

西双版纳地区雾的数值模拟研究^{*}

黄建平 李子华

(南京气象学院, 南京 210044)

黄玉仁 黄玉生

(云南省气象局, 昆明 650034)

摘 要 建立了一个适用于复杂地形上的三维非定常雾模式, 用于研究西双版纳地区雾的生消规律。模式详细考虑了湍流、长短波辐射、凝结、蒸发、重力沉降等影响因子, 特别注意了植被和气溶胶辐射效应对雾的生消的影响。利用本模式对山谷风及雾的生消过程进行了实况模拟, 结果表明, 模式在一定程度上反映了实际情况。

关键词: 西双版纳; 雾; 三维数值模拟; 植被; 气溶胶

1 引言

位于云南省南部的西双版纳地区, 由于其独特的自然地理条件, 秋冬季节经常为浓雾所笼罩。雾严重影响地面能见度, 给交通运输带来极大的危害, 但对生产高质量的茶叶、促进橡胶种植却很有利。近年来, 随着城市的发展和森林的砍伐, 雾有明显减少的趋势。因此, 建立雾的数值模式, 研究该地区雾的生消规律, 对于开展雾的数值预报以及了解雾与生态环境的关系具有重要意义。

自 Fisher^[1]建立雾的数值模式以来, 雾的数值模拟研究得到了迅速发展。最初, Fisher 未考虑辐射冷却的影响, 并假定湍流是高度的函数。而后, Zdunkowski^[2]先后对其进行改进, 考虑了大气辐射冷却的作用, 并将湍流交换系数取为稳定度的函数。较为完善的雾模式是 Brown 和 Roach^[3]建立的, 他们发现了被前人忽略的重力沉降对雾水含量的重要影响。前苏联学者 Буйков 和 Хворостьянов 提出的一维辐射雾模式很有特色^[4], 模式对形成辐射雾的各种物理过程考虑得较为全面, 但它没有考虑短波辐射以及下垫面的影响。Хворостьянов 发展了二维非定常低云和雾的模式^[4], 认为雾的形成主要是气团的平流变性和下垫面的辐射冷却所致。此后, Turton、Peter、Bott^[5~7]等人先后都进行了辐射雾的数值模拟研究。

国内对雾的数值研究始于 80 年代后期。周斌斌^[8]、钱敏伟^[9]、孙旭东和徐华英^[10]、张利民^[11]等都对雾的生消过程进行了数值研究, 得到许多有益的结论。石春娥和李子华^[12]研究了复杂地形上三维雾模式, 从而使雾的模式研究向前迈进了一步。但上述模式均未考虑植被的作用和大气气溶胶的辐射效应。本文建立一个适用于复杂地形上的三维非定常雾模式, 详细考虑湍流、长短波辐射、凝结、蒸发、重力沉降等物理因子, 特别注意了植被和气溶胶质粒的辐射效应对雾的生消的影响。

2 模式设计

2.1 基本方程组

模式采用地形坐标 $z^* = \bar{s}(z - z_g)/(s - z_g)$ ，其中 $\bar{s}$ 为初始模式顶高度， z_g 为地形高度， s 为模式顶高度，而且有 $s = s(t, x, y)$ 。通过坐标变换，得到地形坐标系 (x, y, z^*) 下的控制方程组。

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial t} = & -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w^* \frac{\partial u}{\partial z^*} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{z^* - \bar{s}}{\bar{s}} \frac{\partial z_g}{\partial x} - g \frac{z^*}{s} \frac{\partial s}{\partial x} \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(k_z \frac{\partial u}{\partial z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial u}{\partial y} \right) + f(v - v_g), \end{aligned} \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial v}{\partial t} = & -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w^* \frac{\partial v}{\partial z^*} - \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g \frac{z^* - \bar{s}}{\bar{s}} \frac{\partial z_g}{\partial y} - g \frac{z^*}{s} \frac{\partial s}{\partial y} \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(k_z \frac{\partial v}{\partial z^*} \right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial v}{\partial y} \right) + f(u_g - u), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{s - z_g} \left(u \frac{\partial z_g}{\partial x} + v \frac{\partial z_g}{\partial y} \right) + \frac{1}{s - z_g} \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) = 0, \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial \theta}{\partial t} = & -u \frac{\partial \theta}{\partial x} - v \frac{\partial \theta}{\partial y} - w^* \frac{\partial \theta}{\partial z^*} + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} (k_\theta) \frac{\partial \theta}{\partial z^*} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial \theta}{\partial y} \right) + \left(\frac{\delta \theta}{\delta t} \right) \frac{\bar{s}}{s - z_g} + \frac{LC}{c_p}, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial q}{\partial t} = & -u \frac{\partial q}{\partial x} - v \frac{\partial q}{\partial y} - w^* \frac{\partial q}{\partial z^*} + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_g} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} (k_q) \frac{\partial q}{\partial z^*} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial q}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial q}{\partial y} \right) - c, \end{aligned} \quad (5)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial M}{\partial t} = & -u \frac{\partial M}{\partial x} - v \frac{\partial M}{\partial y} - w^* \frac{\partial M}{\partial z^*} + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_g} \right) \frac{\partial}{\partial z^*} (k_M) \frac{\partial M}{\partial z^*} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_H \frac{\partial M}{\partial x} \right) \\ & + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_H \frac{\partial M}{\partial y} \right) + C + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_g} \right) \frac{\partial G}{\partial z^*}, \end{aligned} \quad (6)$$

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = k_s \frac{\partial^2 T_s}{\partial \xi^2}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z^*} = \frac{s - z_g}{\bar{s}} \frac{g}{\theta}, \quad (8)$$

$$R_s - R_L + \rho L u_* q_* + \rho c_p u_* \theta_* + \rho_s c_s k_s \left. \frac{\partial T_s}{\partial \xi} \right|_{G_c} = 0, \quad (9)$$

$$\left(\frac{\delta \theta}{\delta t} \right)_{\text{rad}} = - \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial (F_{\text{NL}} + F_{\text{NS}})}{\partial z} \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{0.286}, \quad (10)$$

