

卢晨晨, 陆维松, 陶丽, 等. 2011. 三峡库区对局地暴雨和江面大风影响的理论模型[J]. 大气科学学报, 34(5): 555-566.

Lu Chen-chen, Lu Wei-song, Tao Li, et al. 2011. A theoretical model of the effect of the Three Gorges Reservoir on local torrential rain and strong breezes over the reservoir[J]. Trans Atmos Sci, 34(5): 555-566.

三峡库区对局地暴雨和江面大风影响的理论模型

卢晨晨^{1,2}, 陆维松¹, 陶丽¹, 邵海燕¹, 陈少平³

(1. 南京信息工程大学 大气科学学院, 江苏 南京 210044; 2. 解放军理工大学 气象学院, 江苏 南京 211101;

3. 湖北省气象局, 湖北 武汉 430074)

摘要: 从考虑水汽凝结潜热作用的两维非静力平衡方程组出发, 利用江陆边界条件, 从理论上求得适用于陆地水体的解析解。结果表明, 当 $0 < k < 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 (k 为水汽凝结潜热), 江风环流比陆风环流强, 两岸比江面容易形成暴雨; 当 $k > 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 江风环流比陆风环流弱, 江面比两岸容易形成暴雨; 当 $0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1} \leq k \leq 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 江陆面上方低层易出现大风。在江陆风环流中心附近流线出现与锋面类似的间断面, 可用于解释雷达图上的海陆面上空类切变线的线状回波。此回波与冷锋相遇, 易形成暴雨。

关键词: 三峡库区江陆风; 凝结潜热; 暴雨; 江面大风; 理论模式

中图分类号: P42 **文献标识码:** A **文章编号:** 1674-7097(2011)05-0555-12

A theoretical model of the effect of the Three Gorges Reservoir on local torrential rain and strong breezes over the reservoir

LU Chen-chen^{1,2}, LU Wei-song¹, TAO Li¹, SHAO Hai-yan¹, CHEN Shao-ping³

(1. School of Atmospheric Sciences, NUIST, Nanjing 210044, China;

2. Institute of Meteorology, PLA University of Science and Technology, Nanjing 211101, China;

3. Hubei Meteorological Bureau, Wuhan 430074, China)

Abstract: By using the two-dimensional non-hydrostatic equations and the effect of latent heat of condensation together with the river-land boundary conditions, we obtain a set of theoretical solutions which is applicable for river-land breeze. The results show that: when $0 < k < 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, the circulation of river breezes is stronger than that of land breezes, which leads to the occurrence of heavy rain over the land more easily than over the reservoir; when $k > 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, the circulation of river breezes is weaker than that of land breezes, which makes heavy rain occur more easily over the reservoir than over the land. There are strong surface winds when $0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1} \leq k \leq 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$. The interfaces of the streamlines around the centre of the circulation may be an explanation for the linear echoes which are analogous to shear lines above the land-sea surface on the radar chart. The heavy rain occurs easily when the echoes meet cold front.

Key words: river-land breezes over the Three Gorges Reservoir; latent heat of condensation; torrential rain; strong surface wind over river; theoretical model

0 引言

三峡水利枢纽位于长江西陵峡中段, 工程完工

后将形成一个坝高 185 m, 水面面积为 1 150 km², 蓄水量达 393 亿 m³ 的巨大水库。正常运行期水库水位将达到 175 m, 库区水位的大幅度上升和水库水

收稿日期: 2010-03-13; 改回日期: 2010-06-20

基金项目: 国家自然科学基金资助项目(40275016)

作者简介: 卢晨晨(1982—), 男, 黑龙江黑河人, 硕士, 研究方向为中小尺度气象学, luce1982@126.com.

面的形成,将大大改变该区域的原有下垫面,而下垫面的改变将对局地天气造成影响,特别是对暴雨和江面大风形成和发展影响很大,而暴雨和江面大风是三峡库区的重大自然灾害之一。因此三峡库区对暴雨和江面大风影响的研究具有重要意义。

对于由水陆下垫面热力不均匀所引起的局地环流,人们最早将注意力集中在海陆风的研究上。到了 20 世纪 50 年代后期,相继出现对海陆风的数值模拟研究。Pearce(1955)首次用非线性方程模式计算了海风环流的变化。Estoque(1961,1962)以数值方法求解非线性方程,得到了垂直海岸线的海陆风环流随时空变化的风场和温度场,并讨论了盛行风对海陆风的影响及离岸风加强海陆风的现象等结果。McPherson(1970)首次建立了三维海陆风预报模式。Pielke(1974)建立了较完整的海风模式。Morez(1967)将 Estoque(1961)建立的海陆风数值模式应用到 Michigan 湖的湖陆风研究上。Patrinos(1977)、Estoque(1981)、Maddukuri(1982)均采用静力平衡数值模式分别对安大略湖、密执安湖等大型湖泊的局地环流进行了数值模拟。

黄荣辉和严邦良(1989)采用 Ogura and Phillips(1962)所提出的非弹性运动方程系建立了一个河陆风变化的数值模式,并利用此模式计算了长江三峡某地段河陆风的日变化,其计算结果符合实际情况。王浩(1993)通过建立大气—水体—土壤模式来研究水体深度的变化对水体的气候效应的影响。张洪涛等(2004)对长江三峡水库气候效应进行了模拟研究,他们建立了一个三维静力平衡的大气—土壤耦合模式,模式详细考虑了复杂地形、植被和水面的热力、动力过程,特别是还详细地考虑了坡度、坡向的影响,但在研究中忽略了水温的日变化。

综合国内外以往关于陆地水体的局地环流研究可知,研究者对于大湖泊等大面积水域的研究较多,而对于小湖泊、河流等小尺度的水体的研究较少,且主要应用数值试验和诊断分析方法,而鲜有利用解析方法从理论上对水体状态对局地环流影响的研究。

Defant(1950)用线性模式,在给定的下边界热力强迫条件下研究了海陆风理论。Martin and Pielke(1983)进一步研究了 Defant 方程组的解,并得到新的结果。本文在 Defant(1950)的海陆风模式中,引入水汽凝结潜热项,并提出新的适用于陆地水体的解,来分析三峡库区水体对局地环流的影响,进而讨论对局地暴雨的影响。

1 基本方程组和其解析解

如图 1 所示,取 $x-z$ 平面沿长江流向的法线方向,设中尺度扰动在 y 方向均匀,不考虑天气尺度背景场的平流作用,则采用与 Defant(1950)类似的两维非静力平衡方程组:

$$\frac{\partial u'}{\partial t} = -\alpha_0 \frac{\partial p'}{\partial x} + f v' - \sigma_H u', \quad (1)$$

$$\frac{\partial v'}{\partial t} = -f u' - \sigma_H v', \quad (2)$$

$$\lambda \frac{\partial w'}{\partial t} = g \frac{\theta'}{\theta_0} - \alpha_0 \frac{\partial p'}{\partial z} - \lambda \sigma_v w', \quad (3)$$

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

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = -w' \frac{\partial \theta_0}{\partial z} + K \left(\frac{\partial^2 \theta'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta'}{\partial z^2} \right). \quad (5)$$

式中变量符号均为气象常用符号。 λ 为 1 和 0 时分别对应非静力平衡和静力平衡。上标 $()'$ 量表示中尺度扰动量; $()_0$ 表示天气尺度变量。方程组中动量和热量的湍流输送项都已作了简化, σ_H 、 σ_v 和 K 均为常数。为简化,略去天气尺度背景场的水平梯度,并使用不可压缩条件。

为考虑水汽凝结潜热作用,在方程(5)中引入凝结潜热项 $k w'$ (Shirer and Dutton, 1979; Cho et al., 1993),

$$k = \left(\frac{\theta_0}{2T_0} \right) (\text{sgn} w' + 1) (\gamma_d - \gamma_m). \quad (6)$$

其中:

$$\text{sgn} w' = \frac{w'}{|w'|} = \begin{cases} 1, & w' > 0; \\ -1, & w' < 0. \end{cases} \quad (7)$$

式中: $\text{sgn} w'$ 为符号函数; T_0 为温度的典型值; γ_d 和 γ_m 分别为干、湿绝热递减率。

$w' > 0$ 时, $k = (\theta_0/T_0) (\gamma_d - \gamma_m)$, 因总有 $\gamma_d > \gamma_m$, 所以当有上升气流时,即 $w' > 0$, $k w' > 0$, 使得

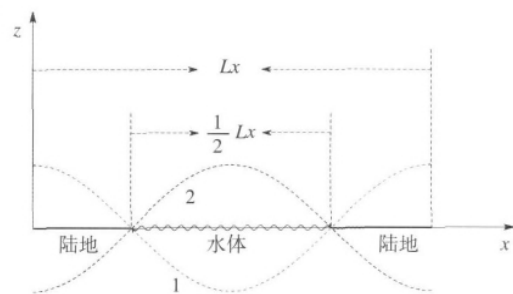


图 1 模式示意图

Fig. 1 Schematic diagram of the mode

$\frac{\partial \theta'}{\partial t} > 0$ 即参数化考虑上升运动产生的水汽凝结潜热使得大气温度增加; 反之, 当下沉气流时, 即 $w' < 0$ $k = 0$ 无水汽凝结潜热作用。

