

复杂地形条件下三维海陆风数值模拟

付秀华*

(中国科学院大气物理研究所)

吕乃平

(国家海洋局海洋环境预报中心)

李兴生

(国家气象局气象科学研究所)

施鲁怀

(能源部南京电力环保所)

提 要

本文建立了一个复杂地形条件下的三维中尺度风场预报模式,其中对边界层参数化作了较精细的处理,并对模式进行了两方面的实验。(1)在假设无系统风的条件下,模拟了复杂地形下海陆风的发生、发展和消亡过程,验证了模式的正确性;(2)以实测资料经客观分析作为模式的初始场,对1987年5月30日浙江宁波沿海地区的风场进行实况模拟,观测和模拟结果基本吻合,表明本模式对复杂地形条件下的海风扰动系统有着很好的描述能力。

一、前 言

海陆风的系统观测和研究(Leopold^[1]1949等)开始较早,到60年代,Frizzola和Fisher^[2](1963),Estoque^[3](1962)通过不同天气系统的海陆风观测,分析了天气系统对海风结构的影响。为考虑海岸的弯曲效应,McPherson^[4](1970)首次建立了三维海风预报模式,但因差分格式的选取不当,模式本身是线性不稳定的。比较完整的三维海风模式是由Pielke^[5](1974)建立的,但在他的模式中并未考虑沿岸地形的作用。另外,由于重力外波的引入,使得模式计算时间步长受到很大的限制。

在国内,只是在近几年,随着沿海地区的开发,为解决随之而来的大气污染问题,对海陆风的系统研究逐步引起人们的关心和重视。并考虑到沿岸地区的山地和海岸的弯曲。本文建立了一个复杂地形下的三维海陆风预报模式。为检验模式的正确性,我们模拟了静风条件下海陆风的发生、发展和消亡过程;并通过浙江宁波沿海1987年5月30日海风的实况模拟验证了模式的能力。

二、模 式

为了比较真实地模拟山地和海陆差异的影响,在模式中考虑了下列物理因子的作用:地形的强迫(动力和热力两方面),弯曲的海岸及岛屿的作用,边界层内湍流的加强和减弱过程,惯性重力外波和内波的影响等。同时忽略了大气的辐射传输过程,分子耗散对动量、

本文1990年6月5日收到,10月15日收到修改稿。

* 现在能源部南京电力环境保护研究所工作。

热量的影响,以及水汽对大气的热力影响。并假设在海陆风演变过程中天气系统并不发生显著变化。

1. 模式方程

当有地形时,引入下列坐标变换(Pielke^[6]1984):

$$x^* = x \quad y^* = y \quad z^* = \frac{\bar{s} - z - z_0}{s - z_0} \quad (1)$$

式中带*号为新坐标, \bar{s} 为模式初始顶边界高度, z_0 为地形高度, s 为模式顶边界高度,经变换后的控制方程如下所示。

动量守恒方程:

$$\begin{aligned} \frac{du}{dt} = & fv - fv_g - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x^*} + g \frac{z^* - \bar{s}}{s} \frac{\partial z_0}{\partial x^*} - g \frac{z^*}{s} \frac{\partial s}{\partial x^*} \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_0}\right) \frac{\partial}{\partial z^*} (-\overline{u'w'}) + \frac{\partial}{\partial x^*} (k_H \frac{\partial u}{\partial x^*}) + \frac{\partial}{\partial y^*} (k_H \frac{\partial u}{\partial y^*}) \end{aligned} \quad (2)$$

$$\begin{aligned} \frac{dv}{dt} = & -fu + fu_g - \theta \frac{\partial \pi}{\partial y^*} + g \frac{z^* - \bar{s}}{s} \frac{\partial z_0}{\partial y^*} - g \frac{z^*}{s} \frac{\partial s}{\partial y^*} \\ & + \left(\frac{\bar{s}}{s - z_0}\right) \frac{\partial}{\partial z^*} (-\overline{v'w'}) + \frac{\partial}{\partial x^*} (k_H \frac{\partial v}{\partial x^*}) + \frac{\partial}{\partial y^*} (k_H \frac{\partial v}{\partial y^*}) \end{aligned} \quad (3)$$

