高云的存在, 云层反射地面的长波辐射, 同时本身放出长波辐射, 使得云下长波辐射通量增加, 从而导致有云情

况下冷却率减少。无云情况下长波冷却率比有云的略大, 在1000 m以下, 两者的差别很小, 在1000 m以上差别较大, 最大差别出现在1500 m处, 达到 -0.033 K/h。

白天, 由于高云的存在, 云层阻挡太阳辐射, 使得云下太阳短波辐射通量减少, 从而导致有云情况下加热率减少。有云情况下气溶胶辐射引起的加热率在早晨和日落前较小, 中午和午后较大。地表处加热率最大值达到 0.63 K/h。加热率随高度上升而减小, 900 m以上加热率减小到零值附近。无云情况下气溶胶加热率比有云的略大。两者的差别在地表处最为明显。中午前后差别比较大, 最大为 0.096 K/h, 早上和下午差别比较小。

4.1 温度廓线

三种模拟方案得到的兰州大学测点的温度廓线, 见图7a(夜间01时)和图7b(白天15时)。在夜间, 三条廓线的趋势基本一致, 在100 m以下都有逆温出现。方案1和方案2的贴地逆温比方案3的弱。在低层和900 m以上, 方案1比方案2的温度要高 $0.1\sim 0.8$ K, 在高层差别比较明显, 可见高云在夜间起到保温的作用。由于云底离地面太高, 所以这种作用对地面温度影响并不大; 在100 m以下, 方案3的温度要比方案1的低, 高云和气溶胶的辐射效应作用了5小时之后, 地面温度高了 1.5 K。可见在低层, 气溶胶吸收和反射地面的长波辐射同时放出长波辐射, 部分补偿了地面流失的能量, 起到保温的作用, 而高云的存在又使得这一保温作用得到加强。在100 m以上的中高层, 方案1的温度比方案3的温度要低 $0.2\sim 0.7$ K, 在900 m以上两者比较接近。因为气溶胶本身放出长波辐射, 同时下层气溶胶遮挡地面的长波辐射, 导致到达上层的辐射量减少, 使得所在气层温度降低, 而高云的存在使得高层的降温幅度减少。

白天, 高云削弱太阳短波辐射, 减少到达地面的短波辐射, 同时也使得气溶胶层吸收太阳短波减少, 加热率变小, 导致地面和气溶胶所在气层温度降低, 在1000 m以下温度降低 $0.2\sim 0.3$ K。而在上层气溶胶含量很小, 高云的长波辐射和反射云下长波辐射又使得1000 m以上的温度增加 $0.2\sim 0.35$ K; 在200 m以下, 方案1比方案3的温度要低, 前者的地面温度要比后者的低 1.3 K。因为高云和气溶胶削弱了太阳短波辐射, 减少到达地面的

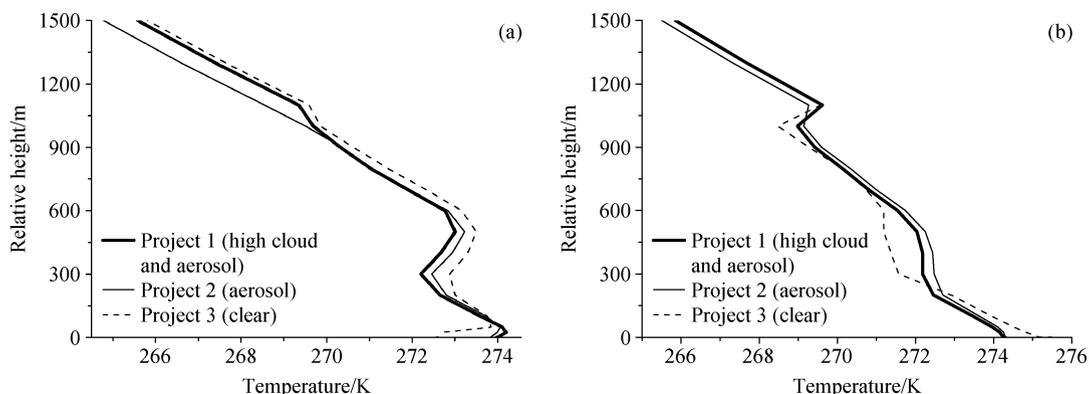


图7 1989年12月15日兰州大学测点温度比较: (a) 01时; (b) 15时

Fig. 7 Comparison of temperature at Lanzhou University on 15 Dec 1989: (a) 0100 LST; (b) 1500 LST

