

台湾海峡海陆风数值模式与数值模拟试验*

蔡榕硕¹⁾** 严邦良²⁾ 黄荣辉²⁾

1) (中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029)

2) (中国科学院大气物理研究所, 北京 100080)

摘 要 研制了一个包括水平及垂直扩散、牛顿冷却的二维 46 层非弹性运动方程组的台湾海峡海陆风数值模式, 并用此模式来模拟及研究台湾海峡两岸海陆风的生成与变化特征。模式中考虑了太阳辐射、长波辐射及其日变化、地表向大气的感热与潜热输送以及向土壤层的热传导等。数值计算中采用了分解算法及隐式时间差分方案。用此模式得出的模拟结果与闽南及台湾海陆风的观测事实比较吻合, 表明了此模式能够较好地描述海峡两岸的海陆风变化规律。

关键词: 台湾海峡; 海陆风数值模式; 数值模拟

1 引言

台湾海峡位于福建和台湾之间, 海峡两岸群山对峙, 整个海峡呈东北—西南走向, 为纵向狭长型海峡, 南北长约 380 km, 东西平均宽约 190 km。台湾海峡不仅是台湾岛与大陆间的纽带, 而且是纵贯我国南北及东南亚近邻国家的海上交通要道。近年来, 由于海峡两岸经济高速发展, 大气环境问题日益突出, 因此, 研究这个地区大气污染物的输送不仅具有重要的科学意义, 而且还具有重要的应用价值。观测表明海峡沿岸大气污染物的输送与扩散不仅受到季风气流的影响, 而且还受到海陆风的影响。

海陆风是由于海、陆不同的下垫面热力差异原因造成的中尺度环流, 一年四季均会出现。它不仅会影响局地天气变化, 而且与大气污染物的输送和扩散有着密切关系。后者主要表现在海陆风局地环流对污染物循环和往复作用引起的污染, 以及存在热内边界层时产生的海岸线熏烟污染等。另外, 海陆风与航海、航空、沿海城镇规划和旅游资源的开发也密切相关。因此, 对海陆风的研究在气象学、环境保护等方面具有实际意义。

关于海陆风的理论研究, 从 20 世纪 20 年代以来得到不断发展。Jeffreys^[1] 提出海陆风的生成理论, 他认为海陆温差引起的气压梯度力与摩擦力的平衡产生的摩擦风即是海陆风。Haurwitz^[2] 进一步提出了海陆风理论模式, 分析了海陆风在温差、摩擦力和科里奥利力影响下随时间的变化。随着计算机技术的诞生和发展, 有关海陆风的理论研究也从线性理论研究进入了非线性理论研究。Estoque^[3,4] 以数值方法求解非线性方

2001-05-10 收到, 2001-08-27 收到修改稿

* 本研究得到中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室 LAPC-KF-2000-02 以及短期气候和季风中心的共同资助

** 作者工作单位: 国家海洋局第三海洋研究所, 厦门 361005

程,得到了垂直于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。Estoque 等^[5]通过湖陆风观测及其数值模拟试验成功地重现了近岸处湖风方向的起始和变化的时间,并分析了湖陆风环流结构特征,以及在弱盛行风影响下的变化情况。Estoque 等^[6]还进一步讨论了山地地形对湖陆风的影响。在 1976 年以前的海陆风生成的非线性理论研究中,一般都没有考虑山地地形对海陆风的影响, Mahrer 等^[7]应用二维数值模式研究了在山脉作用下的海陆风变化,他们指出,海陆风环流强度大于没有山脉时的情况等。Kikuchi 等^[8]应用了一个三维数值模式也讨论了山脉地形对海陆风环流的影响。

海陆风属于局地风系,局地风系的研究恰恰始于海陆风理论的建立^[9]。人们对局地风系的研究主要集中在海陆风与山谷风方面^[2~8,10]。近年来,黄荣辉等^[11,12]研究过有关河陆风的变化,他们考虑了在水陆面的热力差异、地形、山坡陆面与大气的热交换及其在土壤层中的热传导等因素作用下,局地环流的变化特征,并研究了下垫面变化后,局地环流、位温及地温等变化,较为成功地模拟了局地风在多种因素影响下的形成与发展。此外,张立凤等^[13]研究了珠江口地区海陆风系的水平分布等特征。

台湾海峡有其独特的地理位置及地形特征,在海陆温差及两岸山脉地形的作用下,其形成的海陆风环流特征可能有其独特之处。朱抱真等^[14]分析了台湾的海陆风时空分布特征、出现时的天气形势及海陆风影响下的天气等现象。福建省气候资料室在 1984 年分析了有关台湾海陆风时空分布特征等规律^[15],指出海陆风是台湾岛夏半年经常出现的一种天气现象,也是台湾的气候特点之一。Johnson 等^[16]研究了台湾海陆风与强对流的相互作用。鉴于对海峡海陆风环流在这些条件下,生成、发展的过程作深入的研究和模拟甚为少见,也由于海峡海陆风环流对两岸大气污染物扩散与输送的重要性,因此,本文试图建立一个包括水平及垂直扩散、牛顿冷却的二维 46 层非弹性运动方程的海峡海陆风模式,并对海峡两岸海陆风生成及其变化规律进行初步数值模拟试验。