热量守恒方程:

$$\frac{d\theta}{dt} = \left(\frac{\bar{s}}{s - z_0}\right) \frac{\partial}{\partial z^*} (-\overline{w'\theta'}) + \frac{\partial}{\partial x^*} (k_H \frac{\partial \theta}{\partial x^*}) + \frac{\partial}{\partial y^*} (k_H \frac{\partial \theta}{\partial y^*}) \quad (4)$$

质量守恒方程:

$$\begin{aligned} \frac{\partial u}{\partial x^*} + \frac{\partial v}{\partial y^*} + \frac{\partial w^*}{\partial z^*} - \frac{1}{s - z_0} (u \frac{\partial z_0}{\partial x^*} + v \frac{\partial z_0}{\partial y^*}) \\ + \frac{1}{s - z_0} \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x^*} + v \frac{\partial s}{\partial y^*} \right) = 0 \end{aligned} \quad (5)$$

静力方程:

$$\frac{\partial \pi}{\partial z^*} = -\frac{s - z_0}{s} \frac{g}{\theta} \quad (6)$$

其中:

$$\pi = c_p \left(\frac{p}{p_0}\right) R / c_p, \quad p_0 = 1000 \text{hPa}$$

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

$$w^* = \frac{\bar{s}}{s - z_0} w - \frac{z^*}{s - z_0} \left(\frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x^*} + v \frac{\partial s}{\partial y^*} \right) + \frac{z^* - \bar{s}}{s - z_0} \left(u \frac{\partial z_0}{\partial x^*} + v \frac{\partial z_0}{\partial y^*} \right)$$

取 $w^*|_{z^*=0} = 0$ 和 $w^*|_{z^*=s} = 0$, 然后积分质量守恒方程(5), 便得模式边界顶 s 的预报公式:

$$\frac{\partial s}{\partial t} = -\frac{1}{s} \int_0^s \left\{ \frac{\partial}{\partial x^*} [u(s - z_0)] + \frac{\partial}{\partial y^*} [v(s - z_0)] \right\} dz^* \quad (7)$$

为使方程组(1)–(7)闭合,应用下列通量梯度关系:

$$\begin{aligned} -\overline{u'w'} &= k_m \frac{\partial u}{\partial z} \\ -\overline{v'w'} &= k_m \frac{\partial v}{\partial z} \\ -\overline{\theta'w'} &= k_\theta \frac{\partial \theta}{\partial z} \end{aligned} \tag{8}$$

其中 k_m, k_θ 分别表示湍流动量和热量交换系数。在白天不稳定情况下,由于湍流较强,湍涡尺度较大,边界层中湍流结构主要由近地层湍流和边界层高度决定,故我们选用 O'Brein^[7](1970)的显 k 廓线公式;在稳定情况下,湍流较弱,湍涡尺度较小,用局地参数化方法描述边界层中的湍流结构比较合理。故我们采用了 Blackadar^[8](1979)的参数化公式;对于地表层稳定后,高空还有残余不稳定层存在的情况,采用 Panofsky^[9](1960)的参数化方法。这样,模式所用的垂直交换系数可总结为如下形式:

$$k_m(z) = \begin{cases} \left. \begin{aligned} &k_m|_H + (H-Z)^2/(H-h)^2 \{k_m|_H + (Z-h) \\ &\left[\frac{\partial}{\partial z} k_m|_h + 2((k_m|_h - k_m|_H)/(H-h)) \right] \} & H \geq Z \geq h \\ &k_m|_H & Z > H \\ &(Z/h)k_m|_h & Z < h \end{aligned} \right\} \overline{w'\theta'} \geq 0 \\ \left. \begin{aligned} &1.1(R_{ic} - R_i)l^2s'/R_{ic} & R_i < R_{ic} \\ &0.0 & R_i \geq R_{ic} \\ &(1.0 - 18R_i)^{1/2}l^2s' & \frac{\partial \theta}{\partial z} < 0 \end{aligned} \right\} \overline{w'\theta'} < 0 \end{cases} \tag{9}$$