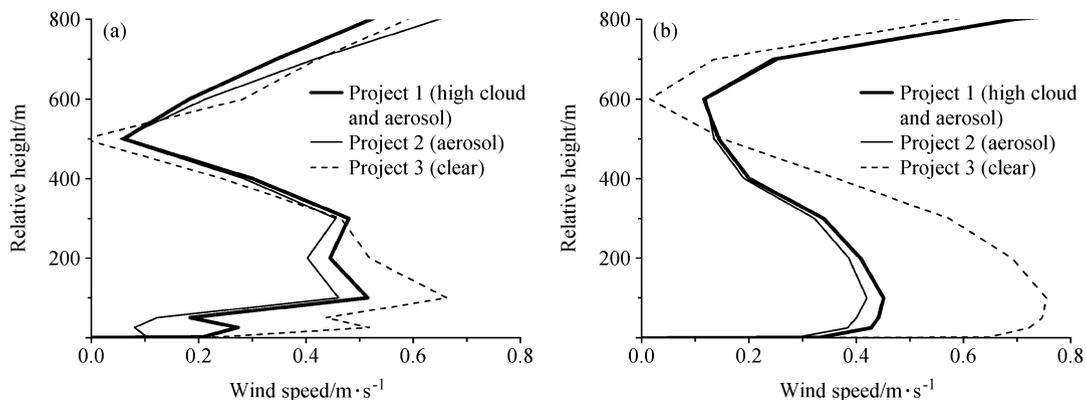


图8 同图7, 但为水平风速比较

Fig. 8 Same as Fig. 7, but for horizontal wind speed

太阳辐射, 导致低层温度降低。而在 200 m 以上的中高层, 方案 1 比方案 3 的温度要高。可见, 高云下面的气溶胶加热所在的气层, 使得温度增加。500 m 处增温最大, 达 0.85 K, 而高云的存在使得这一增温幅度减少。

4.2 速度廓线

三种模拟方案得到的兰州大学测点的风速廓线, 见图 8a (夜间 01 时) 和图 8b (白天 15 时)。夜间, 在 500 m 以下, 方案 1 的风速比方案 2 的大 0.02~0.2 m/s, 可见高云的作用使得该层风速增加。600 m 以上方案 1 的风速比方案 2 的小 0.02~0.25 m/s, 高云使得该层风速减少; 在 300 m 以下方案 1 风速比方案 3 的小 0.03~0.25 m/s。在 600 m 以上, 方案 1 的风速比方案 3 的小 0.03~0.1 m/s。可见高云和气溶胶的共同存在使得边界层内水平风速减少, 相应地上升运动减弱。

白天, 在 500 m 以下, 方案 1 的风速比方案 2

的大 0.01~0.05 m/s, 高云的作用使得该层风速增加。在 500 m 以上, 两条廓线几乎重合; 在 500 m 以下, 方案 1 比方案 3 的风速大约要小 0.01~0.35 m/s, 高云与气溶胶的作用使得该层的风速减少, 而 500 m 以上的风速增加了 0.1~0.12 m/s。

无论白天还是夜间, 气溶胶的辐射效应都会抵消一部分形成山谷风的热力条件, 使得中低层的风速减少, 这种影响在白天显得尤为明显。而高云的存在使得这种抵消得到少量的补偿。

5 小结

利用已建立的与 WRF 模式嵌套的考虑高云与大气气溶胶辐射效应的大气边界层模式, 结合激光雷达资料, 通过理想数值试验, 模拟了兰州地区冬季高云与气溶胶辐射效应影响下的边界层结构特征。