方程(5)化为:

$$\frac{\partial \theta'}{\partial t} = -w' \frac{\partial \theta_0}{\partial z} + K \left(\frac{\partial^2 \theta'}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \theta'}{\partial z^2} \right) + kw' \quad (8)$$

方程(1) — (4) 和(8) 式的解可取为

$$\begin{aligned} w'(x, z, t) &= \hat{w}(z) e^{i\omega t} \cos k_x x, \\ p'(x, z, t) &= \hat{p}(z) e^{i\omega t} \cos k_x x, \\ \theta'(x, z, t) &= \hat{\theta}(z) e^{i\omega t} \cos k_x x, \\ u'(x, z, t) &= \hat{u}(z) e^{i\omega t} \sin k_x x, \\ v'(x, z, t) &= \hat{v}(z) e^{i\omega t} \sin k_x x. \end{aligned} \quad (9)$$

边界条件为:

$$\begin{aligned} w'(z=0) &= w'(z=\infty) = \theta'(z=\infty) = 0, \\ \theta'(z=0) &= M e^{i\omega t} \cos k_x x. \end{aligned} \quad (10)$$

其中: M 为中尺度地面位温扰动的振幅。已设各变量在 x 方向是周期的, x 方向波数 $k_x = 2\pi/L_x$, L_x 为 x 方向波长。0.25 L_x 对应水面一侧的陆面的宽度, 如图 1 所见, 此陆面上最大加热位于离水面的 0.25 L_x 处, 即陆面远离水面的一侧, 而 0.5 L_x 对应水面的宽度, 水面上最大加热位于离陆面的 0.25 L_x 处。

频率 ω 表示温度场的周期变化的频率, 对应模拟河陆风日变化的频率。即 $t = 0 \sim 6, 18 \sim 24$ 对应白天; 而 $t = 6 \sim 18$ 对应夜晚; $t = 0$ 对应日出后 6 h, 为白天因接受太阳辐射加热陆面温度最高的时刻; 而 $t = 12$ 对应日落 6 h, 为江面最暖的时刻。

由方程组(1) — (4)、(8) 和边界条件(10) 可看出 u', v' 和 w', p', θ' 位相相差 90° , 因为前两个变量是由后 3 个变量的导数来表示的。

将(9) 式代入方程(1) — (4) 和(8) 中, 得到一组线性常微分方程:

$$\begin{aligned} i\omega \hat{u} &= k_x \alpha_0 \hat{p} + f\hat{v} - \sigma_H, \\ i\omega \hat{v} &= -f\hat{u} - \sigma_H \hat{v}, \\ i\omega \lambda \hat{w} &= -\lambda \sigma_v \hat{w} - \alpha_0 \frac{d\hat{p}}{dz} + \gamma \hat{\theta}, \\ k_x \hat{u} + \frac{d\hat{w}}{dz} &= 0, \\ i\omega \hat{\theta} &= (k - \beta) \hat{w} - K \hat{\theta} k_x^2 + K \frac{d^2 \hat{\theta}}{dz^2}. \end{aligned} \quad (11)$$

$$\text{其中: } \beta = \frac{\partial \theta_0}{\partial z}; \gamma = \frac{g}{\theta_0} \quad (12)$$

(11) 式中 5 个方程可合并为 $\hat{\theta}$ 的一元四阶

方程

$$A_1 \frac{d^4 \hat{\theta}}{dz^4} + A_2 \frac{d^2 \hat{\theta}}{dz^2} + A_3 \hat{\theta} = 0. \quad (13)$$

式中:

$$\begin{aligned} A_1 &= K [(i\omega + \sigma_H)^2 + f^2]; \\ A_2 &= - \{ K k_x^2 \lambda (i\omega + \sigma_H) (i\omega + \sigma_v) + [(i\omega + \sigma_H)^2 + f^2] (i\omega + K k_x^2) \}; \\ A_3 &= (\beta - k) k_x^2 \gamma (i\omega + \sigma_H) + k_x^2 \lambda (i\omega + \sigma_H) (i\omega + \sigma_v) (i\omega + K k_x^2). \end{aligned} \quad (14)$$

$$\text{设 } \hat{\theta}(z) = e^{\Gamma z}, \quad (15)$$

将(15) 式代入(13) 式可得

$$A_1 \Gamma^4 + A_2 \Gamma^2 + A_3 = 0. \quad (16)$$

则

$$\begin{aligned} \Gamma^2 &= a^2 = b^2 = \frac{1}{2} (\eta^2 + s) \pm \frac{1}{2} \sqrt{(\eta^2 + s)^2 - 4(\eta^2 s - \varepsilon r)}. \end{aligned} \quad (17)$$

式中:

$$\begin{aligned} \eta^2 &= k_x^2 \frac{(i\omega + \sigma_H) (i\omega + \sigma_v) \lambda}{(i\omega + \sigma_H)^2 + f^2}; \\ r &= - \frac{\gamma k_x^2 (i\omega + \sigma_H)}{(i\omega + \sigma_H)^2 + f^2}; \\ \varepsilon &= \frac{\beta - k}{K}; s = \frac{i\omega}{K} + k_x^2. \end{aligned} \quad (18)$$

取

$$a = \pm \sqrt{a^2}, \quad b = \pm \sqrt{b^2}, \quad (19)$$

设

$$\hat{w}(z) = a_1 e^{az} + a_2 e^{-az} + a_3 e^{bz} + a_4 e^{-bz}, \quad (20)$$

$$\hat{\theta}(z) = b_1 e^{az} + b_2 e^{-az} + b_3 e^{bz} + b_4 e^{-bz}, \quad (21)$$

取

$$a^2 \neq b^2, \quad b > 0, \quad a < 0, \quad (22)$$

利用 $z = \infty$ 时边界条件(10) 式, 则(20) 和(21) 式中为保持 w', θ' 的有界性, 有

$$a_2 = a_3 = 0, \quad b_2 = b_3 = 0. \quad (23)$$

将(23) 式代入(20) 和(21) 式后, 并利用 $z = 0$ 时边界条件(10) 式, 可得

$$a_1 + a_4 = 0 \text{ 或 } a_4 = -a_1, \quad (24)$$

$$b_1 + b_4 = M \text{ 或 } b_4 = M - b_1. \quad (25)$$

将(23)、(24) 和(25) 式代入(20) 和(21) 式, 可得

$$\hat{w}(z) = a_1 (e^{az} - e^{-bz}); \quad (26)$$

$$\hat{\theta}(z) = M e^{-bz} + b_1 (e^{az} - e^{-bz}). \quad (27)$$

将(26)、(27) 式代入(11) 式中第 5 式, 得

$$B_1 e^{az} + B_2 e^{-bz} = 0. \quad (28)$$

式中:

$$\begin{aligned} B_1 &= -(\beta - k) a_1 + K a^2 b_1 - b_1 (i\omega + K k_x^2), \\ B_2 &= (\beta - k) a_1 - K b^2 b_1 + b_1 (i\omega + K k_x^2) - \\ &M (i\omega + K k_x^2 - K b^2). \end{aligned} \quad (29)$$

因为 $a \neq -b$, 若使 (28) 式对任意 z 成立, 则必须同时成立, 即得

$$B_1 = 0, B_2 = 0. \quad (30)$$

(30) 式中两式相加, 可得

$$b_1 = \frac{M(b^2 - s)}{b^2 - a^2}. \quad (31)$$

将 (31) 式代入 (30) 第 1 式, 可得

$$a_1 = \frac{M(a^2 - s)(b^2 - s)}{K(b^2 - a^2)}. \quad (32)$$

利用 (17) 式, (32) 式可化为

$$a_1 = \frac{-rM}{b^2 - a^2}. \quad (33)$$

将 (31) 和 (33) 式代入 (26) 和 (27) 式中, 得

$$\hat{w}(z) = -\frac{rM}{b^2 - a^2} (e^{az} - e^{-bz}), \quad (34)$$

$$\hat{\theta}(z) = M e^{-bz} + \frac{b^2 - s}{b^2 - a^2} M (e^{az} - e^{-bz}). \quad (35)$$

利用 (34) 和 (35) 式, 由 (11) 式的第 4、2、1 式可得:

$$\hat{u}(z) = \frac{1}{k_x} \frac{rM}{b^2 - a^2} (a e^{az} + b e^{-bz}), \quad (36)$$

$$\hat{v}(z) = -\frac{f}{i\omega + \sigma_H} \frac{1}{k_x} \frac{rM}{b^2 - a^2} (a e^{az} + b e^{-bz}), \quad (37)$$

$$\hat{p}(z) = \frac{(i\omega + \sigma_H)^2 + f^2}{i\omega + \sigma_H} \frac{1}{\alpha_0 k_x^2} \frac{rM}{b^2 - a^2} (a e^{az} + b e^{-bz}). \quad (38)$$

