

二维平流辐射雾的数值模拟

孙旭东* 徐华英 李桂忱 黄美元

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

本文采用二维非定常数值模式,模拟了大气边界层内辐射雾、平流辐射雾和在海陆交界处的平流辐射雾的形成、演变规律,研究了雾发展过程中湍流-辐射作用及风场、水汽平流和海陆风环流对雾发展影响的特点.模拟计算结果得出湍流-辐射作用是雾发展变化的主要物理因子.大气边界层风场及风场环流和水汽的平流输送对在不同地点、时刻雾的发展和强度变化也有重要的影响.

关键词: 辐射雾; 平流雾; 数值模拟.

一、引 言

雾是发生在大气边界层中近地层的重要物理现象,它是由大气辐射、大气湍流、云雾物理等物理过程的综合产物.它严重地降低了大气能见度,对航空、航海及陆地交通运输都有很大的危害性.

自60年代开始,Estoque等^[1]建立了大气边界层的数值模式后,雾的数值模拟工作相继开展起来.一些学者如Forkel^[2],Roach^[3],Barker^[4]和Brown^[5]等从不同的角度完善和发展了雾的模式.所建立的模式能基本模拟出雾生成和发展的特点,与观测结果也比较符合.

为进一步研究平流辐射雾的物理机制,了解雾形成和发展中不同因子的重要性,为预报雾和局地消雾提供可靠的理论依据,本文建立了二维平流辐射雾的模式来研究雾的发生发展和减弱,并讨论了各种物理过程的作用.

二、雾及低层云模式

模式的基本方程采用二维时变方程.

1. 运动方程

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + w \frac{\partial u}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f v - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + k_x \frac{\partial^2 u}{\partial x^2}, \quad (1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + w \frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) + f(u_g - u) + k_x \frac{\partial^2 v}{\partial x^2}, \quad (2)$$

1989年9月2日收到,1990年5月28日收到修改稿.

* 现在在陕西省气象科学研究所工作.

2. 湍流能量方程

$$\frac{\partial E}{\partial t} + u \frac{\partial E}{\partial x} + w \frac{\partial E}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial E}{\partial z} \right) + k_g \left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial z} \right)^2 \right] - \frac{\varepsilon}{T} k_a \frac{\partial \theta}{\partial z} - c_e \frac{E^{\frac{3}{2}}}{l} + k_v \frac{\partial^2 E}{\partial x^2} . \quad (3)$$

式中

$$k_z = a l \sqrt{E} , \quad l = \frac{k_0 (z + z_0)}{1 + \frac{k_0 (z + z_0)}{\lambda}} , \quad \lambda = \frac{27 u_g \times 10^{-5}}{f} .$$

方程右边第二项为湍能机械动力产生项, 第三项为热力作用项, 第四项为湍能耗散项, l 为湍流混合长度, 这里用 Blackadar 公式, 取

$$k_g = k_Q = k_z , \quad a = 0.4 , \quad c_e = a^2 , \quad k_v = 500 \text{ m}^2 / \text{s} .$$

3. 连续方程

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 . \quad (4)$$

4. 位温方程

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + u \frac{\partial Q}{\partial x} + w \frac{\partial Q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial Q}{\partial z} \right) - \frac{1}{c_p \rho} \frac{\partial (F_N + F_{N_s})}{\partial z} + \frac{L}{c_p} \varepsilon + k_v \frac{\partial^2 Q}{\partial x^2} . \quad (5)$$

5. 水汽比湿方程

$$\frac{\partial q}{\partial t} + u \frac{\partial q}{\partial x} + w \frac{\partial q}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial q}{\partial z} \right) - \varepsilon + k_v \frac{\partial^2 q}{\partial x^2} . \quad (6)$$

6. 液态含水量方程

$$\frac{\partial w_l}{\partial t} + u \frac{\partial w_l}{\partial x} + w \frac{\partial w_l}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial w_l}{\partial z} \right) + \overline{V_r} \frac{\partial w_l}{\partial z} + \varepsilon + k_v \frac{\partial^2 w_l}{\partial x^2} . \quad (7)$$

