

辐射雾中振荡现象的数值研究

朱 平 蒋瑞宾

(北京气象学院, 北京 100081)

提 要

本文利用一维二阶矩闭合边界层土壤耦合模式模拟了夜间边界层中辐射雾的形成、发展和消亡过程。结果表明: 湍流场和辐射场的相互作用对辐射雾的形成和发展有重要的影响, 雾中液态水含量以及一些特征参量呈现准周期振荡变化, 这种振荡和雾中湍流的涨落有关。模拟结果和观测基本符合。

关键词: 辐射雾; 准周期振荡; 湍流; 边界层。

一、引 言

近几十年来, 随着数值模式的日趋完善, 辐射雾的研究取得了很大的进展, 人们普遍认为辐射雾常常形成于晴空、稳定、有微风而潮湿的夜晚。其中地表的长波辐射冷却是形成雾的一个重要物理过程。

然而许多观测表明长波辐射冷却并不能解释所有事实, 特别是常常观测到的雾层迅速增厚现象。一些学者^[1,2]认为在辐射雾的形成和发展过程中, 湍流交换起着非常重要的作用。辐射场和湍流场究竟如何相互作用, 并对辐射雾的形成和发展产生什么样的影响, 目前还没有统一深入的理解。

Lala 等人^[2]、Gerber^[3]在观测中发现雾中某些参量如液态水含量呈现振荡变化, 蒋瑞宾等人^[4]在成都双流机场观测到的 14 次雾过程中有这种振荡现象发生。对于雾中这种振荡现象产生的原因、周期的长短、振幅的大小目前还没有统一的认识。现有的数值模式也不能完全成功地预报辐射雾中的这种振荡现象。虽然国内许多学者成功地运用一维雾模式模拟了辐射雾的形成和发展, 但对辐射雾中这种特有振荡现象的研究还是一个空白。

为了研究辐射场和湍流场的相互作用对辐射雾的形成和发展的影响, 并模拟研究雾中产生的振荡变化现象。本文建立了一个一维二阶矩闭合大气土壤耦合模式, 其目的在于表明只要引入适当的地表条件就可以模拟出这种振荡现象, 从而阐明这种振荡是有辐射雾内部机制所引起的, 而无需其他过程的影响。

二、模 式

在不可压水平均一条件下, 边界层的控制方程可以写成

1993年12月13日收到, 1994年3月12日收到修改稿。

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial t} = f(\bar{v} - v_g) - \frac{\partial(\overline{w'u'})}{\partial z}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial \bar{v}}{\partial t} = -f(\bar{u} - u_g) - \frac{\partial(\overline{w'v'})}{\partial z}, \quad (2)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\frac{\partial(\overline{w'\theta'})}{\partial z} - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_n}{\partial z} + \frac{LC_v}{c_p}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_v}{\partial t} = -\frac{\partial(\overline{w'q_v'})}{\partial z} - C_v, \quad (4)$$

$$\frac{\partial \bar{q}_w}{\partial t} = -\frac{\partial(\overline{w'q_w'})}{\partial z} + \frac{\partial G}{\partial z} + C_v, \quad (5)$$

方程组中 $\bar{u}$ 、 $\bar{v}$ 、 u_g 、 v_g 分别是 x 和 y 方向上的平均风速和地转风分量, $\bar{\theta}$ 为平均位温, $\bar{q}_v$ 、 $\bar{q}_w$ 分别为比湿和液态水含量, C_v 为凝结率, L 、 c_p 分别为凝结潜热和定压比热。

本文利用 McDonald^[5]方案处理潜热释放和液态水形成过程, 凝结出的液态水有一部分通过重力沉降被地面吸收, 沉降通量参数化成

$$G = 0.625 \bar{q}_w^2. \quad (6)$$

方程(3)中右边第二项为净长波辐射通量的散度, 水汽的长波辐射处理方案见文献[6], 水滴对长波辐射的吸收作用近似认为是黑体, 具体处理方法见文献[7]。

在夜间稳定条件下, 文中采用准定常二阶矩湍流方程来闭合模式^[8]; 白天不稳定条件下, 采用张大林^[9]的自由对流参数化方案。

为了能比较精确地确定地表温度和湿度条件, 本文引入土壤模式,

$$C \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial H_s}{\partial z}, \quad (7)$$

$$\rho_w \frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial W_s}{\partial z}, \quad (8)$$