从地面风温场来看, 模式能较好地模拟出兰州

地区冬季典型风场,地面流场多为辐合;夜间平均风速比白天大。模式能较好地模拟出高云和气溶胶辐射效应下的城市热岛效应和山谷风环流的共同作用。从1989年12月15日位温的日变化来看,日出之前,低层为稳定边界层。日出之后,混合层开始发展;13时混合层达到最高,混合层顶在300 m左右。随后混合层高度降低,日落后稳定边界层又开始发展。模式能较好地模拟出冬季位温的日变化特征。

同时也分析了高云和气溶胶辐射效应作用5小时后的影响程度。

夜间,气溶胶在低层起到保温作用,高云使得保温作用得到加强,增温达1.5 K。中高层,气溶胶的长波辐射降低所在气层温度,高云使得降温幅度减少,降温达0.2~0.7 K。白天,高云和气溶胶减少到达地面的太阳短波辐射,导致低层温度降低,降温达1.3 K。中高层,气溶胶加热所在的气层,高云使得这一增温幅度减少,在500 m处增温最大,达0.85 K。无论白天还是夜间,气溶胶的辐射效应都会抵消一部分形成山谷风的热力条件,使得中低层的风速减少,这种影响在白天显得尤为明显。高云的存在使得这种抵消得到少量的补偿。夜间,高云和气溶胶的存在使得边界层内水平风速减少,在300 m以下减少0.03~0.25 m/s,在600 m以上减少0.03~0.1 m/s。白天,在500 m以下,高云与气溶胶的作用使得该层的风速减少0.01~0.35 m/s,在500 m以上的风速增加0.1~0.12 m/s。

高云和气溶胶在全球气候变化中起着重要的作用,是最不确定的影响因子之一。高云和气溶胶的辐射效应越来越受到重视,然而高云和气溶胶的辐射问题至今仍未得到很好的解决。主要是因为对高云和气溶胶辐射的物理化学特性缺乏了解,还有它们辐射强迫机制的复杂性。本文利用模式来模拟高云和气溶胶的辐射效应对城市边界层,获得一些新的认识,但是这个研究还是初步的,还需要大量的研究工作进一步深化。

参考文献 (References)

- Ackerman A S, Toon O B, Stevens D E, et al. 2000. Reduction of tropical cloudiness by soot [J]. *Science*, 288: 1042–1047.
- Ackerman A S, Kirkpatrick M P, Stevens D E, et al. 2004. The impact of humidity above stratiform clouds on indirect aerosol climate forcing [J]. *Nature*, 432: 1014–1017.
- Badarinath K V S, Latha K M. 2006. Direct radiative forcing from black carbon aerosols over urban environment [J]. *Advance in Space Research*, 37: 2183–2188.
- Bréon F M, Tanré D, Generoso S. 2002. Aerosol effect on cloud droplet size monitored from satellite [J]. *Science*, 295: 834–838.
- 陈长和, 黄建国, 程麟生, 等. 1993. 复杂地形上大气边界层和大气扩散的研究[M]. 北京: 气象出版社. Chen Changhe, Huang Jianguo, Cheng Linsheng, et al. 1993. The Research of ABL and Atmospheric Diffusion over Complex Terrain (in Chinese) [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- 程麟生. 1992. 复杂地形上边界层和大气扩散的中尺度数值模式和模拟 [J]. *计算物理*, 9: 749–757. Cheng Linsheng. 1992. A mesoscale numerical model and simulation of the PBL and atmospheric diffusion over complex terrain [J]. *Chinese Journal of Computational Physics (in Chinese)*, 9: 749–757.
- Dowling D R, Radke L F. 1990. A summary of the physical properties of cirrus clouds [J]. *J. Appl. Meteor.*, 29: 970–978.
- Jayaraman A, Gadhavi H, Ganguly D, et al. 2006. Spatial variations in aerosol characteristics and regional radiative forcing over India: Measurements and modeling of 2004 road campaign experiment [J]. *Atmos. Environ.*, 40 (34): 6504–6515.
- Quaas J, Boucher O, Dufresne J L, et al. 2004. Impacts of greenhouse gases and aerosol direct and indirect effects on clouds and radiation in atmospheric GCM simulations of the 1930–1989 period [J]. *Climate Dynamics*, 23: 779–789.
- Penner J E, Dong X Q, Chen Y, et al. 2004. Observational evidence of a change in radiative forcing due to the indirect aerosol effect [J]. *Nature*, 427: 231–234.
- 李英华. 2006. 大气气溶胶辐射参数化方案的对比分析[D]. 兰州大学硕士学位论文. Lin Yinghua. 2006. Comparative analysis of atmospheric aerosol radiative parameterization schemes [D]. M. S. thesis (in Chinese), Lanzhou University.
- Mallet M, Pont V, Lioussé C, et al. 2006. Simulation of aerosol radiative properties with the ORISAM-RAD model during a pollution event [J]. *Atmos. Environ.*, 40: 7696–7705.
- 缪国军. 2005. 利用 WRF 模式模拟复杂地形城市边界层的数值试验[D]. 兰州大学硕士学位论文. Miao Guojun. 2005. Numerical simulation experiment of urban boundary layer over complex terrains using WRF model [D]. M. S. thesis (in Chinese), Lanzhou University.
- Ramanathan V. 1987. The role of earth radiation budget studies in climate and general circulation research [J]. *J. Geophys. Res.*, 92: 4075–4095.
- Ramanathan V, Barkstrom B R, Harrison E F. 1989a. Climate and the earth's radiation budget [J]. *Physics Today*, 42 (5): 22–32.
- Ramanathan V, Cess R D, Harrison E F, et al. 1989b. Cloud-radiative forcing and climate: Results from the earth radiation budget experiment [J]. *Science*, 243: 57–63.

