

长江上空辐射雾的数值研究

钱敏伟 雷孝恩

(中国科学院大气物理研究所)

提 要

为研究长江上空辐射雾的形成和发展与长江水面和长江两岸复杂地形的关系,我们设计了一个三维辐射雾的数值模式,模式包含大气长波辐射冷却、地表能量收支、液态水的重力沉降等影响雾的形成和发展的主要因子。

结果表明:长江两岸的地形和长江水面对雾的形成和发展影响较大,若在长江河道较宽且配有合适的地形地区,长江上空的雾可发展到一个较高的高度,而在长江两岸地形较陡的地区,雾有可能就不出现,长江水面的宽窄直接影响着雾的深浅。

关键词: 辐射雾; 重力沉降; 液态水.

一、引 言

在长江上游地区,两岸的地形极为复杂,雾在这一带出没相当频繁,尤其是冬季,严重影响着这一带的水陆交通。

这一地区雾的出现并非处处均匀,往往在某一地方出现大雾的同时,在距离其不远的地方雾则较浅,也可能就没有雾。另一个有趣的现象是雾从不出现在三峡地区,船在峡区航行是用不着担心雾会出现,雾的这些特征与长江水面和长江两岸复杂地形有着密切的联系,本文的目的就是要研究它们之间的相互作用。

早在1917年, Taylor 就曾用统计的方法研究了辐射雾的形成和发展的一些必要天气条件,如夜间晴空、小风等。约半个世纪后, Fisher 和 Zdunkowski 等人开始用计算机对辐射雾进行数值研究,他们着重研究大气长波辐射、地面能量收支、液态水的重力沉降等影响雾形成和发展的主要因子。本文部分地以他们的工作为基础,然而我们要回答的问题是长江水面及长江两岸地形如何影响雾的形成和发展。

二、模 式

1. 基本方程组

为了有效而简便地将长江两岸的复杂地形引入模式,我们采用了一个高度变换坐标系,

$$z^* = [(z - z_G) / (z_H - z_G)] \cdot z_H.$$

模式顶高度 z_H 取定值, z_G 为地面高度。在这一坐标系下,基本方程组变化为以下形式¹⁾

1988年3月31日收到, 1989年1月25日收到再改稿。

$$\frac{du}{dt} = -\theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g \frac{z^* - z_H}{z_H} \cdot \frac{\partial z_G}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \left(\frac{z_H}{z_H - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^m \frac{\partial u}{\partial z^*} \right), \quad (1)$$

$$\begin{aligned} \frac{d\theta}{dt} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial x} \right) + \left(\frac{z_H}{z_H - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z^*} \right) \\ & - \left(\frac{z_H}{z_H - z_G} \right) \frac{1}{\rho c_p} \frac{\partial F_N}{\partial z^*} + \frac{L}{c_p} c, \end{aligned} \quad (2)$$

$$\frac{dq}{dt} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial q}{\partial x} \right) + \left(\frac{z_H}{z_H - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^q \frac{\partial q}{\partial z^*} \right) - c, \quad (3)$$

$$\begin{aligned} \frac{dM}{dt} = & \frac{\partial}{\partial x} \left(K_H \frac{\partial M}{\partial x} \right) + \left(\frac{z_H}{z_H - z_G} \right)^2 \frac{\partial}{\partial z^*} \left(K_z^M \frac{\partial M}{\partial z^*} \right) \\ & + \left(\frac{z_H}{z_H - z_G} \right) \frac{\partial G}{\partial z^*} + c, \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{z_H - z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} \right) = 0, \quad (5)$$

$$\frac{\partial \pi}{\partial z^*} = - \left(\frac{z_H - z_G}{z_H} \right) g / \theta. \quad (6)$$

这里 θ , q , M 分别表示位温, 比湿和液态水含量, K_z^m , K_z^{θ} , K_z^q , K_z^M 为垂直湍流交换系数, F_N 为净辐射通量, c 为空气凝结率, G 为液态水重力沉降通量, L 是水汽汽化潜热.