其中地形坐标系下的垂直速度为

$$w^* = \frac{\bar{s}}{s - z_g} w - \frac{z^*}{s - z_g} \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} \right) + \frac{z^* - \bar{s}}{s - z_g} \left(u \frac{\partial z_g}{\partial x} + v \frac{\partial z_g}{\partial y} \right). \tag{11}$$

方程组中 u 、 v 、 w 分别为 x 、 y 、 z 方向上的风速分量， q 比湿， M 液水混合比， θ 位温且 $\theta = T(1000/p)^{0.286}$ ， π 为 Exner 函数且 $\pi = c_p(p/p_0)^{R/c_p}$ ， T_s 土壤温度， F_{NL} 大气净长波辐射通量， F_{NS} 太阳辐射通量， k_z 、 k_θ 、 k_q 、 k_M 分别代表动量、热量、比湿、液水的垂直湍流交换系数， k_H 为水平扩散系数， k_s 为土壤热传导系数， L 为水汽凝结潜热， ρ 为空气密度， c_p 为空气定压比热， G 为雾水质量沉降量， C 为水汽凝结率， f 为地转参数， p 为气压， p_0 为海平面气压， g 为重力加速度， R_s 为地表接收太阳短波辐射， R_L 为地表净长波辐射， u_* 为摩擦速度， q_* 为特征比湿， θ_* 为特征位温， ρ_s 为土壤密度， c_s 为土壤比热， ξ 为地表以下深度坐标，向下为正。

2.2 湍流交换系数的求取

白天采用 O'Brien^[13]公式计算垂直扩散系数 K ，夜间选用 Blackadar^[14]局地扩散模式。假定动量、热量、比湿和液态水的扩散系数相等。考虑到大尺度湍流的扰动影响，以及为了保证模式计算的稳定性，本文采用 Leith 给出的表达式计算水平扩散系数。

2.3 模式顶高 S 和边界层厚度 H 的求取

对方程 (3) 进行积分并取边界条件 $w^*|_{z^*=0}$ 和 $w^*|_{z^*=S} = 0$ ，则可得到模式顶高 S 的计算公式。边界层厚度 H 值采用 Deardorff^[15]给出的公式求取。

2.4 辐射过程的参数化

2.4.1 长波辐射

为了适用于雾层生长，可将 Roach^[16]模式、Rodgers 和 Walshaw 等^[17]模式综合起来使用，即用 Roach 方法计算各波段的大气透射率，再利用 Rodgers 和 Walshaw 方法计算长波辐射通量值。计算时将大气长波辐射分为五个波段，各波段内的吸收物质及有关参数如表 1 所示。

表 1 长波辐射模式中的参数

波段	波长范围 (cm ⁻¹)	a_i	b_i	吸收物质	u_0 (g/cm ²)	n_i	c_i	q_i	r_i	α_i	β_i
1	0~400	8.961×10^{-4}	1.991	H ₂ O	0.00257	0.61	1.92	0	0.8		
2	400~560	4.676×10^{-6}	2.906	H ₂ O	0.1289	0.6	0.33	-4	0.8	1.6	0.25
3	560~800	2.637×10^{-8}	3.889	H ₂ O CO ₂	3.471 0.022	0.6 0.43		-3 0	0.8 0.85	1.35	0.45
4	800~1150	6.119×10^{-12}	5.360	气溶胶, (H ₂ O) ₂						1.13	0.16
5	1150~2050	3.069×10^{-18}	7.884	H ₂ O	0.0661	0.4		-4	0.7	1.3	0.1

各高度各波段内，向上、向下以及净长波辐射通量分别为

$$F_i^\uparrow(z) = B_i(T_0)\tau_i(z,z') + B_i(T_1)[1 - \tau_i(z,z')] + \sum_{j=1}^{M-1} B_i(T_{j+1})[\tau_j(\Delta z_j) - \tau_{j+1}(\Delta z_{j+1})], \tag{12}$$

$$F_i^{\downarrow}(z) = B_i(T_{\text{top}})\tau_i(z, z') + B_i(T_1)[1 - \tau_i(z, z')] + \sum_{j=1}^{i-1} B_i(T_{j+1})[\tau_j(\Delta z_j) - \tau_{j+1}(\Delta z_{j+1})], \quad (13)$$

$$F_{\text{net}} = \sum_{i=1}^5 F_i^{\downarrow}(z) - \sum_{i=1}^5 F_i^{\uparrow}(z), \quad (14)$$

其中 $B_i(T)$ 是温度为 T 的黑体在第 i 个波段内的辐射通量, 可用 Planck 函数求得。

$\tau_i(z, z')$ 是透射率。

在分子带中, 主要考虑水汽和 CO_2 的吸收。水汽和 CO_2 的透射率为

$$\tau_{li}(z, z) = u_{0i}^{n_i} / (u_{0i}^{n_i} + u_i^{n_i} + c_i u_i), \quad (15)$$

其中 $u_i = D u_i^* \left| \frac{z'}{z} \right| (p_i^* \left| \frac{z'}{z} \right| / p_{00})^r$, p_{00} 是海平面气压, n_i 、 c_i 、 u_{0i} 、 r_i 为常数。

在大气窗区内, 不考虑分子带的吸收, 主要考虑双水分子 (H_2O)₂ 的吸收作用, 其透过率为

$$\tau_{2i}(z, z') = \exp \left\{ - \frac{D}{g} \int_z^{z'} [K_1 \varphi_1(T) + 1.608 K_2 \varphi_2(T) X(z'')] X(z'') p(z'') dp(z'') \right\}, \quad (16)$$

式中, $\varphi_1(T) = (263/T)^{-1.5}$, $\varphi_2(T) = (263/T)^{6.5}$, K_1 、 K_2 为系数。