式中 T_s 和 η 分别为土壤温度和土壤容积含水量, C 为土壤容积比热, ρ_w 为液态水的密度, H_s 和 W_s 分别为土壤热量通量和水的输送通量, 可以写成

$$H_s = \lambda \frac{\partial T_s}{\partial z}, \quad (9)$$

$$W_s = K_\eta \rho_w \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z}, \quad (10)$$

其中 λ 和 K_η 分别为土壤热传导率和土壤水利传导系数; ψ 为土壤水势, 它和土壤容积含水量 η 之间存在着——对应关系, $\psi = \psi(\eta)$; 详细的土壤方案见文献[10]。

大气-土壤模式的耦合条件为界面上各通量守恒。

第一耦合条件为界面上热量通量守恒:

$$R_n + H_o + E_L + (H_s)_g = 0, \quad (11)$$

R_n 为净辐射通量密度。

$$R_n = S_0(1 - A) \sin h_\odot P_m^{\text{csc } h_\odot} - F_\uparrow + F_\downarrow, \quad (12)$$

式中 S_0 为太阳常数, A 为反射率, $h_{\odot}$ 为太阳高度角, P_m 为大气透射率, $F_{\uparrow}$ 和 $F_{\downarrow}$ 分别为向上和向下的长波辐射通量密度, 可由本模式的辐射方案给出。

H_a 和 E_L 分别为显热通量和潜热通量。

$$H_a = \rho c_p \overline{w'\theta'}, \quad (13)$$

$$E_L = L \rho \overline{w'q'_v}, \quad (14)$$

$(H_s)_g$ 为地表土壤热通量, 可由本模式的土壤模式给出。

第二耦合条件为界面上水 (汽、液) 通量守恒:

$$(W_s)_g = \begin{cases} \overline{\rho w'q'_v} & \text{地表不饱和,} \\ \overline{\rho w'q'_v} + \overline{\rho w'q'_w} & \text{地表饱和.} \end{cases} \quad (15)$$

利用公式(10)可以确定地表土壤水势 ψ_g ,

$$\psi_g = \psi_{g-1} + (z_g - z_{g-1}) \cdot [(W_s)_g / (K_{\eta})_g \rho_w - 1]. \quad (16)$$

相对湿度 h 和土壤水势 ψ 之间的关系可由下列方程^[11]给出, 地表相对湿度可表示为

$$h_g = \exp[-g\psi_g(\eta) / R_v T_g]. \quad (17)$$

当地表不饱和时, 地表比湿 q_{vg} 为

$$q_{vg} = h_g \cdot q_s(T_g), \quad (18)$$

当地表处于饱和或过饱和时, 地表比湿 q_{vg} 和地表液态水含量 q_{wg} 分别为

$$q_{vg} = q_s(T_g), \quad (19)$$

$$q_{wg} = (h_g - 1) \cdot q_s(T_g). \quad (20)$$

在垂直方向上, 采用交替网格, 模式顶为 2000 m, 模式底为土壤深处 1 m, 大气模式共分 35×2 层, 土壤模式共分 15×2 层。模式的上下边界条件为

$$\begin{cases} Z = 2000 \text{ m}, & \bar{u} = u_g, \quad \bar{v} = v_g, \quad \partial \bar{\theta} / \partial z = 0, \quad \partial \bar{q}_v / \partial z = 0, \\ Z = Z_0, & \bar{u} = 0, \quad \bar{v} = 0, \\ Z = -1 \text{ m}, & T_s = \text{常数}, \quad \eta = \text{常数}. \end{cases} \quad (21)$$

三、资料的选取

我们选取了 1985 年 12 月 25 日在成都双流机场观测到的一次辐射雾过程。有关这次雾过程的宏微观结构, 文献[4]中已作了详尽的分析, 为我们的模拟提供了可靠的对比事实。

我们将系留气球观测到的边界层风、温、湿场资料作为模式的初始场。由于系留气球只给出了 500 m 以下的详细资料, 500 m 以上的风、温、湿场是根据 850 hPa 等压面图和 500 m 以下的资料插值推算而得到的。模拟从 24 日 18:00 开始一直积分到 25 日中午 12:00。