k_θ 与上式相似,只需将 m 改为 θ 即可。在大气边界层之上,湍流交换很弱,取:

$$k_m|_H = k_\theta|_H = 10\text{cm}^2/\text{s}$$

动量和热量守恒方程中的另一个扩散参数 k_H ,只是为保证模式计算的稳定而附加的水平平滑因子,其表示式如下:

$$k_H = \alpha(\Delta x)(\Delta y) \left\{ \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right)^2 + \frac{1}{2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial y} \right)^2 \right] \right\}^{1/2} \tag{10}$$

式中的 α 值可通过实验确定, Pielke(1973)取 $\alpha=0.3$,当地转风较小时, α 需取得大一些。方程中各符号的说明请见附录(下同)。

2. 近地层参数化

应用 Bussinger^[10](1973)的实验结果有:

$$\begin{aligned} u_* &= k(u^2 + v^2)^{1/2} / [\ln(z/z_0) - \psi_1] \\ \theta_* &= k(\theta - \theta_0) / [0.74(\ln z/z_0 - \psi_2)] \end{aligned} \tag{11}$$

其中:

$$\psi_1 = \begin{cases} 2\ln[(1 + \varphi_m^{-1})/2] + \ln[(1 + \varphi_m^2)/2] - 2\tan^{-1}\varphi_m^{-1} + \pi/2 & \xi \leq 0 \\ 4.7\xi & \xi > 0 \end{cases} \tag{12}$$

$$\psi_2 = \begin{cases} 2\ln[(1 + 0.74\varphi_m^{-1})/2] & \xi \leq 0 \\ -6.35\xi & \xi > 0 \end{cases} \tag{13}$$

式中, $\xi = z/L$, L 为 Monin—Obuckhov 长度, θ_0 为表面温度, z_0 为粗糙度长度, 在陆地上取 $z_0 = 0.1\text{m}$, 在水面上 z_0 为切应力的函数: $z_0 = 0.032u_*^2/g$, 取 $z_0 \geq 0.0015\text{cm}$ 。

3. 边界层高度

根据 Deardorff^[11](1974)的边界层高度预报公式有:

$$\frac{\partial H}{\partial t} + u \frac{\partial H}{\partial x} + v \frac{\partial H}{\partial y} = w_H + \frac{1.8(w_*^3 + 1.1u_*^3 - 3.3u_*^2 fH)}{g \frac{H^2}{\theta} \frac{\partial \theta^+}{\partial z} + 9w_*^2 + 7.2u_*^2} \quad (14)$$

w_* 为对流速度尺度, 其表达式为:

$$w_* = \begin{cases} [(-g/\theta)u_*\theta_*H]^{1/3} & \theta_* \leq 0 \\ 0 & \theta_* > 0 \end{cases}$$

w_H 为高度 H 处的垂直速度, $\frac{\partial \theta^+}{\partial z}$ 为 H 上部的位温梯度, u_* 、 θ_* 分别表示近地层速度尺度和温度尺度。

4. 模式的差分方法

(1) 差分格式的说明

本模式采用半隐式前向逆风差分格式来近似描述预报微分方程组(2)—(7)。在这种差分格式中, 时间偏导数项用向前差分, 平流项用迎风差分, 其余的空间微分项皆使用空间中央差分形式。为保证计算的稳定性, 方程组应按下列顺序运行: 动量守恒方程, 质量守恒方程, s 预报方程, 热量守恒方程和静力方程。所有方程的详细差分形式已在另文^[12]中给出, 这里就不再赘述了。预报方程组中各变量在网格中的具体分布如下图所示。

采用交错网格形式, 把 w 和 u, v 在水平方向错开半个网格距, 使得运用连续方程求 w 时精度更高, 且无需边界上的 u, v 来计算 w (Pielke1984), 将 θ 和 u, v 在垂直方向错开半个网格既可提高 π 的计算精度, 又可减小由于地形存在而导致的截断误差。