水滴对长波辐射除了具有很强的吸收作用外, 还具有散射作用, 其作用可以通过放大漫射系数来代替。在水滴的吸收作用下, 透过率为

$$\tau_{3i}(z, z') = \exp \left\{ - \frac{\kappa D_i N_A}{Mg} \int_z^{z'} \frac{\delta_i(z'') T}{z''} dz'' \right\}, \quad (17)$$

$$\delta_i(z'') = \int_0^\infty n(r, z'') Q_i(r) \pi r^2 dr, \quad (18)$$

其中 N_A 是阿佛加德罗常数, κ 是波尔兹曼常数, M 为气体的平均分子质量, D_i 是雾滴谱扩散因子, $Q_i(r)$ 是水滴吸收系数。

雾滴谱分布函数 $n(r, z'')$ 采用 Tampieri 给出的 Γ 分布函数, 即 $n(r) = \frac{N}{2r_c^3} r^2 \exp \left(- \frac{r}{r_c} \right)$, 并假定 $n(r)$ 不随高度变化。式中 N 为雾滴数密度, r_c 为峰值半径,

且 $r_c = \left(\frac{W}{80\pi N \rho_w} \right)^{1/3} 10^4$ (μm), 含水量为

$$W = \int_0^\infty \frac{4}{3} \pi r^3 \rho_w n(r) dr.$$

与大气相反, 气溶胶质粒主要在 $8 \sim 12 \mu\text{m}$ (即第 4 波段) 范围内有很强的吸收作用。根据 Van de Hulst^[18] 的近似公式, 单个粒子的有效吸收因子为

$$K_a(r, n_i, \lambda) = (8\pi r / \lambda) \text{Im} [(1 - n^2) / (2 + n^2)], \quad (19)$$

其中 $n = n_r - in_i$ 为复折射指数, Im 表示只取虚部。

气溶胶层的吸收光学厚度为

$$\zeta_a(\lambda) = \iint \pi r^2 K_a(r, n_i, \lambda) N(r, z) dr dz, \quad (20)$$

其中 $N(r, z)$ 为高度 z 处的粒子浓度, $N(r, z) = N_0 \exp(-z/H_p)$, N_0 为地面浓度, H_p 为气溶胶的标高。

因此, 气溶胶质粒对长波辐射 (主要是第四波段) 的透过率为

$$\tau_{a,i}(z, z') = \exp[-\zeta_a(\lambda)].$$

2.4.2 短波辐射

短波辐射模式, 主要考虑水汽和水滴的吸收作用以及空气分子的散射作用, 到达地面的净短波辐射为

$$R_s = \begin{cases} S_0 \cos z (G - A_a)(1 - A_s), & \cos z \geq 0 \\ 0, & \cos z < 0 \end{cases} \quad (21)$$

其中 S_0 为太阳常数, Z 代表太阳天顶角, G 考虑大气的前向散射系数

$$G = 0.485 + 0.515 \left[1.041 - 0.16 \left(\frac{0.000949p + 0.051}{\cos z} \right)^{0.5} \right], \quad (22)$$

A_a 表示水汽和雾滴的综合吸收率, A_s 为地表反射率, $A_a = 1 - (1 - a_v)(1 - a_w)$, a_v 为水汽的吸系数, 且 $a_v = 0.077[h(z)/\cos z]^{0.3}$, $h(z)$ 为水汽的光学厚度, a_w 为水滴对太阳辐射的吸收系数, $a_w = 1 - \exp(\beta \alpha m)$, β 是扩散因子, α 代表水滴对太阳辐射的吸收, m 是水滴的质量。

2.5 重力沉降及凝结订正

2.5.1 重力沉降

雾中含水量只是凝结水量的一小部分, 大部分通过重力沉降到地面, 因此必须考虑雾水的重力沉降作用。重力沉降量 $G = \int_0^\infty \frac{4}{3} \pi r_i^3 \rho_w n(r_i) v(r_i) dr = \bar{V}_T \rho_w W$, 其中 $n(r_i)$ 、 r_i 和 $V(r_i)$ 是雾滴数密度、半径和下降末速度。沉降速度 $v(r_i)$ 由斯托克斯公式 $v(r_i) = 1.202 \times 10^{-2} r_i^2$ 确定, W 和 ρ_w 分别为总雾水含量和水的密度, $\bar{V}_T$ 为雾滴的沉降速度。

2.5.2 凝结订正

假定空气达到饱和后水汽发生凝结, 形成雾滴, 空气不饱和时雾滴发生蒸发。凝结订正采用文献[19]的方法进行调整, 其订正因子为

$$A = \frac{q_0 - q_s}{\frac{L \cdot q_{s0}}{R_d \cdot T_0^2} + \frac{c_p}{L}}, \quad (23)$$

式中 T_0 、 M_0 、 q_0 分别代表调整前的位温、液水混合比和比湿, 而 T 、 M 、 q 分别表示调整后的位温、液水混合比和比湿。采用迭代法求出凝结量。

2.6 植被参数化

下垫面被植被覆盖时, 植被中的热量存贮可忽略不计。采用等温植被参数化方案,

即植被覆盖时, 假定叶面直接覆盖在土壤表面, 用植被冠层顶部的叶面温度作为下垫面温度。

叶面温度可按下面方程求解

$$c_f \frac{\partial T_f}{\partial t} = \sigma_f R_{nf} - H_f - \lambda E_f, \quad (24)$$

其中 c_f 是植被的热容量, 与叶面指数 L_A (根据西双版纳植被的类型, 取 $L_A = 6$) 成比例。根据 Sellers 研究, 取 $c_f = 0.02 L_A c_w$, 其中 c_w 为水的比热。 σ_f 是覆盖因子, 它表示一个网格面积被植被所覆盖的比率。

植被冠层顶部的净辐射为

$$R_{nf} = S(1 - \alpha_f) + R_L^1 + \sigma_g T_g^4 - 2\sigma_f T_f^4, \quad (25)$$

其中 S 为太阳短波辐射, R_L^1 为植被顶部接受来自大气的长波辐射, T_g 、 T_f 分别表示土壤表面和植物冠层顶部的温度。

采用 Deardorff^[20] 公式分别计算植物叶面的感热通量

$$H_f = \bar{\rho} c_p \overline{w''\theta''} = 1.1 L_A \bar{\rho} c_p C_f u_{af} \left(\frac{1000}{p} \right)^{0.286} (T_f - T_{af}) \quad (26)$$