将 (34) — (38) 式代入 (9) 式, 即考虑水汽凝结潜热加热时二维非静力平衡方程组 (1) — (4) 和 (8) 式的解析解。取变量 w', p', θ', u', v' 的实部作为其实际的解析解, 此解析解是 x, z, t 的函数, 解的值需利用各参数和变量 $\eta^2, r, s, \varepsilon, a, b$ 和 k 的值计算 (9)、(35) — (39)、(18) — (20) 式的实部才能得到。为了图示说明方程组的解析解 (35) — (39) 式, 取模式参数数值如下:

$$\begin{aligned} \beta &= 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}, f = 1.031 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}, \\ g &= 9.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-2}, \alpha_0 = 0.758 \text{ m}^3 \cdot \text{kg}^{-1}, \\ \sigma_H &= \sigma_v = 10^{-3} \text{ s}^{-1}, \theta_0 = 273 \text{ K}, \\ M &= 10 \text{ } ^\circ\text{C}, K = 10 \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}, \\ k_x &= \frac{2\pi}{30} \text{ km}^{-1}. \end{aligned} \quad (39)$$

2 计算结果与分析

由 (12) 式可得

$$\beta = \frac{\partial \theta_0}{\partial z} = \frac{\theta_0}{T_0} (\gamma_d - \gamma). \quad (40)$$

当 $w' > 0$ 时, 利用式 (6) 和 (7), 得

$$k = \frac{\theta_0}{T_0} (\gamma_d - \gamma_m). \quad (41)$$

其中: k 为凝结潜热系数; $\gamma_d, \gamma_m, \gamma$ 分别为干绝热减温率、湿绝热减温率、大气垂直减温率。

由 (40) 式和 (41) 式, 可得

1) 当 $\gamma_d > \gamma > \gamma_m$ 时, 有 $k > \beta > 0$, 对应大气层结条件不稳定;

2) 当 $\gamma < \gamma_m$ 时, 有 $k < \beta$, 对应大气层结绝对稳定;

3) 当 $\gamma > \gamma_d$ 时, 因总有 $\gamma_d > \gamma_m$, 则有 $k > 0, \beta < 0$, 即 $k > \beta$, 对应大气层结绝对不稳定。

在此模式中, 对 k 分别取 11 个不同的值进行计算: 0, 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 0.9, 1.0, 1.2, 1.5, 1.8, 2.0 $^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 。

在图 2—6 中, 横坐标代表垂直于江岸的水平距离 (0 ~ 30 km), 0 ~ 7.5 km 为陆地, 7.5 ~ 22.5 km 为水体, 22.5 ~ 30 km 为陆地; 纵坐标代表铅直距离 (0 ~ 2 000 m)。

2.1 无水汽凝结潜热的情况

图 2 分别给出 $k=0$, 即不考虑水汽凝结潜热时的 u', w' 和 $u'-w'$ 场。

计算结果表明: 1) u' 场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在 0 ~ 320 m 的低层, 出现江风或向岸风 (陆风或离岸风), 而在 320 ~ 1 670 m 的中层, 出现了向江中心辐合的离岸风 (向两岸辐散的向岸风)。如图 2a 所示, 在 $t=0$ 时, 低层和中层 u' 分别出现正负极大值, 其绝对值为 14.3 和 2.8 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, $t=12$ 时与 $t=0$ 时情况相同。

2) w' 场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在 0 ~ 1 350 m 的低层, 在两岸陆地上方, $w' > 0$, 为上升气流 ($w' < 0$, 为下沉气流); 而在水体上方, $w' < 0$, 为下沉气流 ($w' > 0$, 为上升气流)。如图 2b 所示, 在 $t=0$ 时, 低层 w' 出现正负极大值绝对值为 0.38 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

3) $u'-w'$ 流场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在垂直方向上, 均出现两个环流对。在 0 ~ 1 350 m 的低层, 出现两个对偶且环流相反的江风 (陆风) 环流。在 $z=300 \sim 1 350$ m 的返回气流随高度逐渐减小, 且远小于 $z=0 \sim 300$ m 的江陆风气流。在 1 350 ~ 20 000 m 的上层, 也出现一对环流相反的环流。图 2c、d 分别为 $t=0$ 和 12 h 时的 $u'-w'$ 流场。

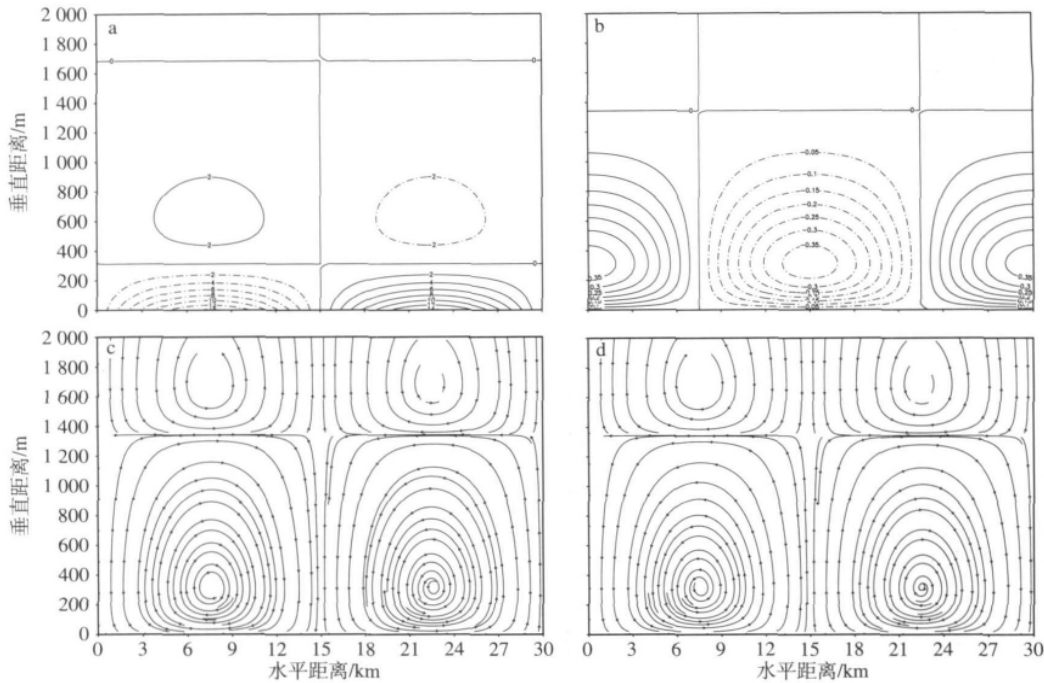


图 2 $k=0$ 时 $t=0$ 时的 u' 场 (a)、 w' 场 (b) 和 $t=0$ (c)、 $t=12$ h (d) 时的 $u'-w'$ 场 (单位: $m \cdot s^{-1}$)
 Fig. 2 With $k=0$, the (a) horizontal and (b) vertical velocity fields when $t=0$; the $u'-w'$ streamline field when (c) $t=0$ and (d) $t=12$ h (units: $m \cdot s^{-1}$)

2.2 有水汽凝结潜热的情况

2.2.1 $0 < k < 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时的 u' 、 w' 和 $u'-w'$ 场

$k < \beta = 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 有 $\gamma < \gamma_m$, 对应大气层结绝对稳定。

1) $k=0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$

计算结果表明: 1) u' 场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在两岸陆面和江面上, 分别在 $z=0 \sim 380$ 或 320 m 的低层, 出现江风 (分别在 $z=0 \sim 320$ 或 380 m 的低层出现陆风), 而在 $z=380 \sim 1720$ m 的中层和 $z=320 \sim 2000$ m 的上层, 出现的离岸风 (在 $z=320 \sim 2000$ m 的上层和 $z=380 \sim 1680$ m 的中层为向岸风)。如图 3a、b 所示, 在 $t=0$ 和 12 时, 在低层和中上层 u' 均出现正负极大值, 其绝对值均为 14.3 和 $3.1 \text{ } m \cdot s^{-1}$ 。中层 u' 和低层 u' 相比大大减小。可见, 两岸陆面上方江风环流中层离岸风高度比江面上方陆风环流对应向岸风高度高。

2) w' 场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在 $z=0 \sim 1680$ m (或 1350 m) 的低层, 在两岸陆地上方, $w' > 0$, 为上升气流 ($w' < 0$, 为下沉气流); 而在水体上方, $w' < 0$, 为下沉气流 ($w' > 0$, 为上升气流)。如图 3c、d 所示, 在 $t=0$ 和 12 时, 低层 w' 出现正负极大值为 $0.51 \text{ } m \cdot s^{-1}$ 和 $-0.38 \text{ } m \cdot s^{-1}$ 。

s^{-1} 。由此可见, 江风环流低层上升气流高度比陆风环流对应高度高 330 m。

3) $u'-w'$ 流场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在垂直方向上, 均出现两个环流对。在 $z=0 \sim 1680$ m (或 1350 m) 的低层, 出现一对环流相反的江风 (陆风) 垂直环流。在 $z=370 \sim 1680$ m ($z=320 \sim 1350$ m) 的返回气流仍随高度逐渐减小, 且远小于 $z=0 \sim 370$ m (或 320 m) 低层的江陆风气流。在 $z=1680$ (或 1350) ~ 2000 m 的上层, 也出现一对环流相反的环流, 陆风上层环流明显比江风上层环流强。图 3 e、f 分别为 $t=0$ 和 12 h 时的 $u'-w'$ 流场。