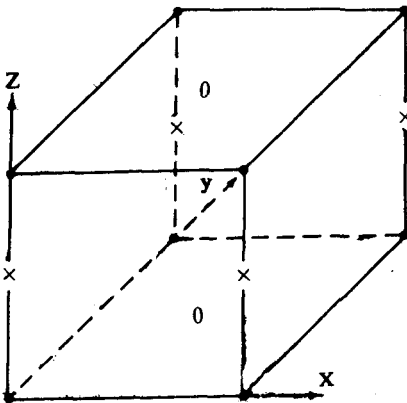


图1 各变量在网格上分析的立体图
(• 为 u, v, π, k_0 , × 为 $\theta, k_m, 0$ 为 w)

由于重力外波的引入, 使得模式计算时间步长受到很大的限制, 为此我们在时间积分过程中应用了 Matsuno 格式(曾庆存^[13]1986), 将时间积分分成两步: 第一步只考虑平流项, 柯氏力项和气压梯度力项, 不计算扩散项进行时间外推; 第二步是在第一步的基础上, 同时考虑扩散项的作用进行时间外推, 这种差分格式的使用可使时间步长取到5分钟。

(2) 模拟区域和网格分布

进行模拟研究的区域位于浙江省宁波沿海地区, 区域内的地形和海陆分布如图2所示。

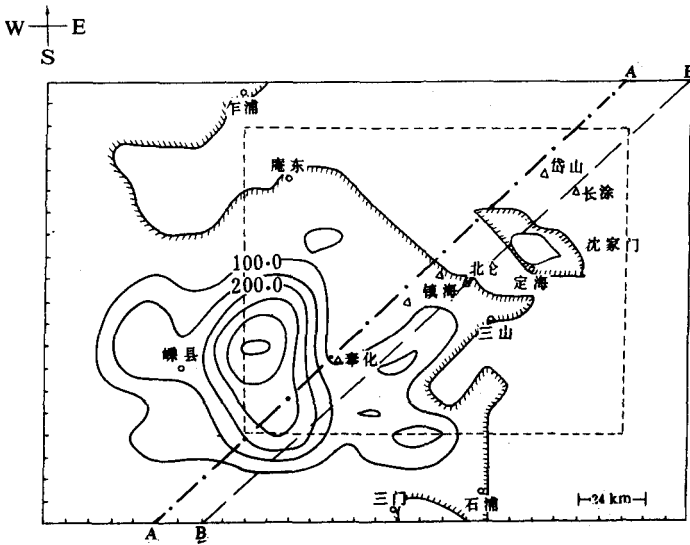


图 2 模拟区域地形、海岸线及测点分布图

模拟范围为 $256 \times 328 \times 6 \text{ km}^3$, 水平网格距最小为 8 km , 邻近边界的三个网格距呈倍数增加。在垂直方向上, 当 $k=1, 2, 3, \dots, 15$ 时, $z^*(k)$ 对应的高度分别为 $0, 5, 15, 100, 300, 500, 700, 900, 1200, 1500, 2000, 3000, 4000, 5000, 6000 \text{ (m)}$ 。

(3)模式的边界条件

为了尽量减小横边界的反射, 我们应用了 Miller 和 Thorpe^[14](1981)的辐射边界条件:

$$\frac{\partial \varphi}{\partial t} + \hat{c} \frac{\partial \varphi}{\partial n} = 0 \tag{15}$$

\hat{c} 为边界特征速度, 由内网格点外推到边界上, b 表示边界点, 则有:

$$\varphi_b^{n+1} = \frac{\varphi_b^n (\varphi_{b-1}^n - \varphi_{b-\frac{1}{2}}^n) - \varphi_{b-1}^n (\varphi_{b-1}^n - \varphi_{b-\frac{1}{2}}^n)}{\varphi_{b-\frac{1}{2}}^n - \varphi_{b-\frac{1}{2}}^n} \tag{16}$$