Exner 函数 $\pi = c_p \left(\frac{P}{P_{00}} \right)^{R/c_p}$, c_p 是定压比热, R 是气体常数, P_{00} 为参考压力.

z^* 坐标系下的垂直风速 w^* 为

$$w^* = \left(\frac{z_H}{z_H - z_G} \right) \cdot w + \frac{z^* - z_H}{z_H - z_G} \left(u \frac{\partial z_G}{\partial x} \right),$$

$$\frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + w^* \frac{\partial}{\partial z^*}.$$

由于我们所研究的范围只有 20 km, 所以忽略了科氏力的作用, 我们还假定, 所有物理量沿长江是均匀的, 对土壤内部层, 我们有

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_s \frac{\partial T_s}{\partial z} \right),$$

土壤热传导系数 K_s 取 $4.0 \times 10^{-7} \text{ m}^2/\text{s}$, T_s 为土壤内部温度.

2. 饱和比湿的调整

水汽饱和凝结成液态水这一微物理过程本模式没有直接引入, 而是在每一个积分时间步长比较每个网格点上的温度和比湿, 以得到水汽的凝结(或蒸发)量, 详见文献[2].

3. 液态水的重力沉降

液态水的重力沉降定义为 $G = M\bar{v}$.

根据实验, 平均沉降速度 $\bar{v}$ 与液态水含量 M 之间存在着一个较好的线性关系 $\bar{v} = 62.5M \text{ m/s}$, M 用 kg/kg 单位^[3].

4. 地表面的能量收支

由于我们只关心雾在夜间的生成和发展的过程, 所以地表面能量收支方程中不包括短波辐射, 因此方程可写成

$$L \downarrow = S.H. + L.H. + H.C. + RAD. \quad [4],$$

这里 $L \downarrow$: 来自大气的长波辐射,

$S.H.$: 地球表面到大气的感热通量,

$L.H.$: 地球表面到大气的潜热通量,

$H.C.$: 向土壤中传导的能量,

$RAD.$: 地球表面的长波辐射.

5. 辐射冷却

在参考高度 z' 上, 长波辐射通量散度通过下式计算得到

$$\frac{\partial F_N(z')}{\partial z'} = -\pi \int_{B(z=0)}^{B(z=\infty)} \frac{\partial \tau}{\partial z'} dB + \pi \left[B \frac{\partial \tau}{\partial z'} \right]_{z=\infty},$$

详见文献[5]. B 为 Planck 函数.

6. 边界层参数

垂直湍流交换系数可写成^[6]

$$K_z = \begin{cases} l^2 \frac{\partial u}{\partial z} (1 - \alpha s) + K_0 & \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0, \\ l^2 \frac{\partial u}{\partial z} (1 + \alpha s)^{-1} + K_0 & \frac{\partial \theta}{\partial z} > 0, \end{cases}$$

这里

$$l = \frac{k(z+z_0)}{1 + \frac{k(z+z_0)}{\lambda}}, \quad \lambda = 27 \times 10^{-5} \cdot \frac{u_{top}}{f}, \quad s = \frac{(gl)^{1/2}}{\theta} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) / \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right).$$

α 是一个常数, 本文取 40, k_0 取 $0.2 \text{ m}^2/\text{s}$.

这里我们假设 $K_z^m = K_z^q = K_z^u = K_z^M = K_z$, 水平湍流交换系数可写成

$$K_H = K_{H0} + \frac{1}{2} k^2 (\Delta x^2) \frac{\partial u}{\partial x}$$

7. 边界条件和初始条件

下边界条件 ($z^* = 0$) 为

$$u = 0,$$

$$\frac{\partial q}{\partial z^*} = 0 \text{ (在土壤表面)}, \quad q = q_0(T_w) \text{ 在水表面},$$

$$\frac{\partial M}{\partial z^*} = 0,$$

这里 q_0 是饱和比湿, T_w 是长江水表面温度.