由上可见, 江风环流对应的低层上升气流的高度和中层离岸风高度均分别比陆风环流这两种高度高, 显然, 江风环流比陆风环流强。

与 $k=0$ 时相比, $k=0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时的中上层 u' 大 $0.3 \text{ } m \cdot s^{-1}$, 增大 11%, 低层 w' 正极大值大 $0.13 \text{ } m \cdot s^{-1}$, 增大 26%。可见 $k=0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江陆风环流比 $k=0$ 时有所增强。

2) $k=0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$

计算结果表明: 1) u' 场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在两岸陆面和江面上, 分别在 $z=0 \sim 500$ m 或 320 m 的低层, 出现江风 (分别在 $z=0 \sim$

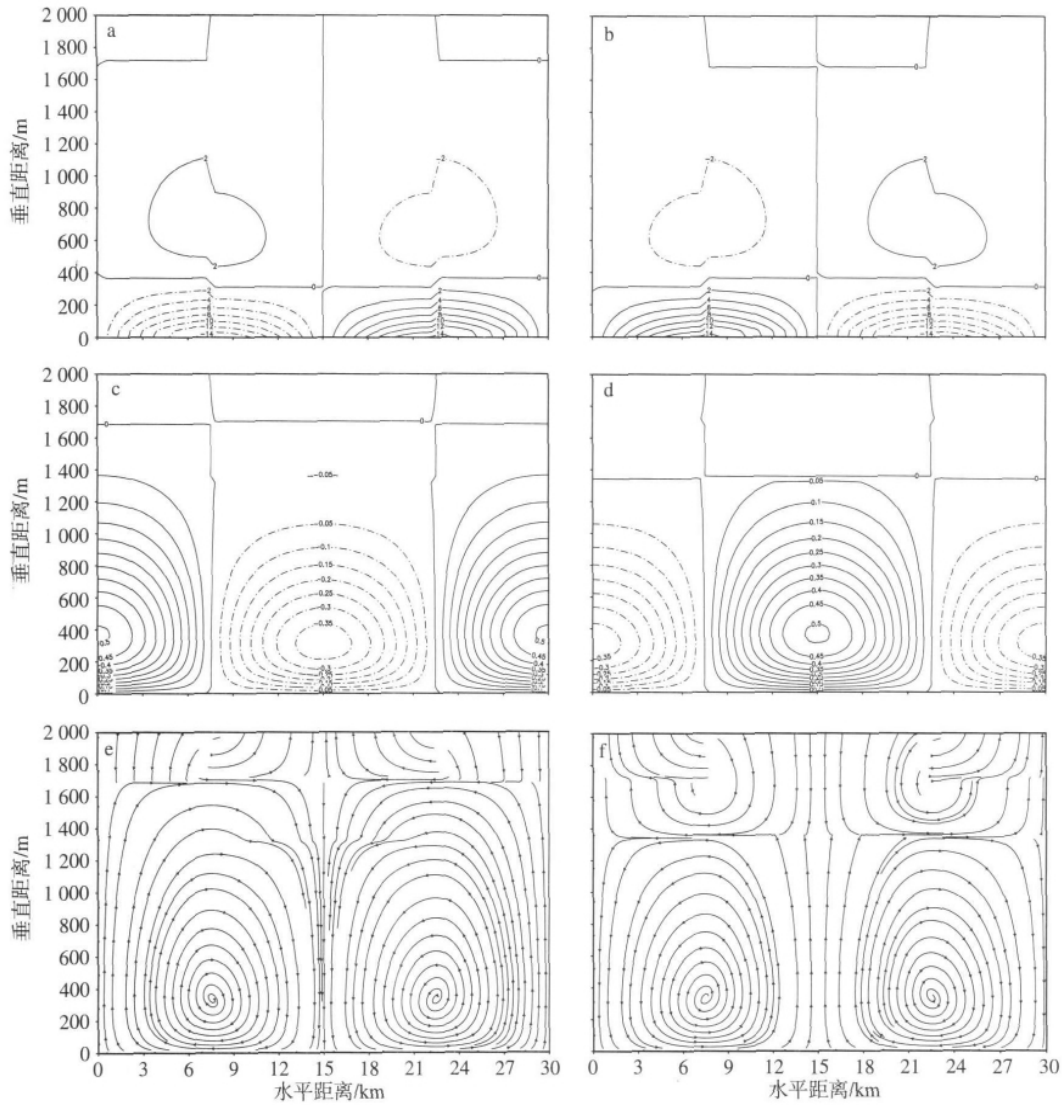


图 3 $k=0.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$ 时 $t=0$ 时的 u' (a)、 w' (c) 和 $u'-w'$ (e) 场以及 $t=12\text{ h}$ 时的 u' (b)、 w' (d) 和 $u'-w'$ (f) 场(单位: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

Fig. 3 With $k=0.5\text{ }^{\circ}\text{C}\cdot\text{km}^{-1}$, the horizontal field when (a) $t=0$ and (b) $t=12\text{ h}$; the vertical velocity field when (c) $t=0$ and (d) $t=12\text{ h}$; the $u'-w'$ streamline field when (e) $t=0$ and (f) $t=12\text{ h}$ (units: $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$)

320 m 或 500 m 低层, 出现陆风), 而在 $z=500\text{ m}$ 或 $320\sim 2\,000\text{ m}$ 的上层, 出现的离岸风(在 $z=320\text{ m}$ 或 $500\sim 1\,680\text{ m}$ 的中层为向岸风)。如图 4a、b 所示, 在 $t=0(12)$ 时, 低层 u' 出现正负极大值, 其绝对值均为 $17.8(17.7)\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$, 而中上层 u' 均出现两个正负极大值, 正负极大值的绝对值均为 $2.8(2.8)\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ 。中上层 u' 比低层 u' 均大大减小。可见, 江风环流上层离岸风高度比陆风环流对应高度高 320 m。

2) w' 场。在 00—06 时和 18—24 时(06—18 时), 在两岸陆面上方, 分别在 $z=0\sim 2\,000\text{ m}$ 整层, 有 $w'>0$, 为上升气流($z=0\sim 1\,340\text{ m}$ 的低层, 有 w'

<0 , 为下沉气流), 而在水面上方, 在 $z=0\sim 2\,000\text{ m}$ 整层, 有 $w'<0$, 为下沉气流($z=0\sim 1\,350\text{ m}$ 的低层, 有 $w'>0$, 为上升气流)。

如图 4c、d 所示, 在 $t=0(12)$ 时, 整层出现两正极大值, 为 $0.82\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (一正极大值, 为 $0.82\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$), 两负极大值, 为 -0.38 和 $-0.42\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (一负极大值, 为 $-0.38\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$)。可见, 在两岸陆面上方, 江风环流整层上升气流高度比陆风环流对应高度高 660 m, 而在江面上方, 两者高度接近相等。

3) $u'-w'$ 流场。在 00—06 时和 18—24 时(06—18 时), 在垂直方向上, 仅陆风环流出现两个环流对。在 $z=0\sim 2\,000\text{ m}$ (或 $1\,350\text{ m}$), 仍出现一对环