这种边条件只用于 u, v 场(即 φ 代表 u 或 v), 其它变量的横边界条件为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial H}{\partial x} \Big|_b &= \frac{\partial H}{\partial y} \Big|_b = \frac{\partial \theta}{\partial x} \Big|_b - \frac{\partial \theta}{\partial y} \Big|_b = w^* \Big|_b = 0 \\ \frac{\partial z_0}{\partial x} \Big|_b &= \frac{\partial z_0}{\partial y} \Big|_b = \frac{\partial s}{\partial x} \Big|_b = \frac{\partial s}{\partial y} \Big|_b = \frac{\partial \pi}{\partial x} \Big|_b = \frac{\partial \pi}{\partial y} \Big|_b = 0 \end{aligned}$$

在底边界上有: $u=v=w^*=0$

顶边界上有: $u=u_s, v=v_s, w^*=0$ 。

$$\pi = \pi(\bar{s}) - g(s - \bar{s}) / \theta(\bar{s}), \theta = \theta(\bar{s})。$$

三、模拟结果

1. 无系统气流时的海陆风模拟

为了考察模式在复杂地形条件下对海陆差异和山地热力效应所引起的局地环流的描述能力,在假设背景风为零的情况下进行了 24 小时的模拟实验。

(1) 初始条件

由于假设无背景风,故有 $u_s = v_s = 0$, 初始风场亦为零, 陆面位温假设呈正弦周期变化:

$$\theta_{\text{陆}} = \theta_{\text{海}} + \gamma z_G + A \sin[2\pi(t - t_0)/T]$$

取 $A = 5^\circ\text{C}$, t_0 为初始时间为 06 时, T 表示计算周期为 24 小时, $\gamma = 0.3^\circ\text{C}/100\text{m}$, $\theta_{\text{海}} = 290.3\text{K}$ 。假设海面位温保持不变, 初始的温度场呈水平均匀分布, 气压场由静力方程而得, $f = 0.729 \times 10^{-4} \text{s}^{-1}$ (对应于 30°N), $\bar{s} = 6000\text{m}$, 因为此时风温场是相互协调的, 故无需作任何初始化调整。

(2) 水平风场分析

在上述初条件下, 模拟了复杂地形条件下的海陆风演变过程。在以下的分析中, 以 12 时、16 时、22 时和 04 时作为海陆风和山谷风的特征时期, 预报结果如下图所示:

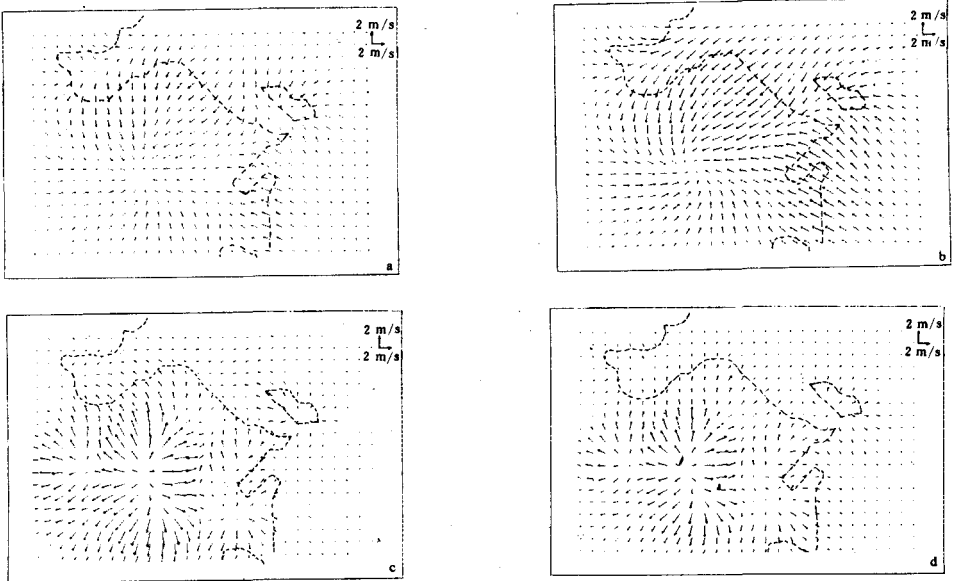


图 3 15m 水平风场

(a)12 时 (b)16 时 (c)22 时 (d)04 时

从图 3(a)可见, 此时海风和谷风都已形成, 风速约 1m/s 。在凸海岸处有明显的辐合存在, 这种辐合带具有典型的海风锋结构; 海湾处(如杭州湾)则有明显的辐散带存在, 以山