上边界条件 ($z^* = z_H$) 为

$u, \theta, q = \Phi_{u, \theta, q}$, 实际模拟时取为常数,

$M = 0$.

流入边界为

$u, \theta, q = \psi_{u, \theta, q}$,

实际模拟过程中采用的是实测的风、温、湿廓线.

$$\frac{\partial M}{\partial x} = 0.$$

流出边界为

$$\frac{\partial}{\partial x}(u, \theta, q, M) = 0.$$

我们模拟了冬季雾的形成和发展, 因为雾在这个季节发生的频率最高. 由于本文的目的只在于描述雾的总体状况, 而不是对雾作预报, 所以在初始时刻模式所需要的数据如风场、温度场、湿度场、土壤温度等采用的是冬季一月份雾日的平均值 (见表 1), 初始时刻的 M 定为零.

表 1 模式所用的部分初始数据表

	重 庆				涪 陵			
高度 (m)	10	500	1000	1500	10	500	1000	1500
风速 (m/ s)	1.0	2.8	3.4	3.6	0.75	2.6	3.3	3.6
位温 (K)	280.3	283.6	285.5	286.0	280.6	284.0	286.0	286.5
相对湿度	85%			75%	85%			75%
深度 (m)	0.0		0.5		0.0		0.5	
地温 (K)	280.0		282.0		280.0		282.0	
水表温度	10℃				10℃			

由于在重庆、涪陵这二个剖面上河的走向是东西向的, 故我们所选择的剖面是南北向的, 恰巧在冬季这二个剖面上的盛行风正好是北风, 考虑到河的宽度只有 1000m 左右, 我们选择 200m 的水平网格距, 在垂直向, 选了 20 层变距网格, 第一层是 10m, 其它层按 1.2 的比率增长, 模式顶的高度约为 1800m, 在土壤内部, 我们用了 10 层等距网格, 网格长为 5cm, 时间步长为 30s, 模拟时间从 20:00 到 06:00.

三、结 果

太阳落山后, 地表面温度开始下降, 然而由于水的热容量较高, 江水温度在短时间

内变化很小, 根据水文气象资料, 在我们模拟的初始时刻 (20:00), 地面温度就已低于水面温度达 3°C , 这种温差产生了一个类似于海陆风的环流, 并且由于山顶及山谷的不同热力状况, 在这里还存在着一个山谷环流, 故这里的局地环流由这两部分组成。考虑到这里的盛行风很小, 局地环流对雾的形成和发展就起着重要作用。也就是说, 长江两岸的地形和长江水面是影响雾的二个重要因子, 长江水面还起着提供雾形成和发展所必需的部分水汽的作用。

1. 地形的作用

地形对雾的形成和发展的影响间接地通过风场起作用, 部分地受地形控制的风场对雾的形成和发展起着重要作用。

图 1 给出的是重庆 06:00 液态水含量分布图, 雾的顶被指定为 0.01g/kg 等液态水含量线, 除长江而外, 在长江的北面还有一个较窄的嘉陵江, 从图 (1) 我们能对重庆地面的雾得到一个总的概况。值得注意的是在远离长江的岸上, 雾的高度为 $150\sim 250\text{m}$, 而在长江上空雾的高度却达到了 500m , 嘉陵江上空的雾较长江上空低, 这主要是由于嘉陵江河面较窄, 但也比岸上的雾要高些。其中之一是长江两岸的复杂地形起着十分重要的作用, 因为这里的局地环流部分地受地形的控制, 大体上讲, 这里有二支环流分别在长江二侧 (见图 2), 这二支环流在近地面辐合 (当然在较高的高度上它们将辐散), 在气流的辐合区域, 便存在有一个较强的上升气流, 这一上升气流在有的高度上可达 0.2m/s , 正是这一上升气流, 它把大量的水汽和液态水带到较高的高度上。