和潜热通量

$$\lambda E_f = L_A \bar{\rho} L_v f' c_f u_{af} (q_s(T_f) - q_{af}), \quad (27)$$

上两式中, C_f 是无量纲系数, 可用下式估算:

$$C_f = 0.01 \left(1 + \frac{0.3}{u_{af}} \right), \quad (u_{af} \text{ 单位为 m/s}) \quad (28)$$

风速 u_{af} 可以用下式计算: $u_{af} = 0.83 c_d^{1/2} u_a$, 式中 u_a 是植被顶面上第一层的风速。 T_{af} 和 q_{af} 分别为植被和大气之间的温度和比湿, 按 Deardorff 方法求取。 f' 表示来自植被的有效蒸腾势比值为

$$f' = 1 - \frac{\delta_w r_s}{r_a + r_s} \left[1 - \left(\frac{W_L}{W_I} \right)^{0.67} \right]. \quad (29)$$

如果出现凝结时, 式中 $\delta_w = 0$, 否则 $\delta_w = 1$; W_L 表示单位叶面积上的雾水沉降量, W_I 是叶面截取雾水的最大贮存量; r_a 、 r_s 分别代表空气阻抗系数和总叶面阻抗系数。

3 边界条件

模式的下边界取为 $u = v = w^* = 0.0$, $q_g = q(2)$, $\left. \frac{\partial M}{\partial z^*} \right|_{z^* = 0.0} = 0.0$ 。下垫面位温

θ 可由辐射平衡方程求得。

上边界条件为 $z^* = s$, 取 $u = u_g$, $v = v_g$, $w^* = 0.0$, $\pi = \pi(\bar{s}) - g(s - \bar{s}) / \theta(\bar{s})$, $\theta = \theta(\bar{s})$, $M = 0.0$, $q = \text{const.}$

n 时刻在 $c-1$ 处差分有

$$\frac{v_{c-1}^n - v_{c-1}^{n-1}}{\Delta t} + \hat{c} \frac{v_{c-1}^{n-1} - v_{c-2}^{n-1}}{\Delta x} = 0,$$

 $n+1$ 时刻在 c 处差分有

$$\frac{v_c^{n+1} - v_c^n}{\Delta t} + \hat{c} \frac{v_c^n - v_{c-1}^n}{\Delta x} = 0,$$

从而得

$$v_c^{n+1} = \frac{v_c^n (v_{c-1}^n - v_{c-2}^{n-1}) - v_{c-1}^n (v_{c-1}^n - v_{c-1}^{n-1})}{v_{c-1}^{n-1} - v_{c-2}^{n-1}}.$$

相应的有 Y 方向的侧边界条件。其中 C 为侧边界点, 对于其他变量, 侧边界条件取 $\frac{\partial \varphi}{\partial x} = \frac{\partial \varphi}{\partial y} = 0$ 。

4 数值算法

4.1 模式网格设计

模式以西双版纳复杂的山谷地形为下垫面, 模拟区域包括景洪市区和热带雨林区, 其真实地形等高线图如图 1 所示。模拟区域植被分布如图 2 所示。模拟区域的水平范围内, x 方向取 19 个格点, y 方向取 24 个格点, 格距为 1 km, 然后等高不等距的向外延伸三个格点, 格距分别为 1.5、2.0、3.0 km; 模式高度取 3 000 m 且不等距分为 19 层, 时间格点为套网格, 时间积分步长为 20 s, 长波辐射冷却率每 10 min 计算一次。

4.2 差分格式及计算处理

本文采用半隐格式的差分方法, 时间偏导数采用向前差分, 平流项采用迎风差分格式, 其他变量的空间微分项采用中央差分, 网格采用交错形式, u 、 v 和 w 在水平方向上错开半个网格距; u 、 v 、 q 和 θ 在垂直方向上错开半个网格距, 这样可以提高精度, 减小由于地形的存在而导致的截断误差。

为保证半隐式格式计算稳定, 采纳 Joes 的意见。在求解每一个变量时, 采用 Matson 格式分两步

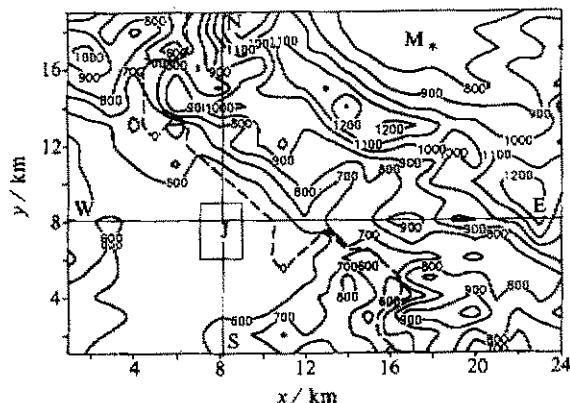


图 1 模拟区域地形等高线图

(直线 WE、NS 分别表示东西及南北剖面图所经过的位置, J 和 M 分别表示量洪和勘养观测点, 折线表示澜沧江)

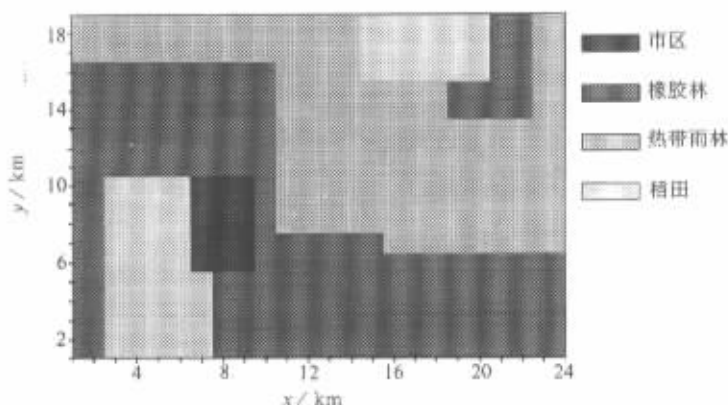


图2 模拟区域植被类型的分布图

来进行: 第一步不考虑扩散项; 第二步考虑扩散项, 并将第一步的结果作为输入量。

5 模拟结果及与实况对比分析

5.1 11月26日雾的物理发展过程(实况)