7. 土壤热传导方程

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial z_s^2} . \quad (8)$$

8. 地面能量平衡方程

$$k_s \rho_s C_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s} - F_N - F_{N_s} + L K_z \rho \frac{\partial q}{\partial z} + k_z \rho C_p \frac{\partial Q}{\partial z} \Big|_{z=0, z_s=0} = 0 . \quad (9)$$

9. 长波辐射传输方程

$$F_N(z) = (B(T_{z_{\text{top}}}) - \tilde{B})(z_{\text{top}}, z) - \int_0^{z_{\text{top}}} \tau(z', z) dB(T_{z'}) . \quad (10)$$

10. 太阳短波辐射传输方程

$$F_{NS}(z) = F_N^\uparrow(z_0)\tau^s(z_0, z) - F_N^\downarrow(z_0) \cdot \tau^s(z_0, z). \quad (11)$$

上述方程组中 u, v, w 分别为 x, y, z 方向的风速分量; k_x, k_z 分别为水平和垂直扩散系数, k_z 取作常量; f 为科里奥利参数, 取 $9.4 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$; θ, q, w_e 分别为位温、水汽比湿和液态含水量; E, k_e, l, z_0 分别为湍流脉动能量、湍能扩散系数、混合长度及粗糙度; $\varepsilon, \overline{V}_T$ 分别为水汽凝结量及群滴下降末速; ξ 和 T_s 分别为土壤深度和土壤温度; c_p, ρ 分别为空气的定压比热 ($1004 \text{ J/kg} \cdot \text{K}$) 和空气密度 (1.28 kg/m^3); F_N, F_{NS} 分别为净辐射长波和短波通量; τ 为辐射透过率。

在运动方程中的气压梯度力项是根据静力平衡假设和边界层顶满足地转风关系用位温梯度表示, 具体求解公式为

$$\frac{du}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) + f v + g \theta \int_z^{z_x} \frac{1}{\theta^2} \frac{\partial \theta}{\partial x} dz, \quad (12)$$

$$\frac{dv}{dt} = \frac{\partial}{\partial z} \left(k_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) + f (u_g - u). \quad (13)$$

垂直运动速度是由连续方程求积分的方法计算的。雾滴群滴下落速度 $\overline{V}_T$ 由雾滴谱分布 $n(r)dr$ 取质量加权平均求得

$$\overline{V}_T = - \frac{\int_0^\infty n(r) r^3 V_T dr}{\int_0^\infty r^3 n(r) dr} = - \frac{42 C w^{\frac{2}{3}}}{(80\pi N)^{\frac{2}{3}}}.$$

设雾滴谱分布为

$$n(r)dr = \left(\frac{40\pi N^2}{w_l} \right) r^2 e^{-\left(\frac{80\pi N}{w} \right)^{\frac{1}{3}}} dr,$$

其中 N 为雾滴总浓度, 这里取做常数。单个雾滴下降末速为 $V_T = Cr^2$, C 由斯托克斯公式确定。 $N = 150 \text{ 个/cm}^3$; $C = 1.2 \times 10^6 \text{ cm}^{-1} \text{ s}^{-1}$ 。

长波辐射传输方程的计算采用 Roach^[6] 提出的方案为基础, 将长波分成 5 个波段, 考虑水汽转动, 连续吸收带和水滴吸收带的作用, 求出各谱段上总的透过率, 从而解出各高度上的辐射通量。

对太阳短波辐射的处理, 考虑了太阳天顶角的变化, 大气分子的散射和气体对太阳辐射的吸收用 Mahrer^[7] 的经验公式来计算。液水对太阳辐射的吸收作用的计算方法参见文献 [8]。

模式假定空气达到饱和即发生凝结, 形成雾滴, 雾滴在不饱和的空气中发生蒸发, 故凝结量的近似值可用下面公式表示

$$\varepsilon = \frac{q^* - q_s(T^*)}{1 + \frac{L}{C_p} \left(\frac{\partial q_s(T)}{\partial T} \right)_T},$$

其中 $*$ 表示上一时刻的值, 这样用迭代法即可将 ε 解出。

方程的边界条件取法由下面给出

在地面 $z=0$, $u=v=w$, $\frac{\partial E}{\partial z}=0$, $q=q_s(T_0)R$, R 为相对湿度.