由于缺乏适当的加密资料, 我们只能从常规天气图上 (12 月 24 日 20 时) 获取地转风值, 并假设为正压大气。

四、模拟结果分析

图 1 和图 2 分别描绘了实测与模拟的风温场分布情况。由图 1 可以看出，风速最大值及其所出现的高度实测与模拟都很接近，特别是雾形成前（大约 03 时）50 m 以下风速的变化趋势实测与模拟是非常一致的。在这一阶段低层风速较小，这是辐射雾形成的有利条件。雾形成后风速都有所增大，湍流交换加强，有利于雾的增厚和发展。模拟风场与实际风场的差异主要表现在急流区实际风的递减要比模拟风速减得快，造成这一差异的原因主要是由于我们不能正确地确定地转风值，并且采用的是正压模式。而实际上在模拟边界层风场变化时，正确确定地转风垂直廓线是非常重要的，特别是对一维模式来说更是如此，换句话说，斜压性对边界层急流的影响是很重要的。

由图 2 看出，逆温层的生消与发展，模拟与实测基本一致。前几个小时地表气温降低很快，逆温层迅速形成并加强。由此看出，这一阶段地表的长波辐射冷却起主要作用。而湍流交换作用是次要的。图 3 中 8 m 处湍流交换系数在前几小时内较小可以证