1997年11月下旬, 在国家自然科学基金的资助下, 课题组在西双版纳地区进行了雾的外场试验。观测点设在景洪市区和郊区的勐养林场(周围被浓密的热带雨林覆盖)。具体位置如图1所示。通过对比观测分析, 揭示了西双版纳地区雾的物理发展过程和演变规律。

图3给出了11月26日勐养雾的温度和相对湿度的时空分布。从中可以看出: 由于植被区辐射冷却快, 自25日17时开始, 气温由下而上急剧下降, 贴地逆温层开始形成并逐渐加厚。随着辐射冷却的进一步加强, 近地面的空气逐渐达到饱和。到26日01时, 低层出现了辐合抬升(风场剖面见文献[21]), 在辐射冷却和谷底膨胀冷却的共同作用下, 从地面到200 m, 相对湿度超过95%。

01:35 雾开始生成。雾形成后, 在图3a上200~500 m层气温急剧下降, 相对湿度

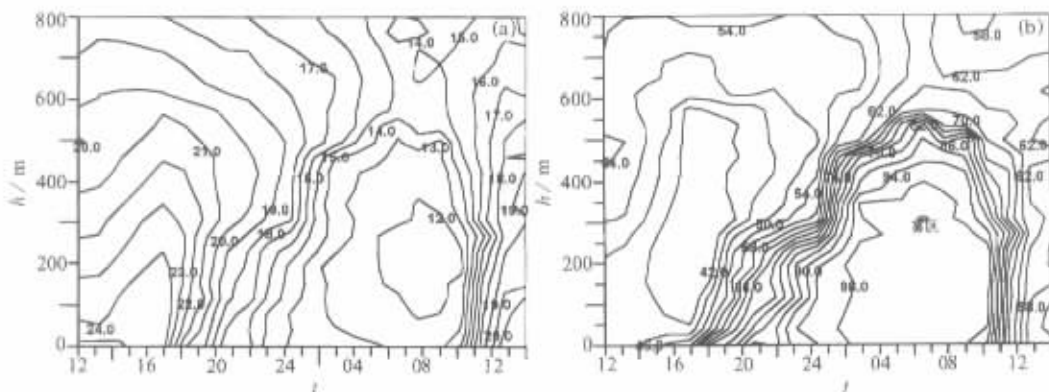


图3 11月26日勐养温度(a)和相对湿度(b)的时空剖面图

急剧加大，因而雾层垂直上升，03 时雾顶高达 342 m，这一阶段是雾的爆发性发展阶段。以后雾的发展进入稳定阶段，整个雾区为冷中心，温度变化不大，上下分布较为均匀，雾顶虽有起伏，但变化不大。09:30 开始，气温回升，雾开始消散，11 时以后，整层雾消散^[22]。

与勐养相比，景洪市区雾，由于人类活动的影响，周围森林的减少，雾的出现时间推迟到 04 时以后，消散时间提前至 08 时左右^[23]。

5.2 模拟结果

初始场的确定：根据 1997 年 11 月 25 日 19 时勐养点及景洪点的 ADAS 资料和邻近思茅地区的探空资料，通过线性内插得到。考虑到景洪市区扩大，林区减少，森林覆盖率取 0.2。

模式从 19 时开始积分，一直模拟到第二天中午 12 时雾消为止。本文定义液水混合比大于 0.01 g / kg 的区域为雾区。

晴朗静风之夜，强烈的地表辐射冷却使下垫面温度迅速降低，近地层很快形成逆温层。山顶处的空气比同高度谷地上空的空气冷却快，气压梯度力由山顶指向谷地。在它的作用下，空气由山顶向谷地滑动，形成下坡风。这种下坡风在模拟 2 h 后，即晚上 21 时开始出现。随着山顶处辐射冷却的进一步加强，模拟 5 h 后（即 24 时），由山顶吹向谷底的下坡风已非常明显，并在东西及南北剖面上出现完整的顺时针山风环流，如图 4 所示。

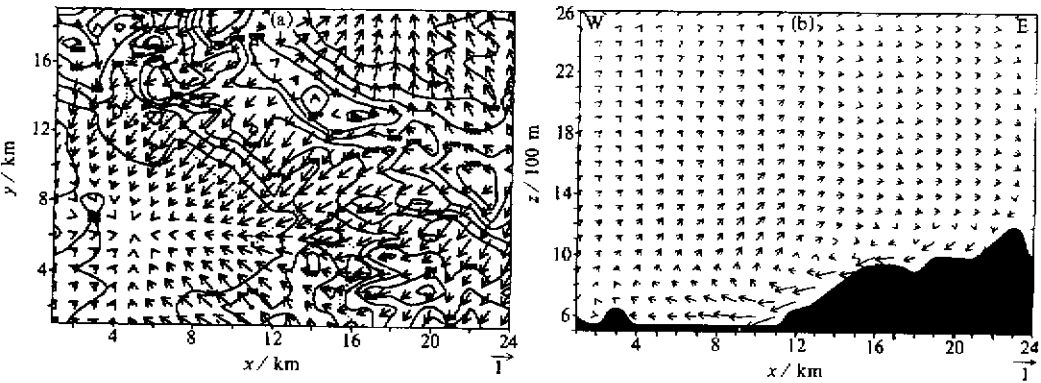


图 4 模拟 5 h 后（即 24 时）的地面（ $z^* = 10$ m）水平流场结构（a）及东西剖面风矢量（b）

山风环流的形成和发展，促使谷地的潮湿空气辐合上升，在辐射冷却和上升膨胀冷却的共同作用下，01 时前后，雾首先在距离地面一定高度上开始形成。地面上，模拟区域的西北部及南部多处在半山腰，因此先出现雾。景洪市区地面未出现雾。