地为中心的谷风辐合表现更为明显,由于海岛的作用,使得邻岛大陆的海风较弱,且海峡上的风向多变,风速较小。到 16 时(图 3(b))海风和谷风越来越大,风速约为 3m/s。以四明山为中心的辐合区大大加强,舟山岛辐合区的西风分量逐渐减弱。而近岸(10~20km)地形的作用几乎被海风淹没,海风出现明显右转,在杭州湾南岸,12 时还是偏北风,此时已呈东北风。从 22 时的表面风场(图 3(c))可以看到,山区气流出现明显的转向,原来占主导地位的谷风变成了几个中心的山风。局地特征非常明显。山风和弱海风在沿岸形成弱辐合带。到 04 时(图 3(d)),低层以山风和陆风为主。残存的海风和沿岸辐合带已消失,在杭州湾出现弱的辐合带,山风风速约为 3m/s。

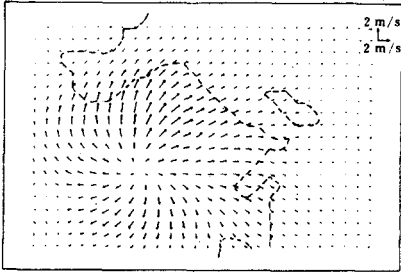


图 4 16 时 900m 高度上的水平风场

在高层,气流基本上与下层反向,以 16 时 900m 处的水平风场为例,如图 4 所示,下层以四明山为中心的辐合流场,在高层则为辐散流场。由于各种扰动系统的发展深度不同,为进一步了解海陆环流和山谷环流的垂直结构,进行了风、温垂直剖面分析。