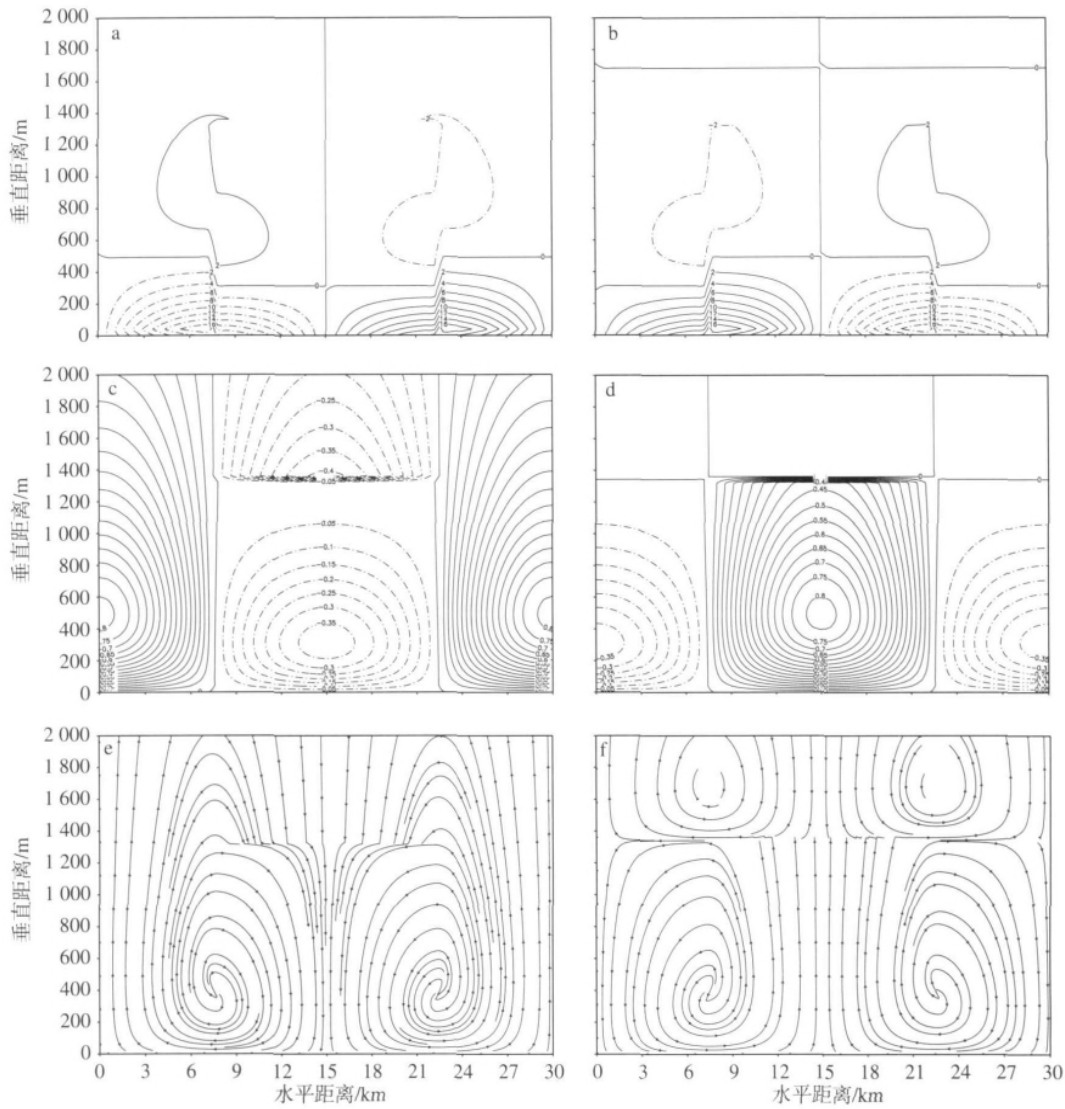


图 4 $k = 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 $t = 0$ 时的 u' (a)、 w' (c) 和 $u'-w'$ (e) 场以及 $t = 12 \text{ h}$ 时的 u' (b)、 w' (d) 和 $u'-w'$ (f) 场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 4 With $k = 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, the horizontal field when (a) $t = 0$ and (b) $t = 12 \text{ h}$; the vertical velocity field when (c) $t = 0$ and (d) $t = 12 \text{ h}$; the $u'-w'$ streamline field when (e) $t = 0$ and (f) $t = 12 \text{ h}$ (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

流相反的江风(陆风)垂直环流。在 $z = 350 \sim 2000 \text{ m}$ (或 1350 m) 的返回气流随高度逐渐减小,且远小于 $z = 0 \sim 350 \text{ m}$ (或 350 m) 低层的江陆风气流。在整层江陆风环流中心附近流线出现了间断,是由于中心两侧垂直上升和下沉气流对应的水汽凝结加热不同所引起的与锋面类似的间断面。在陆风环流 $z = 1350 \sim 2000 \text{ m}$ 的上层,也出现一对环流相反的环流。图 4e、f 分别为 $t = 0$ 和 12 h 时的 $u'-w'$ 流线场。

可见,江风环流的整层上升气流高度和上层离岸风高度均分别比陆风环流这两种高度高得多。显然,仍有江风环流比陆风环流要强得多。

与 $k = 0$ 和 $0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时相比, $k = 0.9$

$^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时低层 u' 极大值绝对值均大 $3.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 增大 24%; 而 $k = 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 中上层 u' 极大值绝对值小 $0 \sim 0.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 减小 $0 \sim 10\%$ 。 $k = 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时的整层、低层 w' 正极大值增大 0.44 和 $0.31 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$, 增大 116% 和 61%。

综上所述,与 $k = 0$ 和 $0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 情况相比, $k = 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 的江陆风环流大大增强。

2.2.2 $k = 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时的 u' 、 w' 和 $u'-w'$ 场

$k = \beta = 1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 有 $\gamma = \gamma_m$, 对应大气层结中性稳定。

计算结果表明: 1) u' 场。在 00—06 时和 18—24 时(06—18 时), 在两岸陆面和江面上, 分别在 $z = 0$

~380 或 320 m 的低层,出现江风(分别在 $z=0 \sim 320$ 或 380 m 的低层,出现陆风),而在 $z=380 \sim 1\ 680$ m 和 $z=320 \sim 1\ 950$ m 的中层,出现离岸风(在 $z=320 \sim 1\ 950$ m 和 $z=380 \sim 1\ 680$ m 的中层为向岸风)。如图 5a、b 所示,在 $t=0$ (12) 时,低层 u' 出现正负极大值,其绝对值均约为 $17.4\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($17.4\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),而中层 u' 出现正负极大值,其绝对值均为 $4.2\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($4.2\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),可见,江风中层 u' 均比陆风中层 u' 略强。中层 u' 与低层 u' 相比明显减小。

2) w' 场。在 00—06 时和 18—24 时(06—18 时)在两岸陆面上,在 $z=0 \sim 1\ 280$ m 的低层,有 $w' > 0$,为上升气流(在 $z=0 \sim 1\ 320$ m 的低层,有 $w' <$

0,为下沉气流),而在江面上方,在 $z=0 \sim 1\ 280$ m 的低层,有 $w' < 0$,为下沉气流(在 $z=0 \sim 1\ 320$ m 的低层,有 $w' > 0$,为上升气流)。如图 5c、d 所示,在 $t=0$ (12) 时,低层 w' 出现正极大值,为 $0.60\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($0.60\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$),其负极大值为 $-0.38\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($-0.38\ \text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)。可见陆风环流的低层上升气流高度比江风环流对应高度要高 40 m。

3) $u'-w'$ 流场。在 00—06 时和 18—24 时(06—18 时)在垂直方向上,均出现两个环流对。在 $z=0 \sim 1\ 280$ m (或 $1\ 320$ m) 的低层,出现一对环流相反的江风(陆风)垂直环流。在 $z=380 \sim 1\ 320$ m (或 $1\ 320$ m) 的返回气流随高度减小,且远小于 $z=0 \sim 380$ m ($z=0 \sim 380$ 或 350 m) 的低层江陆风环流。