2 台湾海峡海陆风的模式方程

由于从海陆风的形成机制看,海陆风环流实质上是倒直方向上热力驱动的翻转。因此,任何关于海陆风现象的描述都应集中在它的垂直结构上^[17]。根据对现有研究结果的分析,本文对一个原用于描述小尺度河陆风的数值模式^[12]加以改进和发展,构造了一个描述台湾海峡及两岸中尺度海陆风环流变化的数值模式。模式中包括有大气动量与热量的水平与垂直涡旋扩散、牛顿冷却的二维 46 层非弹性运动方程组和热量平衡方程,除考虑海陆热力差异的作用外,还考虑了海峡两岸山脉地形引起局地的热力作用、太阳短波辐射及地球长波辐射、陆地和海水表面的热力传导差异等。

2.1 模式基本方程组

为了描述海陆风运动,本文采用 Ogura 和 Phillips 在 1962 年提出的非弹性运动方程组^[17]。为突出对海陆风形成机制的研究,假设背景大气为静止,考虑地表与海表在太阳辐射作用下所产生的热力差异驱动海峡海陆风的形成与发展变化;并且,在坐标系选取上,取海峡的东北—西南走向为 x 方向,假定 x 方向的变量是一致的,即 $\partial/\partial x = 0$,而 y 方向与海岸线垂直。为了在数值模式中便于对两岸地形起伏变化的处理,采用

Kasahara 提出的变换高度 s 坐标系^[19],

$$s = (z - z_{\text{sfc}})/(z_{\text{toa}} - z_{\text{sfc}}), \quad (1)$$

z_{sfc} 为地表面地形的高度, z_{toa} 为模式顶高度, 因此, $s = 0$ 表示地表面, $s = 1$ 表示模式顶。

在 s 坐标系中, 包含有扩散和牛顿冷却的非弹性运动方程组如下:

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(\rho D u) + \frac{\partial}{\partial u}(\rho D v \cdot u) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D \cdot s \cdot u) - f \rho D v \\ & = \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho K_{mv} \partial u}{D \partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho D K_{uh} \frac{\partial u}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(\rho D v) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho D v \cdot v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D \cdot s \cdot v) + f \rho D v \\ & = -c_p \Theta \rho D \left[\frac{\partial \pi'}{\partial y} + \frac{g \theta'}{c_p \Theta^2} \frac{\partial D}{\partial y} (1-s) \right] + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho K_{mv} \partial v}{D \partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho D K_{vh} \frac{\partial v}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t}(\rho D \theta') + \frac{\partial}{\partial y}(\rho D v \cdot \theta') + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D \cdot s \cdot \theta') \\ & = -\rho D C (\theta' - \theta_0) + \frac{\partial}{\partial s} \left(\frac{\rho K_{Tv} \partial \theta'}{D \partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho D K_{\theta'h} \frac{\partial \theta'}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (4)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = -\frac{g}{c_p \Theta^2} D \theta', \quad (5)$$

$$\frac{\partial}{\partial y}(\rho D v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho D \cdot s) = 0, \quad (6)$$

方程组中, u 和 v 分别是 x 和 y 方向的气流速度, $\cdot s$ 是 s 坐标系中的垂直速度, 它与笛卡尔坐标系中的垂直速度 w 的关系为

$$\cdot s = [w + (1-s) \cdot \frac{\partial D}{\partial y} \cdot v] / D, \quad (7)$$

这里 $D = z_{\text{sfc}} - z_{\text{toa}}$ 为模式的深度。方程 (2) ~ (6) 中的其他参数为: c_p 是定压比热, g 为重力加速度, f 是科里奥利参数, Θ 是大气基本态的位温, θ' 是扰动位温, 即 $\theta' = \theta - \Theta$, $\pi = (p/P)^k$, P 是压力 p 的某一参考值, 空气的位温 θ 与温度 T 的关系可写成 $\theta = T/\pi$; π' 是 π 的扰动值, $\pi' = \pi - \pi_0$, $\pi_0 = -gz/c_p \Theta$, $k = R/c_p$, R 为气体常数; ρ 是基本态大气的密度, K_{mv} 、 K_{Tv} 分别是动量与热量的垂直涡旋扩散系数, K_{uh} 、 K_{vh} 、 $K_{\theta'h}$ 是动量与热量的水平扩散系数, C 是牛顿冷却系数。在模式中, 牛顿冷却系数的引进主要是为了考虑近地面的最低层大气在白天受地面的感热作用而增温, 而在夜间又因对陆地土壤的热传导作用而降温。