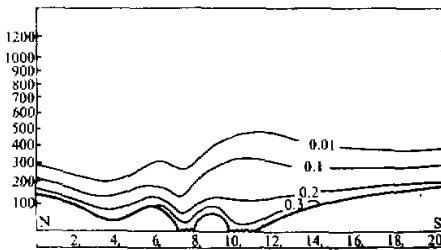


图 1 重庆 06:00 液态水含量分布 (g/kg)

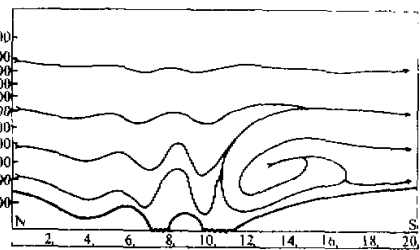


图 2 重庆 06:00 流线图

为了进一步说明这一点, 我们假设如果这一地面的地形完全是平坦的, 可以预断这种情况下局地环流及上升气流将不会很强, 从而雾的状况也将不同, 图 3 是在平坦地形假设下的液态水含量分布, 从中可以看到, 雾的高度约只有 260m 。

至此, 我们也许会得出这么一个结论, 长江两岸的山坡地形对长江上空雾的垂直向发展是有利的, 但是如果两岸的山坡太陡的话, 雾的状况便会朝着相反的方向发展。

图 4 和图 5 是涪陵 06:00 的液态水含量及水平风场的分布图, 值得注意的是长江北侧的山坡较长也较陡, 而雾在这个山坡上较稀薄, 其液态水含量没有超过 0.2g/kg , 雾的高度也很低, 只有 30m 。图 5 可以对这一现象作出解释, 由于较陡也较长的山坡使得风在这个山坡上比风在其它地方都强, 我们都知道, 大风对雾的形成和发展是十分不利的, 故雾在这一山坡上的状况不同于雾在其它地方, 这可以解释我们在引言中所提到的为什么雾有可能在一个地方出现, 而在同时, 雾没在临近的地方出现, 这在相当程度上

受地形的作用.

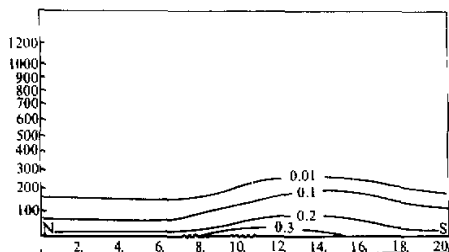


图3 平坦地形条件假设下重庆06:00
液态水含量分布 (g/kg)

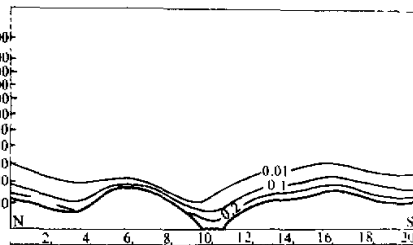


图4 涪陵06:00液态水含量分布 (g/kg)

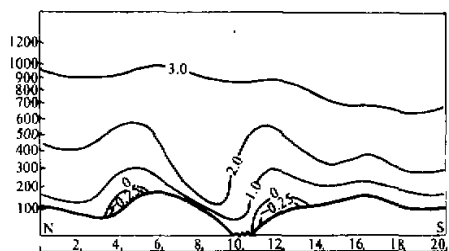


图5 涪陵06:00水平风速分布 (m/s)

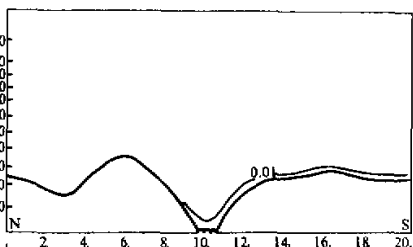


图6 加倍地形高度条件下涪陵06:00
的液态水含量分布 (g/kg)

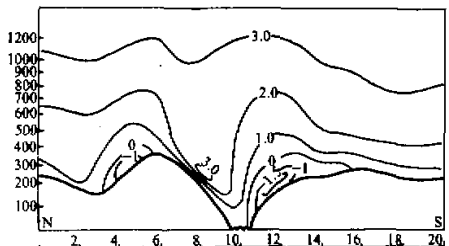


图7 加倍地形高度条件下涪陵06:00
的水平风速分布 (m/s)