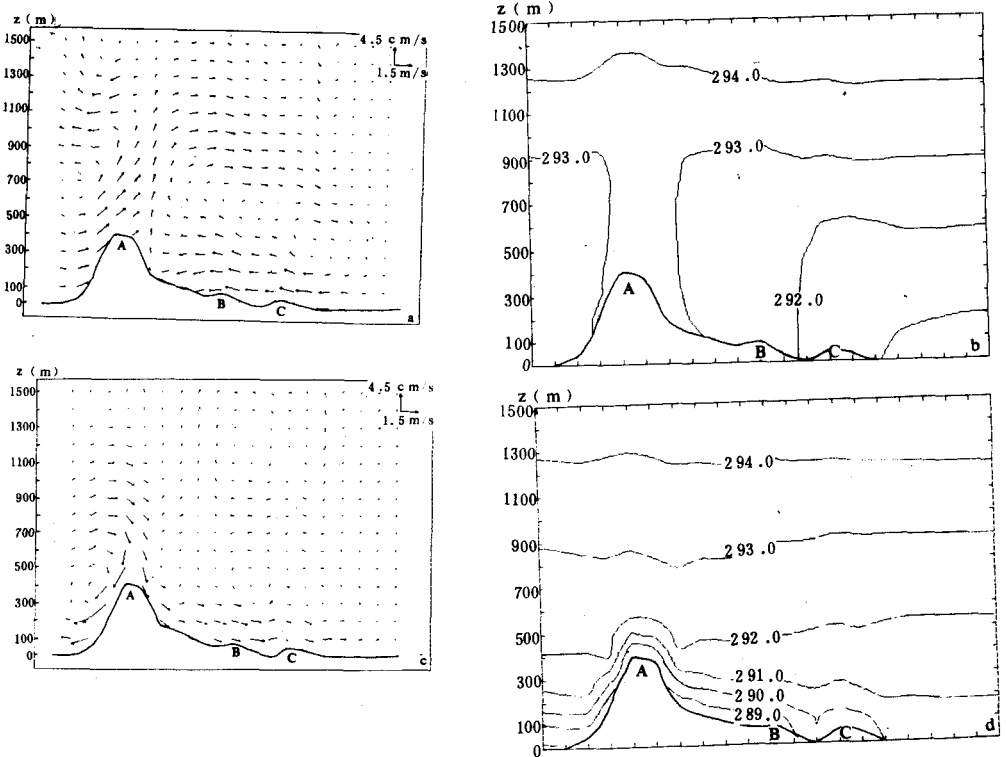


图 5 垂直海岸剖面(如图 2 中 BB 线)的风、温度场

(a)16 时风场; (b)16 时温度场(单位 K) (c)04 时风场 (d)04 时温度场(单位 K)

(3) 垂直剖面分析

作垂直于海岸的剖面,其基线 BB 如图 2 所示,下面给出了 16 时和 04 时 BB 剖面的风场和温度场,图中的 A 、 B 、 C 分别代表四明山、雨施山和舟山。

从图 5(a) 可见,在四明山处有明显的上升气流。山的左侧有一个逆时针谷风环流,12 时山右侧的两个分离的顺时针环流(一个是海风环流、一个是谷风环流,图略)已合二为一,形成海风和谷风混合环流,向岸流厚度随着向内陆的渗透逐渐加厚。图 5(b) 给出了典型的沿海位温边界层结构,在近岸处边界层高度约为 200 m,向内陆逐渐增加,到离岸约 30 km 后边界层高度维持在 800 m 左右,在边界层内位温几乎不随高度变化。

到 04 时(图 5(c)),由于地面冷却作用,山峰处都出现下沉气流,四明山左侧的谷风环流已变成了山风环流,右侧下层为向海流,上层为向岸流,向岸流的厚度较离岸流要厚。从位温剖面场(图 5(d))可见,地面降温形成了贴地逆温层,厚度约为 200 m,低层等温线基本与地面平行。

从以上的分析可见,模式能够比较正确的模拟有地形影响时海陆风的演变过程和沿海边界层结构。为了更进一步验证模式,下面进行了实况模拟实验比较。

2. 实况模拟实验

1987 年 5 月下旬至 6 月上旬,在浙江宁波沿海地区进行了为期约半个月的大气观测,测点的分布如图 2 所示。整个区域范围从东经 $120^{\circ}15'$ 到 $122^{\circ}50'$,北纬 $29^{\circ}04'$ 到 $30^{\circ}40'$,共设有 7 个探空点和 8 个地面测点。本文选取 1987 年 5 月 30 日作为对比日。

(1) 初始条件

初始风场由付秀华和李兴生等^[15](1989)所给的辐散直接调整方法获得,地转风则从气压场换算而得,且假设它不随时间变化;初始温度场由观测值的空间平均和时间内插获得,初始时假设其呈水平均匀分布。分析结果表明,垂直增温率约为 $0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。为了减小由于地形存在所引起的水平气压梯度计算上的误差,我们采纳了 Carroll 等^[16](1987)的建议,取 $\gamma = \frac{\partial\theta}{\partial z} = 0.5^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 。

地表温度随时间的变化由观测资料近似的拟合成下列形式:

$$\theta_{\text{陆}} = \theta_{\text{海}} + \gamma z_0 + A \sin[(t - t_0)\pi/T]$$

有 $A \approx 10^{\circ}\text{C}$, $t_0 = 7$ 时, $T = 12$ 小时,其中 $\theta_{\text{海}}$ 为海面温度,由于海水的热容量大,白天海水增温很小,这里假设海面温度在模拟时间内保持不变。由海洋观测站资料读得其值约为 29.3K 。