地面温度由地面热量平衡方程决定, 土壤层底边界 $\zeta=1\text{m}$ 处温度不随时间变化.

在 $x=0$ 的左侧上风边界条件, 用一维时变方程确定各物理量的值. $x=x_i$ 的右侧下风边界, 用辐射边界条件

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + C_r \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0,$$

C_r 按 Miller^[9] 的方法确定.

方程的初始条件在边界层内风速随高度取埃克曼螺旋线分布, 初始时湍能向上随高度减少. 温、湿初始条件根据所要模拟的辐射雾、平流辐射雾、海陆平流辐射雾的不同特性而给出.

计算方法采用全隐式交替方向分裂法计算, 时间步长为 120 s, 计算区域水平方向为 50 km, 垂直方向为 1235 m, 水平方向取 50 个网格点, 垂直方向为 14 个网格点.

方程组经初始化处理以保持数值计算的合理性.

三、模拟结果分析讨论

1. 辐射冷却雾的数值模拟

下面给出一次典型的辐射冷却雾的演变过程数值模拟并讨论分析其特性和物理机制.

(1) 个例演变过程

模拟开始时间为 19:00, 根据这时的大气辐射和热力特性温度层结取为中性层结, 初始湿度曲线参考了中国科学院大气物理研究所北郊气象塔有雾日的观测值给出 (见表 1).

表 1 初始时刻各网格点高度上相对湿度值

高度 m	0	1	9	15	32	47	65	80	120	295	470	680	932	1235
相对湿度 %	83	85	98	95	90	86	69	63	60	55	51	50	49	48

初始时, 雾尚未形成, 地面和大气的晴空长波辐射通量比较大, 长波辐射通量从地面附近的 $62\text{W}/\text{m}^2$ 向上稍有增加, 大气长波辐射冷却率 $C_R = -\frac{1}{\rho C_p} \cdot \frac{dF_N}{dz}$ 在最初 3 小时内的平均值为 $0.36\text{ }^\circ\text{C}/\text{h}$, 而在这段时间内地面平均冷却率为 $0.93\text{ }^\circ\text{C}/\text{h}$. 由于地面的长波辐射产生较强的冷却作用导致近地层附近形成逆温. 湍流扩散系数最大值位于 32m 高度处, 图 1(a) 为模拟了 3 小时后在水平方向 25km 处 (模拟水平方向中部) 各物理量随高度的分布曲线, 这时雾尚未形成, 地面处于不断辐射降温的情形. 随着模拟时间的增加, 地面和大气通过辐射冷却继续降温, 逆温层不断加厚向上发展. 相应空气相对湿度增加以致水汽达到饱和而发生凝结形成雾. 雾的形成时间在 23:30 左右. 图

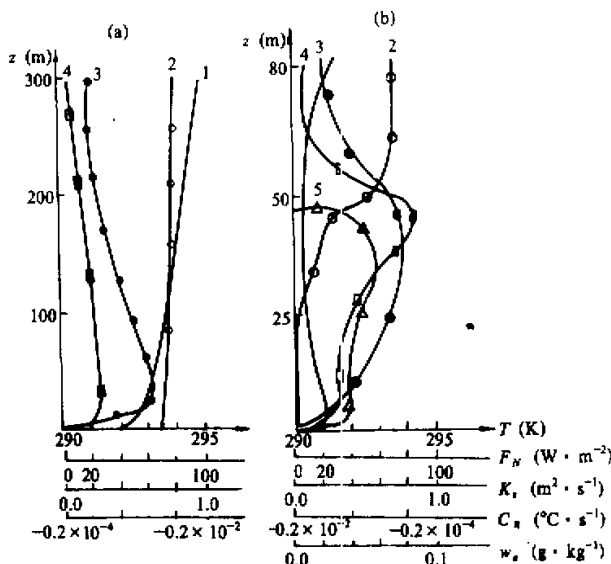


图1 辐射雾各物理量随高度分布曲线

(a) $t=22:00$, (b) $t=05:00$

1 —— 位温 T , 2 —— 长波辐射通量 F_N , 3 —— 垂直湍流交换系数 K_z ,
4 —— 长波辐射冷却率 C_R , 5 —— 液态水含量 W_c)