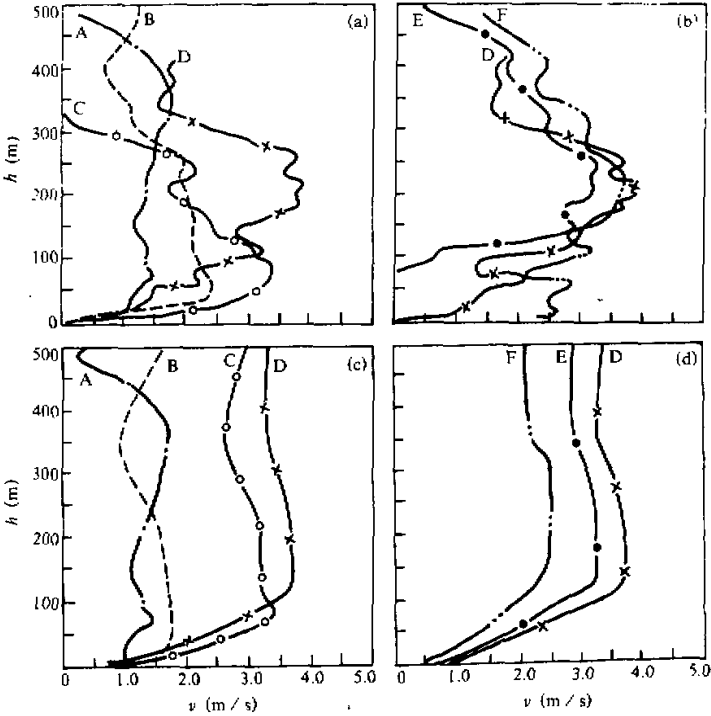


图 1 各时刻实测风廓线和模拟风廓线

(a), (b): 实测风廓线; (c), (d): 模拟风廓线

A: 18:00, B: 22:00, C: 04:00, D: 06:00, E: 08:00, F: 10:00

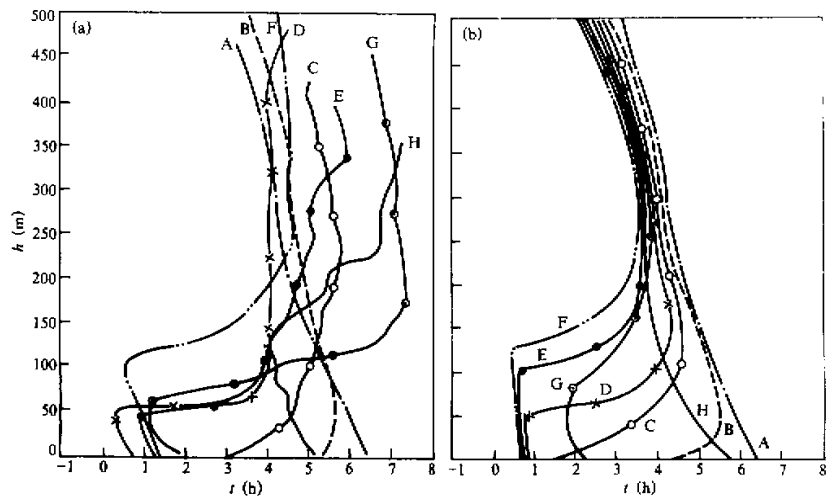


图 2 各时刻实测温度廓线和模拟温度廓线

(a) 实测风廓线; (b) 模拟风廓线

A: 18:00, B: 22:00, C: 02:00, D: 04:00, E: 06:00, F: 08:00, G: 10:00, H: 12:00

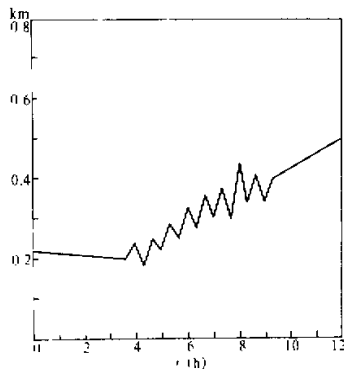


图 3 8 m 处湍流交换系数随时间的变化曲线

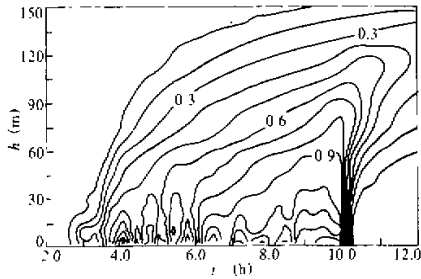


图 4 雾中液态水含量的时空变化

明这一点。由于逆温层内湍流交换较弱,水汽不易向上输送,于是在近地层内聚集了大量的水汽,这为近地层首先达到饱和提供了充分的物质基础。

从图 4 看出,大约在 2:30 左右,近地层首先达到饱和并出现凝结现象。由于低层水汽凝结放出的潜热弥补了长波辐射造成的冷却,使地表降温逐渐停止使逆温层减弱并抬升。大气的湍流交换作用逐渐增强,使近地层丰富的水汽得以向上输送,雾层逐渐向上扩展,从而有更多的水汽凝结成雾滴。大量释放的潜热导致雾层内湍流交换作用进一步增强,继而水汽又得以向上输送。这一正反馈过程使得雾层迅速增厚。由图 4 可以看到雾层从 03 时左右开始形成到 06 时迅速增厚到 120 m。结合图 3 中 04 时以后湍流交换系数增大以及图 1 中雾形成后低层风速加大的事实可以说明在辐射雾的发展阶段湍流的输送作用比辐射冷却作用更加重要。06 时以后雾层的发展渐渐趋于稳定表明此时各种过程处于相对平衡阶段。根据模拟结果,雾层达到最大高度 145 m 左右,雾中最大液态水含量约为 1.45 g/kg。出现在

10 m 高度附近, 这与实测值也比较接近。

日出后, 随着太阳短波辐射的增强, 地表温度渐渐升高, 地面附近雾层迅速消散, 雾层被抬升。模拟中我们发现雾层被抬升后, 在低层形成一混合层, 在高处可形成层云。在实际观测中也发现在雾层消散时出现短暂的层云过程。

图 4 雾中液态水含量在 30 m 以下存在着相当明显的准周期振荡变化现象。图 5a 为实测 1 m 和 8 m 两高度处液态水含量随时间的变化, 图 5b 是模拟 6 个高度上液态水含量随时间的变化。可以看到在雾的低层存在着明显的振荡现象, 振荡周期大约在 20—40 min。模拟结果还表明这种振荡的振幅随高度的减弱比较明显。这种振荡的出现我们认为是由边界层中湍流涡旋的涨落而引起的。图 3 中雾形成后 8 m 高度上湍流交换系数随时间的变化出现振荡变化也清楚地表明了这一点。我们认为雾形成后凝结潜热的释放是造成雾中湍流涨落发展的主要原因, 因为潜热释放会使局部温度升高, 促使湍流暴发, 湍流交换加强, 湍流交换的结果一方面使逆温层顶的热量下传, 另一方面使低层水汽上传。当下传热量占优时, 凝结减少, 液态水含量降低。当上传水汽过程占优时, 凝结增加, 液态水含量增加, 雾层变浓。这种作用在低层最为明显。因此辐射雾的发展并不是均匀的, 而是随着湍流的涨落呈现准周期振荡变化。