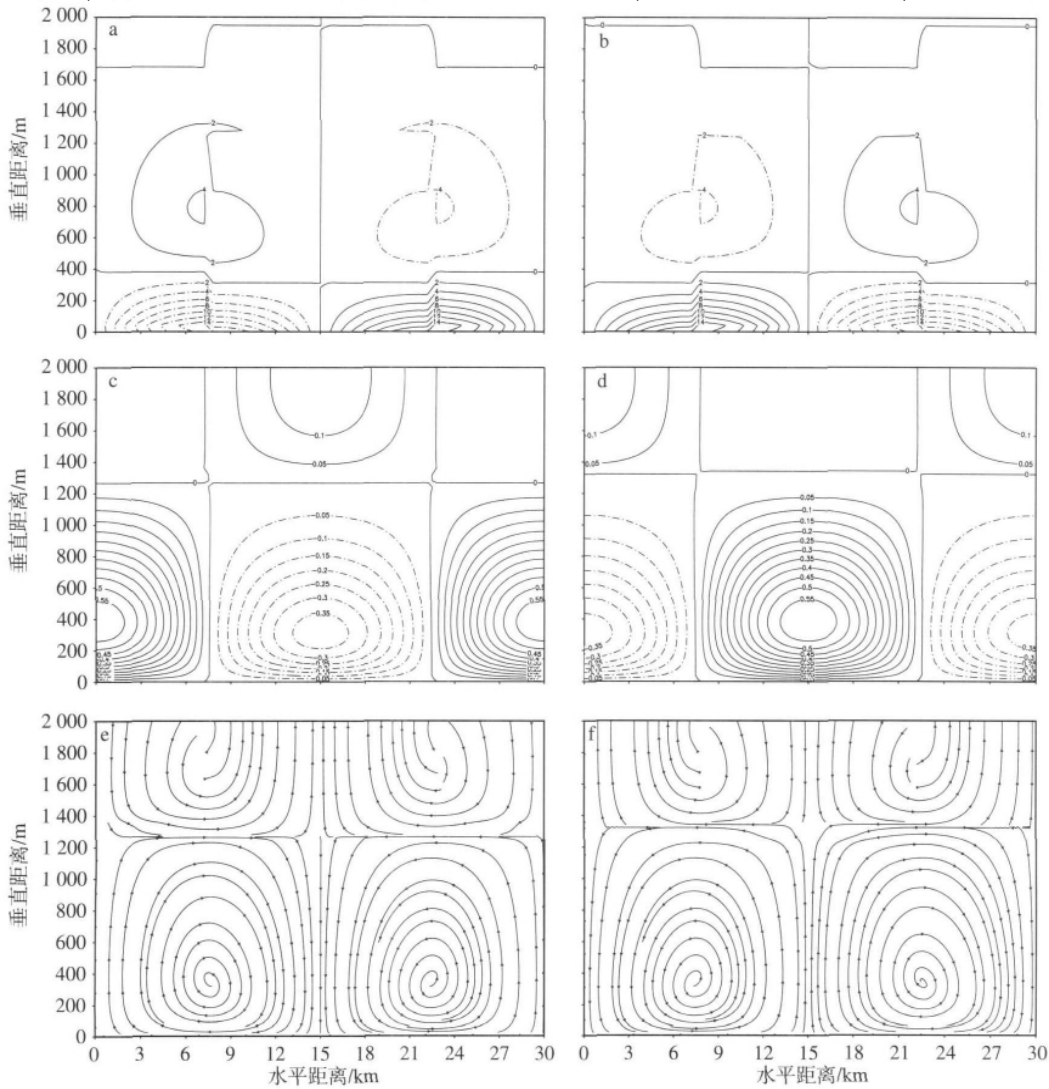


图 5 $k=1.0\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 $t=0$ 时的 u' (a)、 w' (c) 和 $u'-w'$ (e) 场以及 $t=12\ \text{h}$ 时的 u' (b)、 w' (d) 和 $u'-w'$ (f) 场(单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 5 With $k=1.0\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$, the horizontal field when (a) $t=0$ and (b) $t=12\ \text{h}$; the vertical velocity field when (c) $t=0$ and (d) $t=12\ \text{h}$; the $u'-w'$ streamline field when (e) $t=0$ and (f) $t=12\ \text{h}$ (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

在 $z = 1\ 280 \sim 2\ 000\ \text{m}$ (或 $2\ 000\ \text{m}$) 的上层, 也出现一对环流相反的环流。图 5e、f 分别为 $t = 0$ 和 12 时的 $u'-w'$ 流场。

可见, 陆风环流的上升气流高度和上层离岸风高度均比江风环流对应的这两种高度高一点。显然, 此时陆风环流比江风环流稍强一些。

与 $k = 0, 0.5$ 和 $0.9\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时相比, $k = 1.0\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 中层 u' 极大值绝对值增大, 低层 u' 极大值绝对值增大。而四者低层 w' 负极大值均相同。 $k = 1.0\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江风环流 w' 的低层高度均低得多。 $k = 1.0\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时陆风环流 w' 的低层高度均相等。

综上所述, $k = 1.0\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时的江陆风垂直环

流, 比 $k = 0$ 和 $0.5\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时强和稍强, 而比 $k = 0.9\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时明显弱得多。

2.2.3 $k = 1.5\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时的 u', w' 和 $u'-w'$ 场

$k > \beta = 1.0\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$, 有 $\gamma_d > \gamma > \gamma_m$, 对应大气层结条件不稳定。

计算结果表明: 1) u' 场。在 00—06 时和 18—24 时 (06—18 时) 在两岸陆面和江面上, 分别在 $z = 0 \sim 170$ 或 $320\ \text{m}$ 的低层, 出现江风 (在 $z = 0 \sim 320$ 或 $170\ \text{m}$ 的低层, 出现陆风)。而在 $z = 170 \sim 950$ 或 $950\ \text{m}$ 的中层, 出现离岸风 (在 $z = 320 \sim 1\ 320\ \text{m}$ 和 $z = 170 \sim 1\ 690\ \text{m}$ 的中层为向岸风)。如图 6a、b 所示, 在 $t = 0$ (12) 时, 在低层 u' 出现正负极大值, 其绝

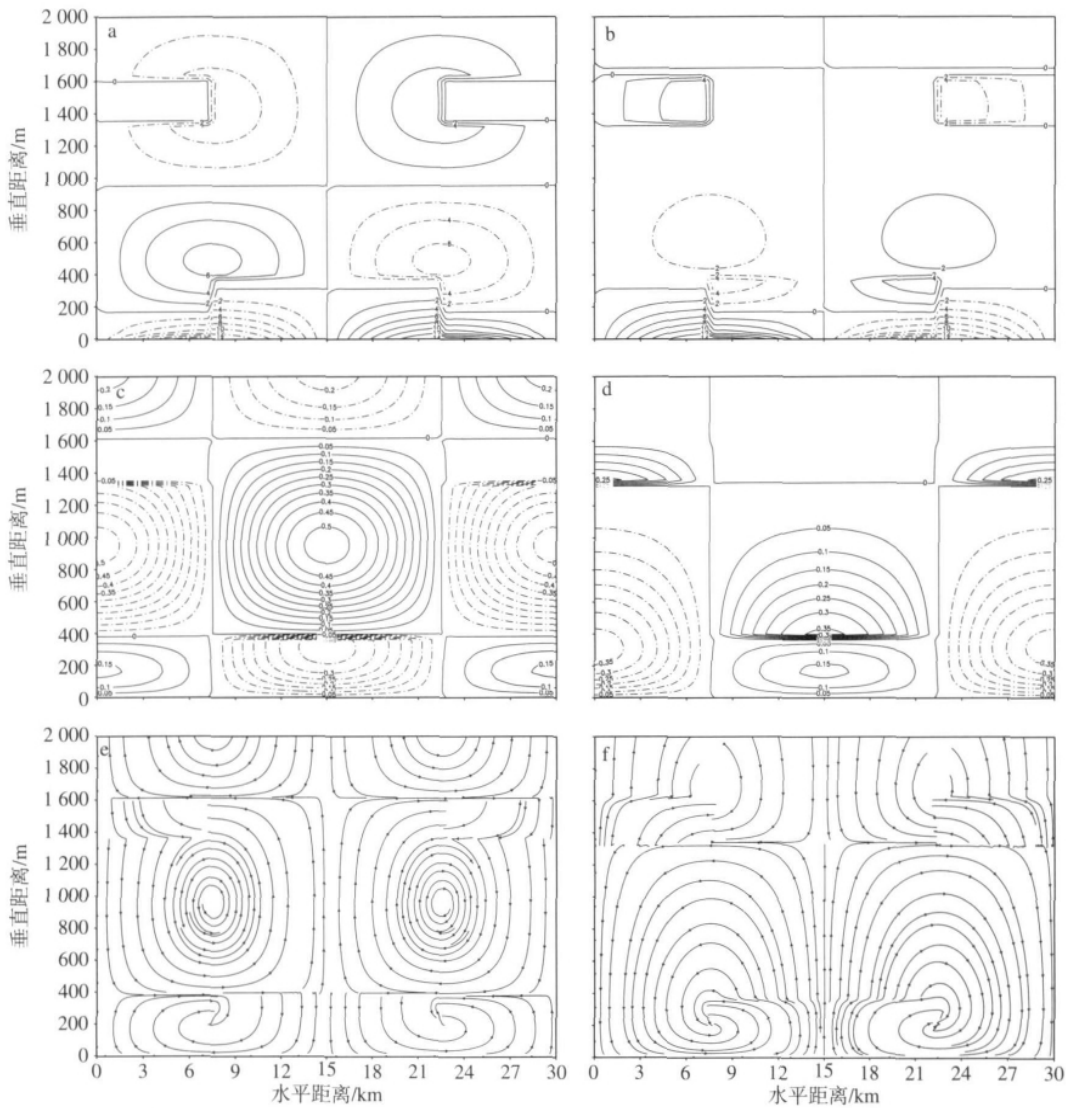


图 6 $k = 1.5\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 $t = 0$ 时的 u' (a)、 w' (c) 和 $u'-w'$ (e) 场以及 $t = 12\ \text{h}$ 时的 u' (b)、 w' (d) 和 $u'-w'$ (f) 场 (单位: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

Fig. 6 With $k = 1.5\ \text{°C} \cdot \text{km}^{-1}$, the horizontal field when (a) $t = 0$ and (b) $t = 12\ \text{h}$; the vertical velocity field when (c) $t = 0$ and (d) $t = 12\ \text{h}$; the $u'-w'$ streamline field when (e) $t = 0$ and (f) $t = 12\ \text{h}$ (units: $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)

对值均约为 $14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ ($14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$) ,而在中层 μ' 出现正负极大值,其绝对值均约为 $6.5 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (两对正负极大值绝对值分别为 5.9 和 $2.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。可见,江风环流上层离岸风高度比陆风环流对应高度要低 370 和 740 m ,高度降低约 39% 和 78% 。