1(b)为雾形成后在05:00各物理量随高度的分布。从图中可看出,在雾中各物理量与无雾时的分布有很大区别,首先在雾中长波辐射通量很小,约为无雾时的1/10,这是由于水滴对大气红外辐射有强烈的吸收作用,而在雾顶附近长波辐射通量形成较强的梯度使该处出现冷却率很大的峰值,Roach^[3]和Oliver^[8]都计算模拟出这一结果并在观测中得到证实。本模式雾顶冷却率的计算值为 $7.2^{\circ}\text{C}/\text{h}$,由此引起位温分布在雾顶附近出现低值。另外雾形成后湍流系数在雾顶附近达到最大值,雾顶高度从02:30的15m抬升到05:00的47m。雾中液态含水量的分布比较均匀,垂直变化不太大,约为 0.3 g/kg 左右。模式假设从早晨6时出现太阳辐射,开始因太阳高度角低而短波辐射强度不强,随太阳高度角的变化其强度很快增大,地面和雾被加热增温,在日出的2小时内,地面平均增温率为 $0.5^{\circ}\text{C}/\text{h}$,雾吸收太阳辐射的最大增温率为 $0.072^{\circ}\text{C}/\text{h}$,地面增温率比雾中要高得多,在雾的中上层,太阳辐射对大气的增温率没有大气长波冷却率大,所以,在雾的中上部仍在辐射冷却使雾继续上升至80m。而在雾的下层靠近地面附近,太阳辐射作用使低层雾减弱以致消失,雾底逐渐抬升向层云转化。

(2) 辐射和湍流过程在雾和低层云发展中的作用

在雾形成后,由于雾滴吸收长波辐射的特性,在雾顶附近强烈的辐射冷却区使雾顶附近的位温降低,从图1可看出,自雾形成后,在雾顶以下,位温自地面向上随高度稍有降低,出现弱不稳定层结;而在雾顶以上,位温随高度增高,为稳定层结。从位温方程和湍能方程可看出,位温梯度的这种分布将导致位温湍流混合在雾顶附近加强,由于湍流混合的作用使雾顶上部稳定区域的位温降低,稳定层结逐渐减弱,而使雾顶上部的

大气冷却水汽达到饱和产生凝结. 在雾顶下部大气处于弱不稳定状态, 湍流扩散系数比未形成雾时有所增大而有利于上升运动.

为表明雾滴的辐射作用对雾发展的影响, 这里模拟了不考虑雾滴的长波辐射冷却效应与保留该作用的个例进行比较, 计算结果列于表 2.

表 2 雾顶高度演变对比

时间 t (h) 雾顶高度 (m)	2.5	5	7.5	9.6
有雾滴辐射	1	32	80	120
无雾滴辐射	1	15	15	15

由表 2 可见雾滴辐射对雾顶抬升起着重要作用. 所以, 导致雾向上发展的物理机制是辐射和湍流共同作用的结果, 即雾滴吸收长波辐射造成雾顶辐射冷却率增大, 使湍流混合在雾顶最强, 导致雾顶上部的稳定区域逐步被破坏, 水汽冷却趋向饱和凝结成雾. 雾向上发展, 而又产生新的辐射冷却……, 这种过程一直作用下去, 直至上层水汽较少并且湍流强度较弱雾不能继续向上发展为止.

(3) 太阳短波辐射和大气长波辐射对雾和低层云影响的比较

这里讨论一下雾吸收长波辐射和短波辐射的不同之处和特性, 在不同雾滴液态含水量下, 雾滴吸收长波辐射和短波辐射的平均路径长度为 $L' = \frac{1}{\alpha_l w_c}$ 和 $L^s = \frac{1}{\alpha_s w_c}$. 其中 α_l, α_s 为液态水吸收长波和短波的平均吸收系数. 表 3 给出了雾中长短波辐射传输路径长度的比较结果, 可以看出, 单位辐射量在雾中通过的路径长度短波约几千米而长波要小 2 个量级左右, 说明雾中长波辐射的穿透能力比短波弱得多.