2.2 土壤热传导方程

对于陆地土壤层, 只考虑其垂直的热传导, 则有:

$$\frac{\partial T_G}{\partial t} = K_G \frac{\partial^2 T_G}{\partial z^2}, \quad (8)$$

K_G 为土壤的热传导系数; T_G 为土壤的温度。

2.3 地表面热量平衡方程

太阳短波辐射是地球表面和大气能量的根本来源, 但低层大气增温主要通过吸收来自于地表的长波辐射、感热、潜热等, 其温度因而随地表温度而变化。陆地表面温

度日变化主要受下垫面热量平衡控制, 即地表面所接收到的太阳短波辐射和大气的长波辐射与地表面向大气辐射的长波辐射和感热、潜热的输送及向地下土壤层的热传导相平衡。由于海水有很大的热容量, 海水表面温度几乎没有日变化, 因此, 略去其热量平衡问题 (图 1)。

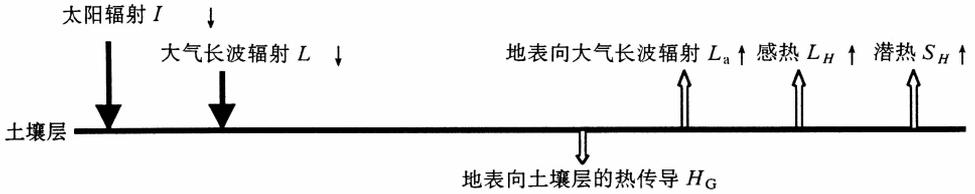


图 1 地表面热量平衡示意图

因此, 有地表面的热量平衡方程:

$$I \downarrow + L \downarrow = S_H + F_H + H_G + L_a, \quad (9)$$

上式中 $I \downarrow$ 是陆地表面接收的太阳短波辐射, $L \downarrow$ 是陆地表面所接收的大气长波辐射, L_a 是从陆地表面向大气辐射的长波辐射, H_G 是从陆地表面向土壤层的热传导, S_H 和 F_H 分别是从小地表面向大气输送的感热与潜热。陆地表面所接收到的太阳短波辐射 $I \downarrow$ 和大气长波辐射 $L \downarrow$ 根据 Kondo 推导的经验公式^[20] 计算, 并有以下表达式。

(1) 太阳短波辐射

到达地表面的太阳短波辐射:

$$I \downarrow = (1 - A_{\text{stc}}) I_0 \cos i [0.57 - 0.016e - 0.0161ge + (0.43 + 0.016e) \cdot 10^{-0.13/\cos \Omega}], \quad (10)$$

上式中 A_{stc} 是陆地表的反照率, I_0 是大气顶的太阳入射辐射或称为太阳常数, 为 1367 W m^{-2} , e 是陆地表面附近水蒸汽的气压, i 是太阳直射路径与陆地表面的夹角, 在本研究中考虑到地表面由于山脉而有坡度, 故按 Mahrer 与 Pilke 所引用的 Kontralyer 公式^[7], 有

$$\cos i = \cos \alpha \cos \Omega + \sin \alpha \sin \Omega \cos(\beta - \eta), \quad (11)$$

α 是海峡两岸山脉斜坡的坡度, $\alpha = \partial z_{\text{stc}} / \partial y$; Ω 是太阳的天顶角, 由下式计算,

$$\cos \Omega = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \psi, \quad (12)$$

φ 是纬度, 所取海峡剖面约在北纬 23.5° , δ 是太阳的赤纬, 夏季为 $+23^\circ$, 冬季为 -23° , ψ 是太阳的时间角, $\cos \psi = -\text{tg} \varphi \cdot \text{tg} \delta$, β 是太阳的方位角, $\sin \beta = \cos \delta \sin \psi / \sin \Omega$, η 是地形斜坡方位角。

太阳短波辐射是大气能量的根本来源, 在热量平衡方程中起着重要的作用。从 (10) 式可看到陆地表面接收的太阳辐射从上午起随太阳时间角的增大而增强, 陆地表面温度随之升高, 因而, 它向大气输送感热与潜热, 以及向土壤层的热传导相应增大; 而当大气中的水汽增加时, 由于水汽对太阳辐射有很强的吸收作用, 故地表面收到的直接的太阳辐射也将减小。

(2) 大气的长波辐射

在地表所接收的长波辐射:

$$L \downarrow = \sigma T_a^4 (0.52 + 0.064 \sqrt{e}) \cos \alpha, \quad (13)$$

σ 为斯蒂芬—玻耳兹曼常数, 为 $5.67 \times 10^{-8} \text{ J s}^{-1} \text{ m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, T_a 为大气温度, e 为水汽压。由上式可见, 当水汽压大时, 地表面所接收到的大气长波辐射也增大。