2) w' 场。在 $00-06$ 时和 $18-24$ 时 ($06-18$ 时) 在两岸陆面上,在 $z=0 \sim 380 \text{ m}$ 低层,有 $w' > 0$,为上升气流(在 $z=0 \sim 1320 \text{ m}$ 低层,有 $w' < 0$,为下沉气流),而在江面上方,在 $z=0 \sim 380 \text{ m}$ 低层,有 $w' < 0$,为下沉气流(在 $z=0 \sim 1320 \text{ m}$ 低层,有 $w' > 0$,为上升气流)。如图 6c、d 所示,在 $t=0$ (12) 时,低层出现正负极大值,为 0.16 和 $-0.38 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ (两个正极大值,为 0.37 、 $0.16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 和一负极大值,为 $-0.38 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$)。可见陆风环流的低层上升气流高度比江风环流对应高度约高 940 m ,增大 2.5 倍。

3) $u'-w'$ 流场。在 $00-06$ 时和 $18-24$ 时 ($06-18$ 时) 在垂直方向上,出现 3 个 (2 个) 环流对。在 $z=0 \sim 380 \text{ m}$ (或 1320 m) 的低层,出现一对环流相反的江风(陆风)垂直环流,在 $z=200 \sim 380 \text{ m}$ (或 1320 m) 的返回气流随高度减小,且小于 $z=0 \sim$

200 m (或 200 m) 的低层江陆风环流。在低层江陆风环流中心附近流线出现了由于水汽凝结加热不同所引起的与锋面类似的间断面。在 $z=380 \sim 1620 \text{ m}$ 和 $z=1620 \sim 2000 \text{ m}$ ($z=1320 \sim 2000 \text{ m}$) 的中上层,也出现两个 (一个) 环流相反的环境流对。图 6e、f 分别为 $t=0$ 和 12 时的 $u'-w'$ 流场。

可见,陆风环流所对应的上升气流的高度和上层离岸风高度均比江风环流对应的这两种高度高得多。显然,陆风环流比江风环流要强得多。

与 $k=0, 0.5, 0.9$ 和 $1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时相比, $k=1.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时,中层 u' 极大值绝对值增大,而低层 u' 极大值绝对值减小。 $k=1.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时低层 w' 正极大值,在 $t=0$ 时分别减小约 $0.22 \sim 0.66 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 在 $t=12$ 时,分别减小约 $0.01 \sim 0.45 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。4 种 k 值低层 w' 负极大值均相同。 $k=1.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江风环流低层高度均低得多。而这 4 种 k 值的陆风环流低层高度基本相同。

综上所述, $k=1.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江陆风垂直环流均比 $k=0, 0.5, 0.9$ 和 $1.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时大大减弱。

2.2.4 $\beta=0 \sim 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时的 u', w' 和 $u'-w'$ 场
低层江风 u' 正负极大值的绝对值如表 1 所示。

表 1 $k=0 \sim 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 μ' 场的特征参数

Table 1 The characteristic parameters of the horizontal velocity field when $k=0 \sim 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$

$k/$ ($^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$)	00—06, 18—24 时				06—18 时			
	低层江陆		中上层回流		低层江陆		中上层回流	
	风高度/m	流高度/m	正极大值 绝对值/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	负极大值 绝对值/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	风高度/m	流高度/m	正极大值 绝对值/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)	负极大值 绝对值/ ($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)
0	320 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	2.8	320 ⁵⁾ / 320 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	2.8
0.1	330 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 680 ³⁾ / 1 750 ⁴⁾	14.3	2.9	320 ⁵⁾ / 330 ⁶⁾	1 750 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	2.8
0.2	350 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 680 ³⁾ / 1 810 ⁴⁾	14.3	2.9	320 ⁵⁾ / 350 ⁶⁾	1 810 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	2.9
0.3	350 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 680 ³⁾ / 1 900 ⁴⁾	14.3	3.0	320 ⁵⁾ / 350 ⁶⁾	1 900 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	2.9
0.4	360 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 680 ³⁾ / $\geq 2 000$ ³⁾	14.3	3.0	320 ⁵⁾ / 360 ⁶⁾	$\geq 2 000$ ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	3.0
0.5	380 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 720 ³⁾ / $\geq 2 000$ ³⁾	14.3	3.1	320 ⁵⁾ / 380 ⁶⁾	$\geq 2 000$ ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	3.0
0.6	390 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 880 ³⁾ / $\geq 2 000$ ⁴⁾	14.4	3.1	320 ⁵⁾ / 390 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	3.1
0.7	410 ¹⁾ / 320 ²⁾	$\geq 2 000$ ³⁾ / $\geq 2 000$ ⁴⁾	15.3	3.1	320 ⁵⁾ / 410 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	15.2	3.1
0.8	440 ¹⁾ / 320 ²⁾	$\geq 2 000$ ³⁾ / $\geq 2 000$ ⁴⁾	16.4	3.1	320 ⁵⁾ / 440 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	16.3	3.1
0.9	500 ¹⁾ / 320 ²⁾	$\geq 2 000$ ³⁾ / $\geq 2 000$ ⁴⁾	17.8	2.8	320 ⁵⁾ / 500 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	17.7	2.8
1.0	380 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 680 ³⁾ / 1 950 ⁴⁾	17.4	4.2	320 ⁵⁾ / 380 ⁶⁾	1 950 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	17.4	4.2
1.1	240 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 680 ³⁾ / 1 340 ⁴⁾	14.3	6.9	320 ⁵⁾ / 240 ⁶⁾	1 340 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	6.6
1.2	200 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 130 ³⁾ / 1 130 ⁴⁾	14.3	6.9	320 ⁵⁾ / 200 ⁶⁾	1 320 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	6.4
1.3	190 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 120 ³⁾ / 1 120 ⁴⁾	14.3	6.8	320 ⁵⁾ / 190 ⁶⁾	1 320 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	6.2
1.4	180 ¹⁾ / 320 ²⁾	1 000 ³⁾ / 1 000 ⁴⁾	14.3	6.6	320 ⁵⁾ / 180 ⁶⁾	1 320 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	6.0
1.5	170 ¹⁾ / 320 ²⁾	950 ³⁾ / 950 ⁴⁾	14.3	6.5	320 ⁵⁾ / 170 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	5.9
1.6	160 ¹⁾ / 320 ²⁾	920 ³⁾ / 920 ⁴⁾	14.3	6.4	320 ⁵⁾ / 160 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	5.7
1.7	160 ¹⁾ / 320 ²⁾	880 ³⁾ / 880 ⁴⁾	14.3	6.3	320 ⁵⁾ / 160 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	5.6
1.8	150 ¹⁾ / 320 ²⁾	860 ³⁾ / 860 ⁴⁾	14.3	6.2	320 ⁵⁾ / 150 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	5.5
1.9	150 ¹⁾ / 320 ²⁾	840 ³⁾ / 840 ⁴⁾	14.3	6.1	320 ⁵⁾ / 150 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	5.4
2.0	140 ¹⁾ / 320 ²⁾	820 ³⁾ / 860 ⁴⁾	14.3	6.1	320 ⁵⁾ / 140 ⁶⁾	1 680 ³⁾ / 1 680 ⁴⁾	14.3	5.3

注: 1) 表示低层陆面上的江风高度; 2) 表示低层江面上的江风高度; 3) 表示陆面上中上层回流高度; 4) 表示江面上中上层回流高度; 5) 表示低层陆面上的陆风高度; 6) 表示低层江面上的陆风高度。

当 $0 \leq k \leq 0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 μ' 均为 $14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 当 k 由 $0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 增大到 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, μ' 由 $14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 逐渐增大到 $17.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 当 k 由 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 增大到 $1.1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, μ' 由 $17.8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 逐渐减小为 $14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; 当 $1.1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1} \leq k \leq 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 μ' 仍均为 $14.3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。低层陆风正负极大值的绝对值随 k 的变化与江风相同。

当 k 由 0 增大到 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 低层陆面上方江风 u' 场高度由 320 m 逐渐增大到 500 m; 当 k 由 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 增大到 $2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 低层陆面上方江风 u' 场高度由 500 m 逐渐减小到 140 m。当 $0 \leq k \leq 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 低层江面上方陆风 u' 场高度变化与低层陆面上方江风相似。低层陆面上方江风 u' 场高度, 在 $0 \leq k \leq 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 均为 320 m。

当 $0 \leq k \leq 0.4 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 中上层陆面上方江风 u' 场回流高度均为 1 680 m; 当 k 由 0.4 增大到 $0.7 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 中上层陆面上方江风 u' 场回流高度由 1 680 m 逐渐增大到约 2 000 m; 当 $0.7 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1} \leq k \leq 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 中上层陆面上方江风 u' 场回流高度均为约 2 000 m; 而当 k 从 0.9 增大到 $2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 中上层陆面上方江风 u' 场回流高度由 2 000 m 逐渐减小到 820 m。当 $0 \leq k \leq 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 中上层江面上方江风和陆面上方陆风两者回流高度变化均与陆面上方江风情况相似, 而中上层江面上方陆风回流高度均为 1 680 m。