表 3 雾中辐射路径长度比较

	平均液含水量 $\tilde{w}_l$ (g/kg)	直接太阳辐射 $\alpha_s = 1.5m^{-1}$ $L^s(m)$	长波辐射(窗区) (8.5-12 μm) $\alpha_l = 180m^{-1}$ $L^l(m)$	长波辐射(窗外) (12-18 μm) $\alpha_l = 600m^{-1}$ $L^l(m)$
轻雾	0.05	12500	111	33
	0.1	6250	55	16.6
浓雾	0.2	3125	27	8.3
	0.3	2083	18	5.5
	0.5	1250	11	3.3

正是由于雾滴对长短波吸收的不同特性, 故在雾中长短波的冷却率和加热率的垂直分布区别是比较大的. 长波辐射在雾顶出现冷却率极大值, 而短波在雾中的加热率比较均匀. 所以, 在白天太阳辐射对雾顶和层云顶的加热率一般抵消不掉长波冷却率, 从而使雾继续向上发展. 而在中低层, 太阳辐射使地面升温, 通过湍流输送使雾的底层增温, 导致雾滴蒸发趋于消散而出现日出后雾先从底部消散或者雾底抬升形成层云.

2. 陆地平流辐射雾的数值模拟

(1) 个例演变过程

对平流辐射雾的数值模拟, 考虑暖湿气团流入后造成在水平方向温湿分布不均匀的

情况. 模拟区域左边界有暖湿平流流入, 初始时刻, 模拟区域左边 20km 内水平方向温度均匀, 20 km 向右温度沿水平方向, 从 $1^{\circ}\text{C}/10\text{km}$ 梯度线性减少, 至右边界 50 km 处减少 3°C , 即模拟区域左边为暖区, 右边界及其附近为冷区.

位温随高度的变化考虑暖湿空气流入后产生逆温, 取

$$T_{L,k} = \frac{295 - T_{L,0}}{8} K + T_{L,0} \quad (1 \leq K \leq 8).$$

式中 K 为垂直网格点数, $K=8$ 以上的高度, 位温随高度不变. 初始时, 相对湿度分布取 $r_i = 0.96 - 0.002I$, I 为水平网格点数, 垂直方向水汽分布与辐射雾相同.

下面简单描述一下秋季在平坦地面生成的夜间平流辐射雾的数值模拟个例. 在辐射雾中讨论过的雾的基本特性完全适用于平流雾. 为使过程模拟更符合物理意义, 将初始风场、湍流场作动力初始化处理.

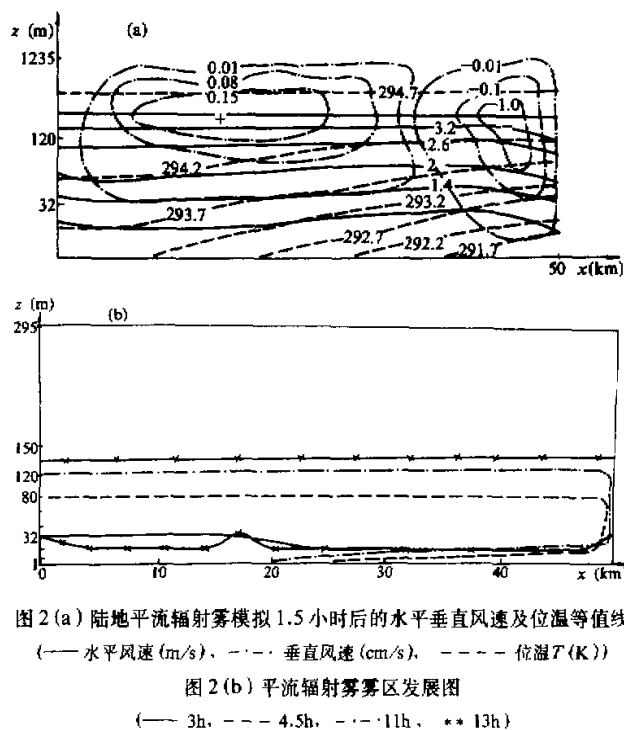


图 2(a) 陆地平流辐射雾模拟 1.5 小时后的水平垂直风速及位温等值线
(—— 水平风速 (m/s), - - - 垂直风速 (cm/s), ····· 位温 T (K))