(3) 地表向大气的感热输送

地表面向大气输送的感热为:

$$S_H = \rho_0 c_p C_T (T_{\text{sfc}} - T_\tau), \quad (14)$$

上式中 $C_T = C_T^N V_\tau$, $C_T^N = [k / (\ln z_\tau / z_0)]^2 / Pr$, $V_\tau = (u_\tau^2 + v_\tau^2)^{1/2}$, ρ_0 为接近地表面的空气密度, c_p 为定压比热, $1006 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$, C_T 为中性层结的大气温度输送系数, T_{sfc} 为地表面温度, T_τ 为常通量层顶温度, k 为卡尔曼常数, Pr 为普朗特数, z_0 为地表面粗糙度参数, 乡村一般取为 10 cm , z_τ 为常通量层高度, 取 50 m , V_τ 为依赖于常通量层稳定性与风速切变的参数化表面曳力速度, u_τ 、 v_τ 分别为常通量层的风速分量。

(4) 地表向大气的潜热输送

地表面向大气输送的潜热为

$$F_H = \frac{S_H}{B}, \quad (15)$$

B 为 Bowen 比, 在大气稳定与中性层结条件下, $B = \infty$; 在不稳定层结条件下, 一般 $B = 0.5$ 。

(5) 地表向大气的长波辐射

根据普朗克定律, 从地面向大气辐射的长波辐射为

$$L_a = \sigma T_{\text{sfc}}^4, \quad (16)$$

T_{sfc} 为地表面的温度, 这为将利用热量平衡方程所要求的地表面温度值。

(6) 地表向土壤层的热传导

当地表温度高于土壤层温度时, 则地表向土壤层的热传导为

$$H_C = \rho_C C_C K_C \left(\frac{\partial T_C}{\partial z} \right)_{z=0}, \quad (17)$$

ρ_C 为土壤密度, C_C 为土壤比热, K_C 为土壤热力传导系数, 取 $4 \times 10^{-7} \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-1}$, T_C 为土壤温度。

3 模式的数值方案与参数选取

3.1 台湾海峡海陆风的数值模式

为方便计算, 令 $U = \rho D u$, $V = \rho D v$, $\theta = \rho D \theta'$, 并代入方程组 (2) ~ (6), 则可得:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} [U \cdot A u] + \frac{\partial}{\partial s} [U \cdot B u] - fV = \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(K_{mv} \frac{\partial U}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{uh} \frac{\partial U}{\partial y} \right), \quad (18)$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial V}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} [V \cdot A v] + \frac{\partial}{\partial s} [V \cdot B v] + fU = -c_p \theta \rho D \frac{\partial \pi'}{\partial y} - \frac{g}{\Theta} \frac{\partial D}{\partial y} (1-s) \\ + \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial s} \left(K_{mv} \frac{\partial V}{\partial s} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_{uh} \frac{\partial V}{\partial y} \right), \end{aligned} \quad (19)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial y} [\theta \cdot A_{\theta'}] + \frac{\partial}{\partial s} [\theta \cdot B_{\theta'}] = -C (\theta - \theta_0) + \frac{1}{D^2} \frac{\partial}{\partial s} (K_{Tv} \frac{\partial \theta}{\partial s}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_{\theta h} \frac{\partial \theta}{\partial y}), \quad (20)$$

$$\frac{\partial \pi'}{\partial s} = \frac{g\theta}{\rho c_p \Theta}, \quad (21)$$

$$\frac{\partial V}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial s} (\rho D \cdot s) = 0. \quad (22)$$

方程 (18) ~ (22) 为计算海陆风变化所需的模式方程, 在上述五个方程中只有 5 个未知数 $U, V, \theta, \pi', \dot{s}$, 因此, 上述方程组是封闭的, 其中, $A_u = u + K_{uh} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial s}$, $A_v = v + K_{vh} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial s}$, $A_{\theta'} = \theta + K_{\theta'h} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial s}$, $B_u = B_v = s + \frac{K_{mv}}{D^2} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial s}$, $B_{\theta'} = s + \frac{K_{Tv}}{D^2} \frac{\partial \ln \rho D}{\partial s}$ 。

3.2 模式的差分方程

在水平 y 方向取等距差分, 所取差分方案为

$$\frac{\partial}{\partial y} (FA)_i = \frac{1}{2\Delta y} \cdot (F_{i+1}, A_{i+1}, -F_{i-1}, A_{i-1}), \quad (23)$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(F \frac{\partial A}{\partial y} \right)_i = \frac{1}{(\Delta y)^2} \cdot [F_{i+1/2} (A_{i+1} - A_i) - F_{i-1/2} (A_i - A_{i-1})], \quad (24)$$