雾形成后，很快进入发展阶段。由于下坡风和雾底湍流混合的共同作用使得雾体很快向谷地发展，而地面雾水凝结潜热的释放及雾顶的辐射冷却使得雾体迅速向上发展，这与观测事实很相符。

04 时前后，环流型式与图 4 相同，风速略有增大（见图 5a）。随着冷空气在谷地的不断堆积，辐射冷却进一步加强，景洪市区已有雾形成，但雾水含量很小（0.1

g/kg), 其他区域的雾体高度已升至 350 m 左右 (图 5b), 最大的雾水中心位于模拟区的西北角 (0.30 g/kg) 和景洪市郊东南部 (0.4 g/kg), 模拟区的东部为高山所盘踞, 受下沉气流控制 (图 5c), 没有雾的形成。而后, 直至日出前, 山风环流继续加强, 但环流型式保持不变, 雾体相对稳定。

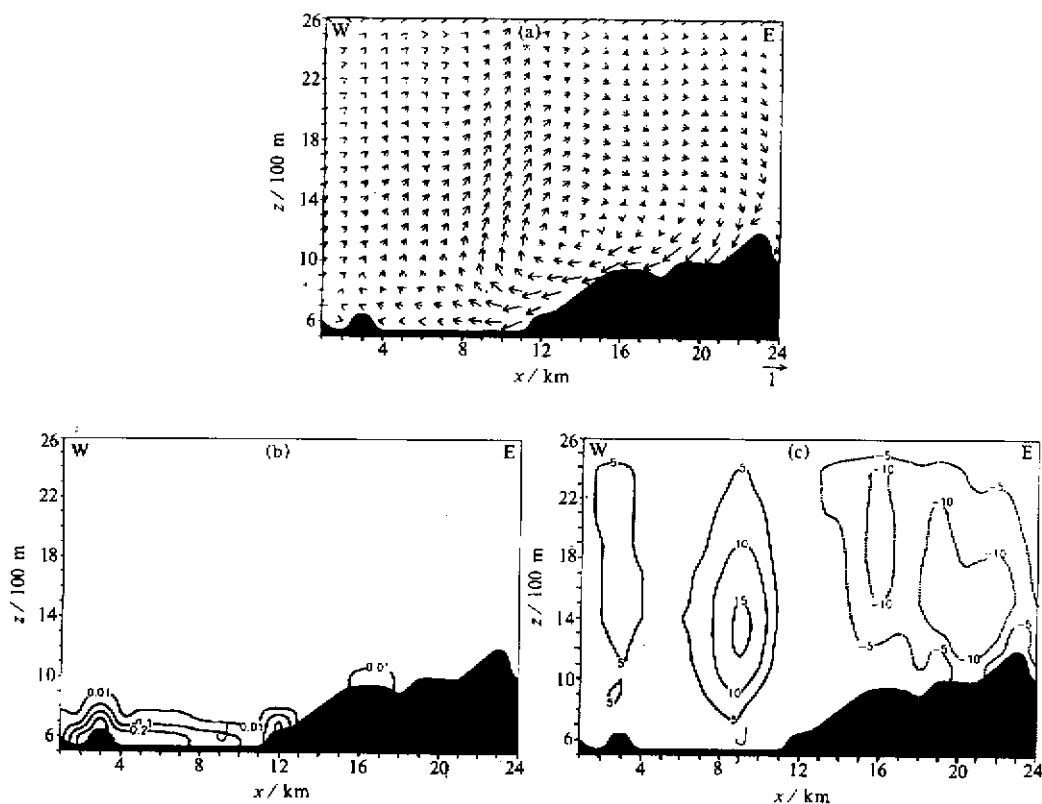


图 5 模拟 9 h 后 (即 04 时) 东西剖面风矢量 (a), 液水混合比场东西剖面图 (b)

及垂直速度东西剖面图 (c)

实线代表上升速度, 虚线代表下降速度

07 时左右日出, 在开始一段时间内, 山风环流仍保持不变。但随着太阳辐射对下垫面的不断加热作用, 山顶增温比谷地快, 气压梯度力开始转为由谷地指向山顶, 山风逐渐瓦解, 谷风开始出现。09 时, 低层的山风已完全转变为上坡风 (见图 6a), 景洪市区上空开始出现辐散下沉气流, 加上城市人类活动的影响, 景洪市区地面的雾已开始消散, 谷地雾沿着上坡风向山腰间扩展 (见图 6b)。

在太阳辐射的不断加热作用下, 地面温度进一步增高, 近地层的雾滴蒸发消散, 雾层脱离地面而演变为层云。模拟 16 h (即 11 时) 后雾已基本消散, 12 时以后雾完全消散。以上模拟结果与西双版纳地区雾的实况大致相符。

图 7 给出了勐养和景洪市区地面雾水含量的观测值和模拟值的对比图。从图 7 可以看出, 模式基本上能模拟出雾水含量的大小及其随时间的变化趋势。由于模拟值是每隔

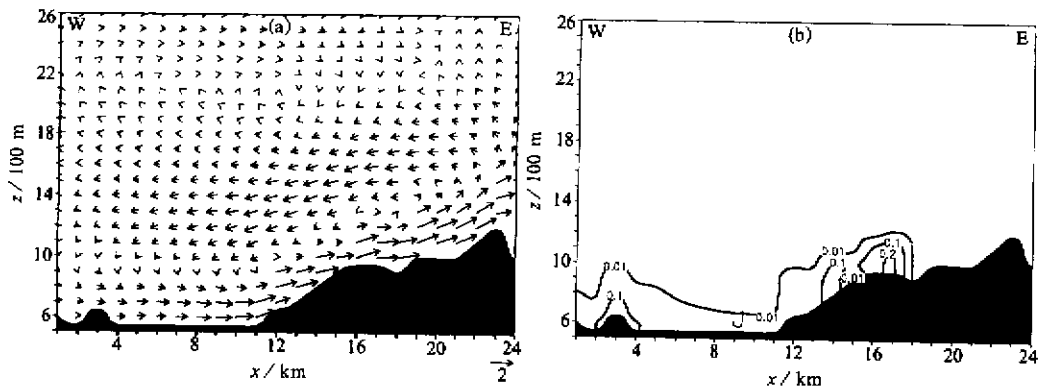


图6 模拟14 h后(即09时)东西剖面风矢量(a)液水混合比场东西剖面图(b)