图 2(b) 平流辐射雾雾区发展图

(—— 3h, - - - 4.5h, - · - 11h, ** 13h)

模拟时段为 19:00 至次日 08:00, 盛行风为 3m/s . 由于存在水平温差, 故产生热力环流. 图 2(a) 为模拟 1.5 小时后水平、垂直风场和位温分布图, 可看出在暖区出现上升运动, 冷区出现下沉运动, 同时冷区逆温较强. 由于在暖区相对湿度大, 故雾在模拟 3 小时后首先在暖区生成, 随后, 雾不断向上并向冷区发展, 到了 4.5 小时后, 雾就在冷区全部发展起来 (见图 2(b)). 雾发展最强盛时雾的含水量为 0.5g/kg , 同时湍流系数在暖区的值要大于冷区. 下面具体讨论雾的强度分布与水平风场、温度场的关系.

(2) 盛行风强度对平流雾发展影响的数值试验

为模拟边界层顶盛行风场(盛行风)对雾发展的强度、高度和生成时间的影响,在其它条件不变的情况下,改变盛行风风速值的大小,见表4.可以看出,当盛行风很小时,雾生成的时间早,但盛行风很大时,也有利于雾早生成.这是因为风很小时(1 m/s),湍流扩散强度比较弱,在模式中垂直湍流扩散系数在近地层的计算值量级为 $10^{-2}\text{ m}^2/\text{s}$,导致在低层的水汽不易扩散上去,造成大气低层高湿低温,易于使水汽达到饱和产生凝结.随着盛行风的增大,湍流扩散加强,垂直湍流扩散系数在 47 m 高度上达最大值为 $0.8\text{ m}^2/\text{s}$ ($V_{\text{风}}=3\text{ m/s}$), $1.6\text{ m}^2/\text{s}$ ($V_{\text{风}}=4.5\text{ m/s}$),大气混合强,故雾生成的时间就会推迟.但如果风很大(6 m/s),雾反而比风速适中(3 m/s)要生成的早些,这可能是由于盛行风很大时,当近地层暖湿气流较大时,水平平流输送变得重要起来.

表4 盛行风对平流雾的影响

盛行风速 (m/s)	平流雾生成 时间(h)	模拟 9.6 h 后		
		水平范围(km)	最大雾水含量 (g/kg)	最大垂直高度 (m)
1	4.25	>50	0.5	80
3	6	>50	0.4	120
6	4.9	<50	0.3	295

在不同盛行风下,雾的液态含水量及雾的水平范围也不同. 1 m/s 时雾的含水量在 $9-65\text{ m}$ 的高度上都达到了 0.1 g/kg 以上,并且在冷区达到 0.5 g/kg .而 6 m/s 时,雾中冷区最大含水量只有 0.3 g/kg ,且范围很小.这可能是盛行风大,湍流扩散加强,导致低层水汽、液态水向上输送而使低层雾减弱.这和 Forkel^[2], Barker^[4] 模拟盛行风对雾强度影响所得的结论相同,很多观测结果也证实了这一点.

不同盛行风速下雾能达到的高度可从表4看出,雾发展高度随盛行风增大而增高,原因如上所述,雾发展高度跟湍流输送强度成正比.

(3) 地表面水平温度梯度对雾的强度影响的数值试验

为研究地面水平温度梯度对雾发展强度的影响,取地面温度不同,即左右边界 ΔT 分别为 1°C , 3°C , 6°C ,模拟9.6小时后比较结果,得出的结论是:地表面温度梯度越大,雾在冷区的强度越强.雾的强中心在冷区的原因是水平平流输送水汽到冷区,若冷区温度越低,就越易产生凝结.如果温差较小,则雾的强度较小,在 $\Delta T=6^\circ\text{C}$ 时,雾中含水量最大达到 0.7 g/kg .而 $\Delta T=1^\circ\text{C}$ 时,雾中最大含水量仅为 0.1 g/kg ,且雾区的范围也比温差大的雾区范围小得多(见表5).