在垂直 z 方向取不等距差分, y, z 方向上采用分解算法, 在时间差分上采用全隐式差分方案, 得到 (18) ~ (22) 式相应的差分方程及边界条件。差分网格点上的变量分布见图 2。

3.3 热平衡方程的计算方案

把 (10) ~ (17) 式代入方程 (9), 有

$$T_{\text{sfc}}^4 + Q_1 T_{\text{sfc}} + Q_2 = 0, \quad (25)$$

$$Q_1 = \sigma^{-1} [\rho_0 c_p C_T (1 + \frac{1}{B}) - \frac{\rho_G C_G K_G}{\Delta z_G}], \quad (26)$$

$$Q_2 = \sigma^{-1} [\rho_0 c_p C_T (1 + \frac{1}{B}) + \frac{\rho_G C_G K_G T_G}{\Delta z_G} - I \downarrow - L \downarrow], \quad (27)$$

Δz_G 是土壤层的垂直差分间隔, 利用牛顿降维法求解方程 (25)。

3.4 模式边界条件

(1) 侧边界条件

假定大气侧边界满足下列条件:

$$\frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial y} = 0, \quad \frac{\partial \theta'}{\partial y} = 0. \quad (28)$$

(2) 上、下边界条件

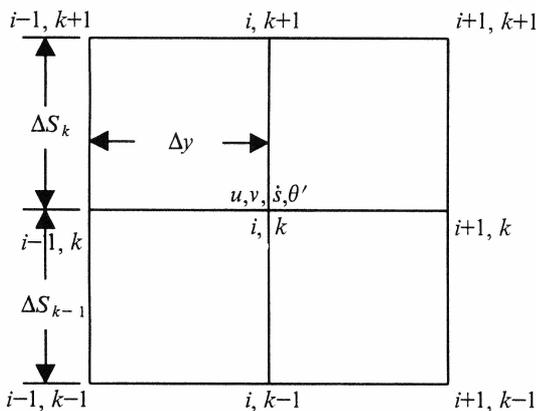


图2 差分网格与变量分布

假定在上边界 $s=1$ 满足下面条件:

$$u = v = \pi' = 0, \quad \theta' = [\theta']_{t=0}. \quad (29)$$

假定在下边界 $s=0$ 满足下面条件:

$$u = v = 0, \quad \dot{s} = 0. \quad (30)$$

位温的边条件由热量平衡方程给定。

3.5 参数选取

(1) 水平扩散系数

根据雷孝恩的参数化研究^[21], 选取模式中的水平动量与热量扩散系数为

$$K_{uh} = \begin{cases} 0.13 \times (z_i z)^{0.5} \times u_* \left(1 - \frac{z}{z_i}\right) + 500, & \text{稳定层结,} \\ \frac{z}{1.3} \times z_i \times u_* \exp\left(-45 \frac{z}{u_*}\right) + 1000, & \text{中性层结,} \\ 0.15 \times z_i \times u_* \left(12 + 0.5 \frac{z}{|\lambda|}\right)^{1/3} + 1500, & \text{不稳定层结.} \end{cases} \quad (31)$$

为简单起见, 参考 Mannouji 对参数的取法^[10], 假定有 $K_{th} = K_{\theta'h} = K_{uh}$, 另外, 上述经验公式中有 $u_* = u_1 + u_2 \times z_0$, $\lambda = (A_{00} \times z_0^{B_{00}})^{-1}$ 。在稳定层结下, $z_i = 200$, $u_1 = 0.198$, $u_2 = 0.183$, z_0 为地面粗糙度, $z_0 = 0.1$; 在中性层结下, $z_i = 600$, $u_1 = 0.335$, $u_2 = 0.31$, $z_0 = 0.1$; 在不稳定层结下, $z_i = 800$, $u_1 = 0.397$, $u_2 = 0.368$, $A_{00} = -0.01227$, $B_{00} = -0.03049$ 。

(2) 垂直扩散系数

同样, 根据文献 [21], 大气垂直热量扩散系数采用如下形式:

$$K_{Tv} = \begin{cases} 0.013 \times u_* \times z_i \left(\frac{z_i}{z}\right)^{0.8} \times \left(1 - \frac{z}{z_i}\right), & \text{稳定层结,} \\ 0.349 \times u_* \times \frac{z}{(f_2/f_3)}, & \text{中性层结,} \\ u_* \times z_i \times \frac{f_1(-\mu)^{1/3}}{(f_2 \times f_3)}, & \text{不稳定层结.} \end{cases} \quad (32)$$

在中性层结下, $f_2 = 1 + 3.775(z/z_i)^{1.483}$, $f_3 = 1 + 1.288(z/z_i)^{6.29}$, 在不稳定层结下, $f_1 = 0.256(z/z_i)^{0.762}$, $f_2 = 1 + 2.33(z/z_i)^{14.345}$, $f_3 = 1 + 2.775(z/z_i)^{2.79}$, $\mu = z_i/\lambda$ 。