低层江风 w' 正极大值如表 2 所示。当 k 由 0 增大到 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, w' 由 0.38 逐渐增大到 $0.82 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$; k 由 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 增大到 $2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, w' 由 $0.82 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 逐渐减小到 $0.12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。当 $0 \leq k \leq 1.1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 低层陆风 w' 正极大值的变化与低层江风相似; 而当 k 由 1.1 增大到 $2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, w' 由 0.29 逐渐增大到 $0.38 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。而低层江陆风 w' 负极大值的绝对值, 在 $0 \leq k \leq 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 均为 $0.38 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。

当 k 由 0 增大到 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 低层江风 w' 场高度由 1 350 m 逐渐增大到约 2 000 m; 当 k 由 $0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 增大到 $2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 低层江风 w' 场高度由 2 000 m 逐渐减小到 330 m。而低层陆风 w' 场高度, 在 $0 \leq k \leq 2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时, 均为 1 350 m。

3 结语

从考虑水汽凝结潜热作用的两维非静力平衡方程组出发, 利用江河陆地的下边界条件, 从理论上, 求得适用于陆地水体的解析解, 以此来分析三峡库

Table 2 The characteristic parameters of the vertical velocity field when $k=0-2.0 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$

$k/$ ($^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$)	00—06, 18—24 时				06—18 时				
	低层高度/m	正负极大值绝对值/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)				低层高度/m	正负极大值绝对值/($\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$)		
		低层		中上层			低层		中上层
		正	负	正	负		正	负	正
0	1 350	0.38	0.38			1 350	0.38	0.38	
0.1	1 385	0.40	0.38			1 350	0.40	0.38	
0.2	1 440	0.42	0.38			1 350	0.42	0.38	
0.3	1 480	0.44	0.38			1 350	0.44	0.38	
0.4	1 580	0.47	0.38			1 350	0.47	0.38	
0.5	1 680	0.51	0.38			1 350	0.51	0.38	
0.6	1 840	0.55	0.38			1 350	0.55	0.38	
0.7	$\geq 2 000$	0.61	0.38			1 350	0.61	0.38	
0.8	$\geq 2 000$	0.70	0.38			1 350	0.70	0.38	
0.9	$\geq 2 000$	0.82	0.38			1 350	0.82	0.38	
1.0	1 280	0.60	0.38			1 350	0.60	0.38	
1.1	540	0.27	0.38	0.73	0.73	1 350	0.29	0.38	0.73
1.2	480	0.22	0.38	0.65	0.65	1 350	0.33	0.38	0.61
1.3	430	0.19	0.38	0.60	0.60	1 350	0.35	0.38	0.48
1.4	400	0.17	0.38	0.56	0.56	1 350	0.36	0.38	0.37
1.5	380	0.16	0.38	0.53	0.53	1 350	0.37	0.38	0.28
1.6	370	0.15	0.38	0.50	0.50	1 350	0.37	0.38	0.20
1.7	360	0.14	0.38	0.48	0.48	1 350	0.37	0.38	0.14
1.8	350	0.13	0.38	0.46	0.46	1 350	0.38	0.38	0.08
1.9	340	0.13	0.38	0.44	0.44	1 350	0.38	0.38	0.03
2.0	330	0.12	0.38	0.43	0.43	1 350	0.38	0.38	

区水体的改变对局地环流的影响,得到如下结论。

1) 与不考虑水汽凝结潜热 $k=0$ 时江风和陆风垂直环流两者具有对称性不同,考虑水汽凝结潜热 $k \geq 0$ 时江风和陆风垂直环流两者具有不对称性。

当 $0 < k < \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 有 $\gamma < \gamma_m$, 对应大气层结绝对稳定时,江风垂直环流比陆风垂直环流强,且随着 k 由 0 增大到 $1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$,江风环流比陆风环流强。

当 $k > \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 有 $\gamma_d > \gamma > \gamma_m$, 对应大气层结条件不稳定时,江风垂直环流比陆风垂直环流弱,且随着 k 由 $1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 逐渐增大,江风环流比陆风环流弱。

当 $k = \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 有 $\gamma = \gamma_m$, 对应大气层结中性稳定时,江风垂直环流与陆风垂直环流两者仍具有对称性,但其江陆风垂直环流强度比不考虑水汽凝结潜热 $k=0$ 时的强度大大增强。

2) 当 $0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1} \leq k \leq 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时,江陆面上方低层出现大风;当 k 由 0.5 增大到 0.9 $^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时 μ 由 14.3 逐渐增大到 17.8 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ 。特别地,与 $k=0$ 和其他 k 值时相比, $k=0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江陆面上方低层 u' 极大值绝对值增大 3.5 $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$, 增大 24%。

3) 与不考虑水汽凝结潜热 $k=0$ 时江风和陆风垂直环流均有两个环流对不同, $k=1.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时,在垂直方向上,江风垂直环流出现三个环流对。而在 $k=0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时,在垂直方向上,江风垂直环流出现一个环流对。

4) 在整层或低层江陆风环流中心附近流线出现了间断,是由于中心两侧垂直上升和下沉气流对应的水汽凝结加热不同所引起的与锋面类似的间断面。

5) $0 < k \leq \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江陆风低层垂直环流比 $k > \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江陆风的环流强得多,而 $0 < k \leq \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时江陆风中上层垂直环流则比 $0 < k < \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时弱得多。

综上所述,当 $0 < k < \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 大气层结绝对稳定时,江风垂直环流比陆风环流强,两岸上方上升气流比江面上方上升气流强,两岸比江面容易形成暴雨;而当 $k > \beta = 1 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$, 大气层结条件不稳定时,江风垂直环流比陆风环流弱,江面比两岸容易形成暴雨。当 $0.5 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1} \leq k \leq 0.9 \text{ } ^\circ\text{C} \cdot \text{km}^{-1}$ 时,大气趋近于层结条件不稳定时,江陆面上方低层出现大风。在整层或低层江陆风环流中心附近流线出现了由于水汽凝结加热不同所引起的

与锋面类似的间断面,可用于解释天气雷达图显示的海面上空的类似于切变线的线状回波。这一线状回波若与冷锋相遇,则容易形成暴雨。

本文的理论结果可用于分析三峡库区水体对其局地大气垂直环流的影响,对三峡库区暴雨和江面大风形成和发展提供了重要的理论基础,并对其预报提供了改进的线索。关于三峡库区下垫面的改变对库区局地环流的影响需做进一步研究。

参考文献:

- 黄荣辉,严邦良. 1989. 一个描述河陆风变化的数值模式及其数值试验[J]. 大气科学, 13(1): 11-21.
- 王浩. 1993. 深浅水体不同气候效应的初步研究[J]. 南京大学学报: 自然科学, 29(3): 517-522.
- 张洪涛, 祝昌汉, 张强. 2004. 长江三峡水库气候效应数值模拟[J]. 长江流域资源与环境, 13(2): 133-137.
- Cho H R, Shepherd T G, Vladimirov V A. 1993. Application of the direct Lyapunov method to the problem of symmetric stability in the atmosphere[J]. J Atmos Sci, 50: 822-836.
- Defant F. 1950. Theorie der land-und seewind[J]. Arch Meteor Geophys Bioklimatol, 2: 404-425.
- Estoque M A. 1961. A theoretical investigation of the sea breeze[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 87: 136-146.
- Estoque M A. 1962. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation[J]. J Atmos Sci, 19: 244-250.
- Estoque M A. 1981. Further studies of a lake breeze, Part II: Theoretical study[J]. Mon Wea Rev, 109: 619-634.
- Maddukuri C S. 1982. A numerical simulation of an observed lake breeze over southern lake Ontario[J]. Boundary-Layer Meteor, 22: 369-387.
- Martin C L, Pielke R A. 1983. The adequacy of the hydrostatic assumption in sea breeze modeling over flat terrain[J]. J Atmos Sci, 40: 1472-1481.
- McPherson R D. 1970. A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze[J]. J Appl Meteor, 9: 767-777.
- Morez W J. 1967. A lake breeze on the eastern shore of lake michigan: Observations and model[J]. J Atmos Sci, 24: 337-355.
- Ogura Y, Phillips N A. 1962. Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere[J]. J Atmos Sci, 19: 173-179.
- Patrinos A N. 1977. A numerical study of the Chicago lake breeze[J]. Boundary-Layer Meteor, 12: 93-123.
- Pearce R P. 1955. The calculation of the sea breeze circulation in terms of the differential heating across the coastline[J]. Quart J Roy Meteor Soc, 81: 351-381.
- Pielke R A. 1974. A three dimensional numerical model of the sea breeze over South Aflorida[J]. Mon Wea Rev, 102: 115-139.
- Shirer H N, Dutton J A. 1979. The branching hierarchy of multiple solutions in a model of moist convection[J]. J Atmos Sci, 36: 1705-1721.

(责任编辑: 张福颖)