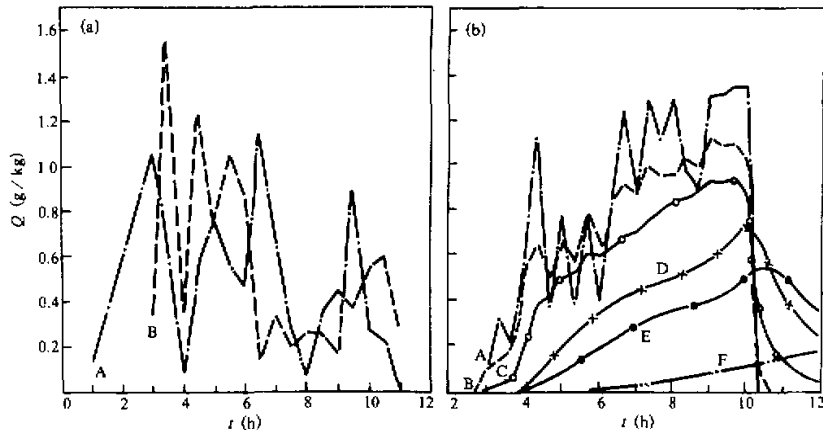


图 5 各高度上液态水含量随时间的变化

(a) 实测曲线, A: 1 m, B: 8 m; (b) 模拟曲线, A: 1 m, B: 20 m, C: 50 m,
D: 87 m, E: 105 m, F: 145 m

比较图 5a、5b 两图可以发现, 虽然我们成功地模拟出了这种振荡变化, 但其振荡变化规律与实际观测相比还存在一定的差异, 需要进一步的研究。

五、结 论

本文利用一维边界层雾模式模拟研究了辐射雾形成、发展和消散过程以及辐射雾发展过程中的一些重要特点。模式的模拟结果和观测事实基本一致。

模拟表明, 太阳落山后, 低层水汽含量丰富, 微风及逆温层的存在是辐射雾形成的

有利条件。辐射雾开始形成时,辐射冷却起主导作用,湍流的发展被抑制。随着近地层雾的形成,凝结潜热的释放,使低层稳定度减小,湍流输送加强,使低层水汽加速向上输送,导致雾层得以迅速发展。这时湍流交换作用加强是辐射雾迅速发展的重要条件。因此辐射雾的形成、发展与辐射场、湍流场的相互作用密切相关。辐射冷却是雾形成的先决条件,而湍流则对雾形成后的发展有非常重要的影响。

模拟还表明雾中一些特征参量呈现振荡变化,比如雾中液态水含量,这与实际观测是一致的。出现振荡的原因我们认为是由雾中湍流的涨落造成的,而这种涨落可能和雾中凝结潜热的释放相关。

参 考 文 献

- [1] Rodhe, B., 1962, The effect of turbulence on fog formation, *Tellus*, **14**, 49-86.
- [2] Lala, G.G. et al., 1982, Mechanisms of radiation fog formation on four consecutive nights, *Preprints Conf. Cloud Physics*, Chicago, Amer. Meteor. Soc., 9-11.
- [3] Gerber, H.E., 1981, Microstructure of a radiation fog, *J. Atmos. Sci.*, **30**, 801-812.
- [4] 蒋瑞宾等, 1989, 辐射雾的宏微观结构分析, *北京气象学院学报*, No.1, 42-47.
- [5] McDonald, J.E., 1963, The saturation adjustment in numerical modeling of fog, *J. Atmos. Sci.*, **20**, 476-478.
- [6] Garratt, J.R., 1981, Radiation cooling effects within and above the nocturnal boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 2730-2746.
- [7] 张福深等, 1987, 地面辐射雾和低层云对夜间边界层影响的数值模拟研究, *大气科学*, **11**(2), 128-137.
- [8] Zhu Ping et al., 1992, A numerical study of second-order turbulent moments in the stably stratified nocturnal boundary layer, *Advances in Atmos. Sci.*, **9**(2), 201-212.
- [9] Zhang Dalin, 1982, A high-resolution model of planetary boundary layer — sensitivity tests and comparisons with SESAME-29 data, *J. Geophys. Meteor.*, **21**, 1594-1609.
- [10] McCumber, M.C., 1981, Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model, *J. Geophys. Meteor.*, **86**, 9929-9938.
- [11] Philip, J., et al., 1957, Moisture movement in porous materials under temperature gradients, *Trans. Am. Geophys. Union*, **38**, 222-232.

Numerical Study of Oscillation Phenomena in Radiation Fogs

Zhu Ping and Jiang Ruibin

(Beijing Meteorological College, Beijing 100081)

Abstract

A one-dimensional second-order closure PBL model coupled with soil model is applied to simulate the formation, development and dissipation of radiation fog. The results show that the interaction between turbulent field and radiative field plays a very important role in the formation and development of radiation fog. The simulation also shows a series of pronounced oscillation in some fog parameters such as the liquid water content. These oscillations may be related to the fluctuation of turbulent eddy in fogs. The results are in qualitative agreement with the observation.

Key words: radiation fog; quasi-periodic oscillation; turbulence atmospheric boundary layer.