表5 地面水平温度梯度对雾的影响

$\Delta T (^\circ\text{C})$	模拟 9.6 h $W_e > 0.1\text{ g/kg}$ 雾区范围
1	12km
3	48km
6	50km

3. 海陆交界处的平流辐射雾的数值模拟

出现在许多沿海地区的平流辐射雾是由于近海地区湿度比较高,并有合适的盛行风

从海面向陆地吹所造成^[10], 下面模拟冬季夜间海陆交界处平流辐射雾的发展规律。

(1) 个例演变过程

模拟区域左边 25 km 为海面, 右边 25 km 为陆地, 模拟开始时间为傍晚 19:00。取海陆初始温度为中性层结, 并设初始时海陆表面无温差, 温度为 $T_0 = 280\text{K}$ 。在海面上相对湿度为 100%, 相对湿度在海陆随高度的分布值见辐射雾的初始相对湿度分布值。由于海水热容量大, 故设夜间海面温度不变, 而陆地则由于长波辐射冷却而不断降温。

随着模拟时间的变化, 夜间陆地地面不断辐射降温, 引起了海陆温度、湿度、风场等在水平及垂直方向上出现差异, 使陆地上空形成了稳定的逆温层。在垂直扩散和水平平流的共同作用下, 逆温层厚度随离海岸距离的增大而升高。当海面水汽在盛行风的作用下, 不断把海上充足的水汽输送到陆地导致水汽凝结产生平流辐射雾。同时, 由于海陆热力作用的不均匀性而产生了陆风环流, 随模拟时间的增加海陆热力差异逐渐增大, 使该环流趋于增强。该环流在近地面的风是由陆地吹向海面, 上层则相反, 使这一中小尺度环流造成在海陆交界附近有一风速辐合上升区, 并叠加在大尺度盛行风背景场上。模拟结果见图 3。

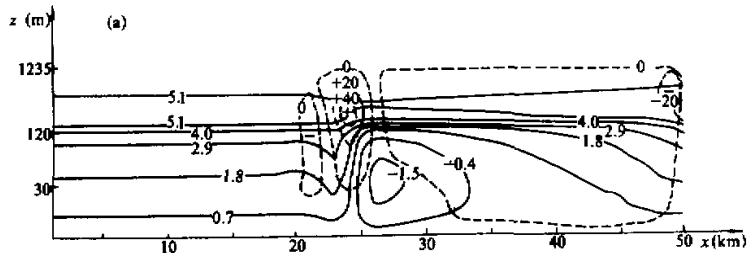


图 3(a) 海陆交界处平流辐射雾模拟 11h 水平、垂直风速等值线

(—— 水平风速 (m/s), - - - - 垂直风速 (cm/s))

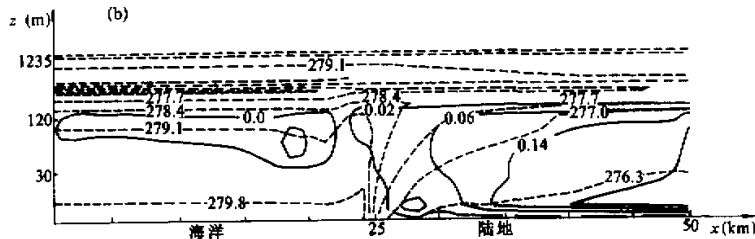


图 3(b) 海陆交界处平流辐射雾模拟 11h 液态水、位温等值线

(—— 液态水含量 (g/kg), - - - - 位温 (K))

(2) 海陆风环流对雾发展的作用

为研究热力环流对雾发展的作用, 在数值试验中, 去掉热力作用对风场的影响, 即无陆风环流。其它条件不变, 与有该项作用的模式进行比较。图 4 为模拟 9.6 小时后两者雾强的比较, 发现有陆风环流存在的比不考虑该项的雾的发展要强, 也就是说陆风环流对雾有促进作用。使雾增强的动力过程可能是由于海陆交界附近产生较强的辐合、把