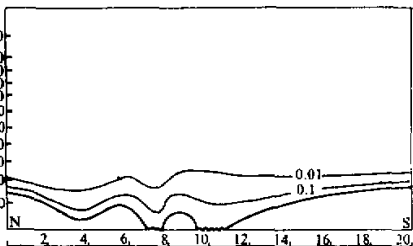


图8 无水假设条件下重庆06:00的
液态水含量分布 (g/kg)

为了更深入一步地研究地形对雾的影响,我们在其它条件不变的情况下加倍涪陵的地形高度,看看在此状况下将出现什么结果.

图6和图7是涪陵06:00在加倍地形高度条件下的液态水含量和水平风速分布.

从图6我们可以看到,此时雾几乎不出现,出现这一现象是由于我们人为地加大了地形,此时的环流远大于正常地形状况下的环流,在这大风状况下,雾是不易形成和发展的,这一现象可以解释为什么雾从不出现在长江三峡地区,当然实际情况要复杂得多,沿长江吹的这一风分量也起着十分重要的作用,但无论如何,这一环流也是使峡区

不出现雾的一个重要原因。

2. 长江水面的作用

长江水面对雾的影响包含二个部分, 第一是由于水面和陆面的温差造成的环流间接地对雾发生作用, 如果这一温差较小, 这也许是不重要的, 第二是它为雾的形成和发展提供了必要的水汽资源。

比较一下图 1 和图 4, 我们可以发现涪陵的雾发展的高度和雾的浓度都不如重庆的雾, 在长江中心, 涪陵的雾只发展到 150 多米, 而重庆的雾却能达到 500m, 涪陵雾的浓度也较浅, 液态水含量也未能超过 0.3g/kg , 这二个地面的主要差别在于河的宽度。

可以猜测: 假如重庆地区的江面上没有水而是一片土壤, 这样就没有大量的水汽来源于长江, 雾就会变得稀薄, 其高度也会降低, 图 8 给出了这一假设下重庆 06:00 雾的状况。

从图中可以看出, 雾的高度在岸上只有 50m, 而在河中心也只不过 260m 左右, 液态水含量都没超过 0.2g/kg , 与图 1 比较, 我们可以进一步认识到长江水面的重要作用。

事实上我们仍过高估计了这一假设下雾的状况, 如果河中没有水, 那么在初始时刻, 那里的水汽含量就比我们所观测到的值小, 这样雾肯定还会比我们目前计算得到的值小些。

四、总 结

本文的研究表明, 长江上游地区的雾在某种程度上受长江和长江两岸的地形所控制。

地形对雾的影响间接通过风场起作用, 一方面, 如果两岸的山坡过于平坦, 雾在长江上空就达不到较高的高度; 另一方面, 如果两岸的山坡太陡, 雾也许就不能形成和发展。

由于雾的形成和发展所需的大量水汽来源于长江, 长江河面的宽窄就会影响到雾的深浅。

参 考 文 献

- [1] Mahrer, Y. and R. A. Pielke, 1977, A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphäre*, **50**, 98—113.
- [2] McDonald, J. E., 1963, The saturation adjustment in numerical modelling of Fog. *J. Atmos. Sci.*, **20**, 476—478.
- [3] Brown, R. and W. T. Roach, 1976, The physics of radiation fog: II—a numerical study. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **102**, 335—354.
- [4] Nnbutaka Mannouji, 1982, A numerical experiment on the mountain and valley winds. *J. Meteor. Soc. of Japan*, **60** (5), 1085—1104.
- [5] Zdunkowski, W. G. and B. C. Nielsen, 1969, A preliminary prediction analysis of radiation Fog. *Appl. Geophys.*, **75**, 278—299.
- [6] Estoque, M. A. and C. M. Bhumralkar, 1969, Flow over a local heat source. *Mon. Wea. Rev.*, **97**, 850—859.