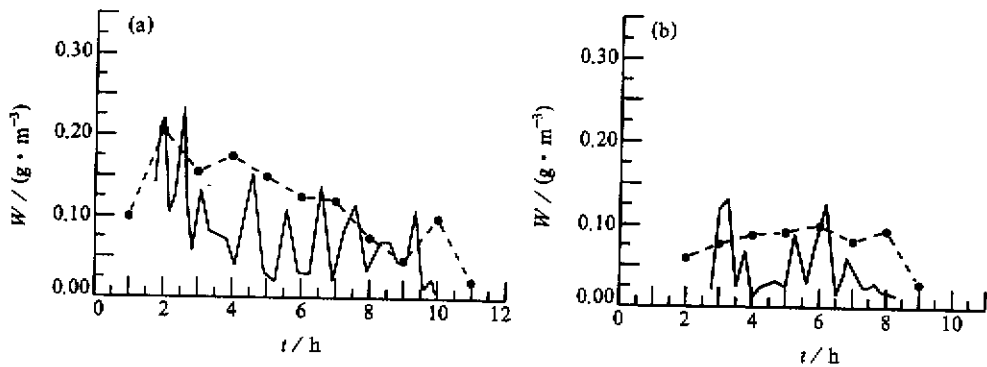


图7 雾水含量的实测值和模拟值对比,(a)勐养点,(b)景洪点
(其中实线为观测值,虚线为模拟值)

1 小时的输出结果,故雾水含量变化的短时振荡现象未能表现出来。

通过以上对雾的生成过程模拟,可以将这一过程分为四个阶段:(1)形成阶段(00~01时),由于辐射冷却及山风环流的作用,雾首先在距离谷地的一定高度开始形成,然后雾体向地面发展。景洪市区雾的形成时间向后推迟近3小时左右。(2)发展阶段(01~04时),下坡气流的辐合上升,凝结潜热的释放以及雾顶的辐射冷却使得谷地的雾体迅速向上发展,雾体明显增厚。(3)成熟阶段(04~9时),山风环流类型基本不变,雾体厚度变化不大。(4)消散阶段(09~12时),地表吸收太阳辐射增温,山风环流已转变为谷风环流,雾首先从景洪市区开始消散,雾演变为山腰低云,山腰间雾消散得最晚。

5.3 植被的作用

西双版纳地区原是我国著名的热带雨林多雾区,50年代景洪平均年雾日166天。但自70年代末以来,随着城市发展,热带雨林减少,雾日逐年减少,1990~1995年,平均年雾日仅58天。而且起雾时间推迟,雾消时间提前,雾水含量减少。生态环境的变化,特别是热带雨林的锐减可能是景洪雾变化的重要原因。解放初,景洪只是小镇,

人口不过千人,瓦房仅有6幢,周围均为森林所覆盖。如今景洪城区高楼林立,其面积已扩展到数十平方公里,林区进一步减少。因此模拟研究植被对雾的影响,可为保护生态环境提供科学依据。

森林覆盖对雾的发生发展起着重要作用。植物从根部吸收水分再通过叶面蒸腾,其蒸发量与等面积的裸露土壤相比要高20倍,相当于等面积的水库蒸发量^[24]。森林的蒸腾不仅能使空气增加湿度,还能使空气降温,而且植被热容量小,夜晚林冠层将比裸露的地面有更低的温度。增湿、降温都是起雾的有利条件。

植被对雾的影响,主要与植物覆盖度 σ_f 、植物高度 h (或地表粗糙度 Z_0)、叶面指数 L_A 以及叶面的反射率 α_f 等因子有关,模式中所采用的有关植被参数列在表2中。

表2 植被参数

类 型	植被覆盖度 σ_f	反射率	比辐射率	叶面指数	植被高度/ m
稻 田	0.50	0.20	0.95	4	0.5
热带雨林	0.95	0.16	0.97	7	10
橡 胶 林	0.95	0.10	0.95	5	12

模拟取 $\sigma_f = 0.95$,这符合50~60年代景洪周围的情况。模拟结果表明,景洪01时起雾,11时消。图8给出了04时和09时的模拟结果,与图5相比可以发现:不仅起雾时间提早,雾消时间推迟,而且雾水含量明显增大,雾顶高度提高,表明植被的覆盖度对雾的影响很大。

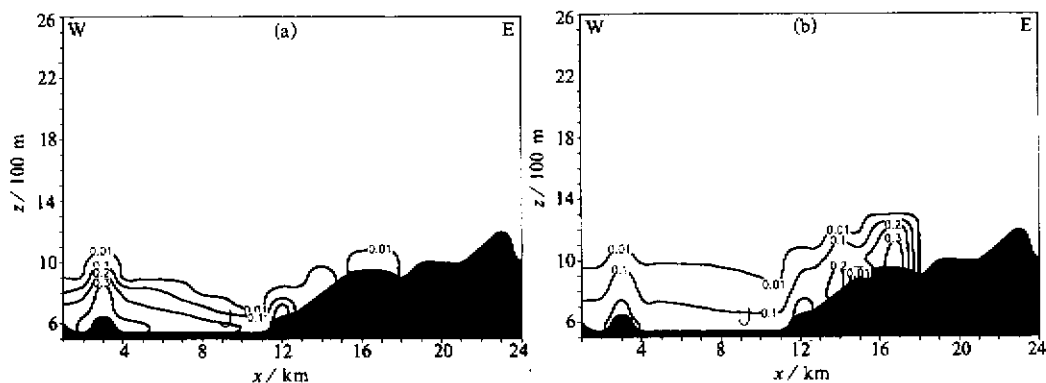


图8 植被覆盖度 $\sigma_f = 0.95$ 时模拟雾水东西剖面图

为了了解植被对雾的影响,我们分别计算了不同植被覆盖度的植被顶部的辐射冷却率,结果发现, $\sigma_f = 0.95$ 时植被顶部辐射冷却率(达到 $-1.7\text{ }^{\circ}\text{C/h}$)比 $\sigma_f = 0.2$ 的植被辐射冷却率($-1.0\text{ }^{\circ}\text{C/h}$)大,而且 $\sigma_f = 0.95$ 时植被顶部叶面的最低温度比 $\sigma_f = 0.20$ 时低近 $3.0\text{ }^{\circ}\text{C}$,表明植被顶部强烈的辐射冷却利于雾的形成,使得雾的出现时间提前,持续时间延长。