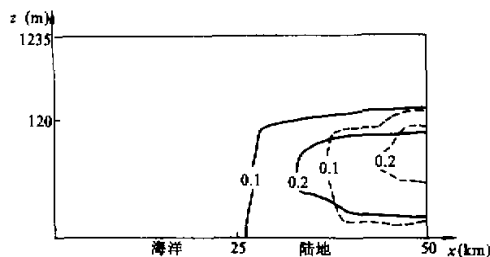


图4 沿海地区雾的含水量(g/kg)分布

(——有海陆风, - - - - - 无海陆风)

海面及低层丰富的水汽带入高层而使在盛行风的作用下,把更多的水汽输送到相对冷湿的陆地上空,使雾不断加厚向上发展,同时由于雾的加厚使陆地低层雾减少蒸发和雾滴的沉降作用而加强。

四、结 语

本文建立了二维边界层雾及低层云模式,模拟了辐射雾、平流辐射雾、海陆交界处的平流辐射雾的生成、发展和消散,主要得出的结论有:

(1) 辐射和湍流的共同作用使雾和低层云向上发展。

(2) 太阳短波辐射能使雾从底层消散或促使雾向层云转变。

(3) 盛行风的大小及地表温度梯度的强度对平流雾的影响很大,盛行风偏大偏小,雾都生成较早,风速适中(3m/s左右),雾生成时间较晚,盛行风大,雾的最大含水量及水平范围小,但雾的垂直高度高,地面水平温差越大,越有利于平流雾在冷区的形成。

(4) 在盛行风从海面向陆地吹时,海陆交界处由于海面充足的水汽及地面大气辐射冷却,易使陆地产生平流辐射雾,陆风环流对雾的发展有一定的促进作用。

参 考 文 献

- [1] Estoque, M.A., 1963, A numerical model of the atmospheric boundary layer, *J. Geophys. Res.*, **68**, 1103 — 1113.
- [2] Forkel, Renate et al., 1984, A one-dimensional numerical study to simulate the influence of soil moisture, pollution and vertical exchange on the evolution of radiation fog, *Beitr. Phys. Atmosph.*, **57**, 72 — 91.
- [3] Roach, W.T. et al., 1976, The physics of radiation fog, 2-D numerical study, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **102**, 335 — 354.
- [4] Barker, Edward H. 1977, A maritime boundary-layer model for the prediction of fog, *Boundary-layer Meteor.*, **11**, 267 — 294.
- [5] Brown, R., 1980, A numerical study of radiation fog with an explicit formation of the microphysics, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 781 — 802.
- [6] Roach, W.T. and A. Skingo, 1979, A high resolution infrared radiative transfer scheme to study the interaction of radiation with cloud, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **105**, 603 — 614.
- [7] Mahrer, Y. and R.A. Pielke, 1977, The effects of topography on sea and land Breezes in a two-dimensional

- numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151 — 1162.
- [8] Oliver, D. A. et al., 1978, The interaction between turbulent and radiative transport in the development fog and low level stratus, *J. Atmos. Sci.*, **35**, 301 — 316.
- [9] Miller, M. J. and A. J. Thorpe, 1981, Radiation conditions for the lateral boundaries of limited area numerical models, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **107**, 615 — 628.
- [10] 周发绣, 1981, 雾, 海洋出版社, 28 — 58.

Two-Dimension Numerical Model of Advection-Radiation Fogs

Sun Xudong, Xu Huaying, Li Guichen and Huang Meiyuan

(*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences*)

Abstract

A two-dimensional, time-depending model has been developed to simulate the formation, evolution and dissipation of advection-radiation fogs in the atmospheric boundary layer. Turbulence, radiation and advection are included in the model.

The result shows that turbulence and radiation are important physical factors in the process of evolution and variation of fogs. The distribution and circulation of wind field in the atmospheric boundary layer, the advection transport of water vapour also have important influence on the above process.

Key Words: Radiation fog ; Advection fog ; Numerical simulation .