与水平扩散系数的简化方法一样, 假定有 $K_{mv} = K_{Tv}$ 。

3.6 差分网格的选取

在水平 y 方向的网格距, 取等距差分 $\Delta y = 10$ km; 在垂直方向的网格距, 取不等距差分, 在大气边界层中分层 40 层, 在土壤层中有 5 层, 包括地表面共 46 层, 地表面 $s=0$, 地表面以上 40 层大气边界层的 s 值如表 1 所示, 所取差分格距 Δs 取值可由表 1 得出, 时间差分间隔 $\Delta t = 10$ s。

3.7 模式计算过程

首先, 在闽东南约 $23 \sim 24^\circ\text{N}$ 处, 垂直于台湾海峡走向, 从台湾以东经台湾岛、台

表 1 地表面以上至 40 层的 s 值

层数	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
s	0.0034	0.0070	0.0120	0.0172	0.0232	0.0302	0.0318	0.0473	0.0579	0.0700
层数	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
s	0.0839	0.1000	0.1184	0.1396	0.1640	0.1920	0.2243	0.2580	0.2917	0.3254
层数	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30
s	0.3592	0.3929	0.4266	0.4603	0.4940	0.5278	0.5615	0.5952	0.6289	0.6626
层数	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
s	0.6964	0.7301	0.7638	0.7975	0.8312	0.8650	0.8987	0.9324	0.9661	0.9998

湾海峡到福建沿海及福建东南部内陆取一剖面, 如图 3 所示。海峡西岸大陆宽度取 200 km, 海峡海域水面宽度取 200 km, 台湾岛陆域宽度取 200 km, 台湾东部海域宽度取 200 km。

其次, 设定数值模拟试验所需的大气初始状态 (含大气、土壤、海水等), 选取冬夏季某天早上 08:00 时, 天气晴朗, 大气为静止, 接近地表面的空气温度与地表土壤温度相同, 且大气位温随高度是线性微弱增加的, 冬夏季 08:00 时的陆地表温度初始值取历史观测值分别为 20 °C、27 °C, 海水温度为 20 °C、27 °C, 大气基本态位温为 298 K、305 K。

第三, 从热平衡方程 (25) 求出地表面的温度变化, 得到下垫面的热力强迫, 代入数值模式方程 (18) ~ (22) 的差分方程组, 对时间积分, 得出 U 、 V 、 θ 的数值, 进一步求得 π' 和 s 的值, 完成一步迭代。

4 海陆风环流变化的数值模拟试验结果

应用海峡海陆风数值模式 (18) ~ (22) 和 (25) 式及有关参数, 为便利起见分别从上述的冬夏季某天的大气、海洋和陆地的初始态出发, 由第一天 08:00 时开始, 积分 48 小时至第三天 08:00 时, 得到冬夏季海陆风环流变化的数值模拟结果。图 4a ~ d 分别为冬季上午 11:00 时和下午 16:00 时, 夏季上午 10:00 时和下午 18:00 时的台湾海峡海陆风环流变化数值模拟结果。

图 4a 为冬季上午 11:00 时, 台湾海峡两岸近地面风速小、风向不定, 近地面低层大气中均有海风生成, 两岸处于地面陆风变为海风的转换期。图 4b 为冬季下午 16:00 时, 海峡东岸台湾岛地面海风减弱至几乎不可见, 地面陆风开始生成, 而西岸近地面仍维持海风。图 4c 为夏季上午 09:00 时, 台湾海峡西岸的大陆地区先于东岸台湾地区进