6 结论

通过以上数值模拟, 可以认为本文建立的三维非定常辐射雾模式, 基本上模拟出了山谷风环流特征及辐射雾的演变过程。通过模拟, 可以得到:

随着夜晚辐射冷却的增强和山风环流(下坡风)的出现, 雾首先在低空(山腰)形成, 并向谷地发展; 随着下坡风的增强和凝结潜热的释放, 雾迅猛垂直向上发展; 日出后随着谷风环流(山坡风)的形成与发展, 雾逐渐消散。这些演变特征与实际雾大体相符。

植被覆盖度有利于雾的形成和发展, 植被覆盖度的减少, 可使起雾时间推迟, 雾消时间提前, 雾水含量减小。

参 考 文 献

- 1 Fisher, E. L. and P. Caplan, An experiment in the numerical prediction of fog and stratus, *J. Atmos. Sci.*, 1963, **20**, 425~437.
- 2 Zdunkowski, W. G. and Nielsen, B. C., A preliminary prediction analysis of radiation fog, *Pure Appl. Geophys.*, 1969, **75**, 278~299.
- 3 Roach, W. T. and Brown, R., The physics of radiation fog: 2-D numerical study, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 1976, **102**, 335~354.
- 4 黄美元, 徐华英, 云和降水物理, 科学出版社, 1999, 232~249.
- 5 Turton, J. D. and R. Brown, A comparison of a numerical study of radiation fog with radiation fog with detailed observation, *J. R. Meteor. Soc.*, 1987, **113**, 37~54.
- 6 Peter, G. Duynkerke, Radiation fog, A comparison of model simulation with detailed observation, *Mon. Wea. Rev.*, 1991, **119**, 324~341.
- 7 Bott, A., On the influence of the physics-chemical properties of Aerosols on the life cycle of Radiation fogs, *Boundary Layer Meteorology*, 1991, **56**, 1~31.
- 8 周斌斌, 辐射雾的数值模拟, 气象学报, 1987, **45**(1), 21~29.
- 9 钱敏伟等, 长江上空辐射雾的数值研究, 大气科学, 1990, **14**(4), 483~489.
- 10 孙旭东, 徐华英等, 二维平流辐射雾的数值模拟, 大气科学, 1991, **15**(6), 100~109.
- 11 张利民等, 重庆雾的二维非定常数值模拟, 大气科学, 1993, **17**(6), 750~755.
- 12 Shi Chune, Li Zihua et al., 3D model study on fog over complex terrain. Part I: Numerical study, *Acta Meteor. Sin.*, 1996, **10**(4), 493~506.
- 13 O'Brien, J. J., A note on the vertical structure of the eddy exchange coefficient in the planetary boundary layer, *J. Atmos. Sci.*, 1970, **27**, 1213~1215.
- 14 Blackadar, A. K., The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere, *Advance in Environ. Sci. and Engineering*, 1979, **1**, 51~85.
- 15 Deardorff, J., Three dimensional numerical study of the height and mean structure of a heated planetary boundary layer, *Boundary-Layer Meteorology*, 1974, **7**, 81~106.
- 16 Roach, W. T. et al., A high resolution infrared radiative transfer scheme to study the interaction of radiation with cloud, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 1979, **105**, 603~614.
- 17 Rodgers, C. D. and Walshaw, C. D., The computation of infrared cooling rate in planetary atmospheres, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 1966, **93**, 67~92.
- 18 刘昌盛, 刘文保编著, 大气辐射学, 南京, 南京大学出版社, 1990, 339~343.
- 19 McDonald, J. E., The saturation adjustment in numerical modeling of fog, *J. Atmos. Sci.*, 1963, **20**, 476~478.
- 20 Deardorff, J. W., Efficient prediction of ground surface temperature and moisture, with inclusion of a layer of

- vegetation, *J. Geophys. Res.*, 1978, **83**(4), 1889~1903.
- 21 Miller, M. J. and Thorpe, A. J., Radiation conditions for the lateral boundaries of limited area numerical models, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, 1981, **107**, 615~628.
- 22 Li Zihua, Huang Jiangping and Huang Yusheng, Study on the physical process of winter vally fog in Xishuangbanna region, *Acta Meteor. Sin.*, 1999, **13**(4), 494~508.
- 23 李子华等, 生态环境变化对雾的影响, *气象科学*, 2000, **20**(2), 110~116.
- 24 周淑贞等, *城市气象学*, 北京, 气象出版社, 1994, 600~615.

A Three-Dimensional Model Study of Complex Terrain Fog

Huang Jianping and Li Zihua

(*Nanjing Institute of Meteorology, Nanjing 210044*)

Huang Yuren and Huang Yusheng

(*Yunnan Meteorological Bureau, Kunming 650034*)

Abstract A 3D fog model is designed to investigate the evolution of the Xishuangbanna fog. The model considers turbulent exchange, long- and short-wave radiation, condensation, evaporation, gravitational settling, soil, vegetation and so on, and gives parameterizations of vegetation and aerosol radiation effects. Compared with the observations, the simulations of the formation and dissipation of mountain-valley wind and fog conform to reality to some extent.

Key words: Xishuangbanna; fog; three-dimensional numerical model; vegetation; aerosol