- Satheesh S K. 2002. Aerosol radiative forcing over land: Effect of surface and cloud reflection [J]. *Annales Geophysicae*, 20: 2105 - 2109.
- 汪方, 丁一汇. 2005. 气候模式中云辐射反馈过程机理的评述 [J]. *地球科学进展*, 2: 207 - 215. Wang Fang, Ding Yihui. 2005. An evaluation of cloud radiative feedback mechanisms in climate models [J]. *Advance in Earth Science (in Chinese)*, 2: 207 - 215.
- 王明星. 1999. 大气化学 (第二版) [M]. 北京: 气象出版社. Wang Mingxing. 1999. *Atmospheric Chemistry (2nd ed.) (in Chinese)* [M]. Beijing: China Meteorological Press.
- Wu Dui, Tie Xuexi, Li Chengcai, et al. 2005. An extremely low visibility event over the Guangzhou region: A case study [J]. *Atmospheric Environment*, 39 (35): 6568 - 6577.
- 吴兑, 廖国莲, 邓雪娇, 等. 2008. 珠江三角洲霾天气的近地层输送条件研究 [J]. *应用气象学报*, 19: 1 - 9. Wu Dui, Liao Guo-lian, Deng Xuejiao, et al. 2008. Transport condition of surface layer under haze weather over the Pearl River Delta [J]. *Journal of Applied Meteorological Science (in Chinese)*, 19: 1 - 9.
- 张镭. 2001. 城市大气气溶胶与边界层相互作用研究[D]. 兰州大学博士学位论文. Zhang Lei. 2001. A study of interaction of urban atmospheric aerosol and boundary layer [D]. Ph. D. dissertation (in Chinese), Lanzhou University.
- Zhang L, Chen M, Li L. 2007. Dust aerosol radiative effect and influence on urban atmospheric boundary layer [J]. *Atmos. Chem. Phys. Discuss.*, 7: 15565 - 15580.
- 郑飞, 张镭, 朱江. 2006. 复杂地形城市冬季边界层对气溶胶辐射效应的响应 [J]. *大气科学*, 30 (1): 171 - 179. Zheng Fei, Zhang Lei, Zhu Jiang. 2006. Responses of urban atmospheric boundary layer to aerosol radiative effect over complex terrains in Winter [J]. *Chinese Journal of Atmospheric Sciences (in Chinese)*, 30 (1): 171 - 179.