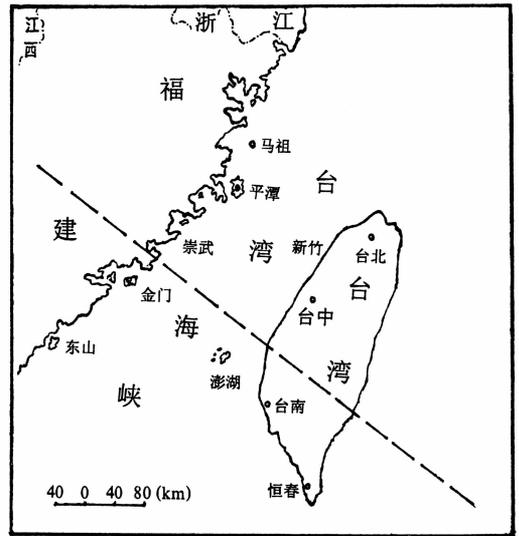


图 3 在数值模拟试验中所取台湾海峡及其两岸的剖面示意图

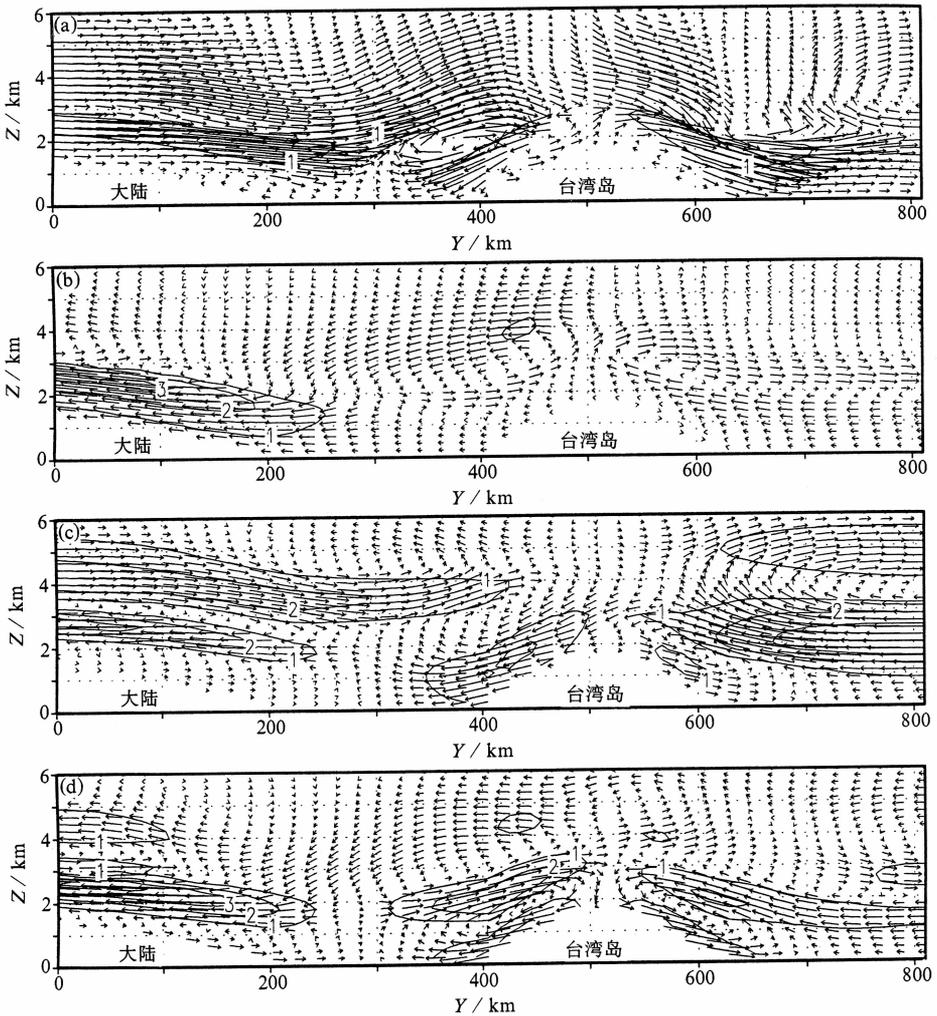


图4 由数值模式所计算的台湾海峡及其两岸海陆风环流变化

(a) 冬季 11:00 时; (b) 冬季 16:00 时; (c) 夏季 09:00 时; (d) 夏季 18:00 时

(实线为合成风速等值线)

入海陆风的转换期,近岸地面陆风已减弱至几乎不可见,但其上支反向气流强度仍有 $1 \sim 2 \text{ m s}^{-1}$,厚度约 1 km ,此时,海峡东岸的台湾近地面仍然盛行陆风,吹向海峡中部后抬升汇入西岸陆风环流圈的上支反向海风气流中,其陆风环流圈中的陆风厚度约 2 km 。图 4d 为夏季下午 18:00 时,海峡西岸有地面陆风生成,但此时东岸已有较完整的陆风环流圈形成。

上述中,西岸海风略早于东岸生成,但下午东岸陆风略早于西岸形成,这与两岸陆面受热差异有关,由于台湾岛的西边陆面长度小于大陆,上午地表加热量要少于大陆,而下午热量散失快于大陆,海陆温差变化与大陆不同步,因此,海峡两岸由压力梯度驱动的海风或陆风出现时间与强度也不同。

5 结果与讨论

针对台湾海峡及其两岸的特点, 本文研制了一个包括水平及垂直扩散、牛顿冷却的二维 46 层非弹性运动方程组的台湾海峡及两岸的海陆风数值模式, 在这个数值模式中考虑了太阳辐射、长波辐射及其日变化、地表向大气的感热与潜热输送以及向土壤层的热传导等; 在数值的计算中采用了分解算法及隐式时间差分方案。利用此模式对冬夏季台湾海峡及两岸的海陆风进行数值模拟, 模拟结果表明在冬季的 11:00 时和 16:00 时, 以及夏季的 09:00 时和 18:00 时, 分别是冬夏季海峡两岸上下午海陆风的转换期。冬夏季数值模拟结果分析及其与观测事实的对照 (另文论述) 表明: 数值模拟结果与海峡两岸海陆风观测事实比较吻合, 较好地反映了本地区的海陆风变化规律, 由此可见, 所建立的模式能够描述海峡两岸的海陆风变化规律。

参 考 文 献

- 1 Jeffreys, H., On the dynamics of wind, *Quart. J. Res. Meteor. Soc.*, 1922, **48**, 29~46.
- 2 Haurwitz, Comments on the sea breeze circulation, *J. Meteor.*, 1947, **4**, 1~8.
- 3 Estoque, M. A., A theoretical investigation of the sea breeze, *Quart. J. Res. Meteor. Soc.*, 1961, **87**, 136~134.
- 4 Estoque, M. A., The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation, *J. Atmos. Sci.*, 1962, **19**, 244~250.
- 5 Estoque, M. A., J. Gross, and H. W. Lai, A lake breeze over southern lake Ontario, *Mon. Wea. Rev.*, 1976, **104**, 386~396.
- 6 Estoque, M. A., and J. M. Gross, Further studies of a lake breeze Part II: Theoretical study, *Mon. Wea. Rev.*, 1981, **109**, 619~634.
- 7 Mahrer, Y., and R. A. Pielke, The effects of topography on sea and land breeze in a two-dimensional numerical model. *Mon. Wea. Rev.*, 1977, **105**, 1151~1162.
- 8 Kikuchi, Y., S. Arakawa, F. Kimura, K. Shirasaki, and Y. Nagano, Numerical study on the effects of mountain on the land and sea breeze circulation in the Kanto district, *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 1981, 723~738.
- 9 Л. Н. 古特曼, 中尺度气象非线性理论引论, 北京: 科学出版社, 1976, 238.
- 10 Mannouji, N., A numerical experiment on the mountain and valley winds, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1982, **60**, 1085~1105.
- 11 黄荣辉、严邦良, 一个描述河陆风变化的数值模式及其数值实验, 大气科学, 1989, **13**, 11~21.
- 12 严邦良、黄荣辉, 山谷底由陆面变成水面后其谷底局地环流、位温及地温的变化, 大气科学, 1991 (增刊), 271~280.
- 13 张立凤、张铭、林宏源, 珠江口地区海陆风系的研究, 大气科学, 1999, **23**, 581~589.
- 14 朱抱真等, 台湾的海陆风, 天气月刊, 1955, **8**, 附刊, 1~11.
- 15 福建省气候资料室, 台湾气候, 北京: 海洋出版社, 1987, 37~45.
- 16 Johnson, R. H., and J. F. Bresch, *Interaction between Sea and Land Breeze and Deep Convection over Taiwan*, Taipei: Workshop on TAMEX, Preliminary Scientific Results, 1981, 1~5.
- 17 B. W. 阿特金森著, 大气中尺度环流, 北京: 气象出版社, 1978, 142.
- 18 Ogura, Y., and N. A. Phillips, Scale analyses of deep and shallow convection in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 1962, **19**, 173~179.
- 19 Kasahara, A., Various vertical coordinate system used for numerical weather prediction, *Mon. Wea. Rev.*, 1974, **102**, 509~522.

- 20 Kondo, J., Heat balance of East China Sea during the air mass transformation experiment, *J. Meteor. Soc. Japan*, 1976, **56**, 67 ~ 85.
- 21 雷孝恩, 行星边界层中湍流统计量及风速随高度变化的参数化, “中距离湍流扩散特征的数值研究及污染模式”, 中国科学院大气物理研究所集刊, 第 14 号, 北京: 科学出版社, 1990, 1 ~ 8.

A Numerical Model and Its Simulation of the Land and Sea Breeze over the Taiwan Strait

Cai Rongshuo¹⁾*, Yan Bangliang²⁾, and Huang Ronghui²⁾

1) (*State Key Laboratory of Atmospheric Boundary Physics and Atmospheric Chemistry, Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100029*)

2) (*Institute of Atmospheric Physics, Chinese Academy of Sciences, Beijing 100080*)

Abstract In this paper, a two-dimensional 46-level numerical inelastic model of the land and sea breeze with the horizontal and vertical diffusion and the Newtonian cooling is designed and used to simulate and investigate the formation and the variations of the land-sea breeze over the Taiwan Strait. The numerical model consists of solar radiation, long-wave radiation and their diurnal variations, upward sensitive and latent heating on the surface, and thermal conductance in the soil layers, etc. Splitting method and implicit time difference scheme are used in the numerical calculation. And the simulation results are consistent with the observations, indicating that the numerical model can describe the variation features of the land and sea breeze over both coasts of the Taiwan Strait.

Key words: Taiwan Strait; land-sea breeze variation; numerical model and simulation

* The Author is working at the Third Institute of Oceanography, State Oceanic Administration.