(2) 地面风场对比分析

由于观测站点较少,且主要集中在模拟区域右部,在进行结果对比时,选取图 2 中的虚线区域(东经 120° 至 $122^{\circ}35'$,北纬 $29^{\circ}22'$ 至 $30^{\circ}27'$),从 7 时开始模拟,观测结果和预报结果的对比如图 6、7 所示,时间从 9 时到 17 时。

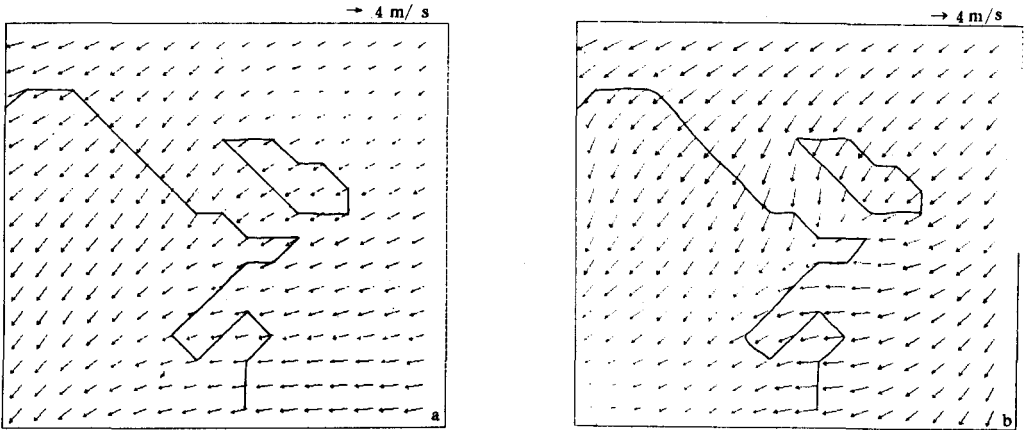


图 6 观测和预报的地面风场对比

(a)13 时观测 (b)13 时模拟

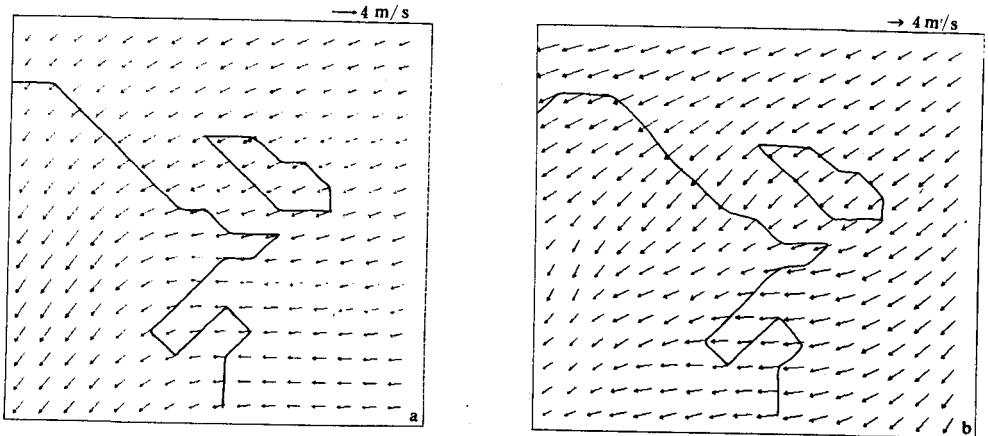


图 7 观测和预报地面风场对比

(a)17 时观测 (b)17 时预报

9 时的计算结果表明,海风已明显生成,但风速较小,约为 1m/s,预报和观测结果之间符合得很好,预报流场和实测流场在宏观结构上基本相似(图略)。

由 13 时(图 6(a,b))的结果可以看出,海风随时间明显加强,预报结果和客观分析结果都说明在宁波沿海区域存在两支海风气流的辐合,由于海风的影响,奉化、宁波,镇海一带被东北气流所控制。至 17 时(图 7(a,b))海风继续加强,东支海风继续向内陆渗透,北仑附近为偏东气流控制,沿岸地形影响基本消失,海岛的影响亦明显减小,沿海 50km 区域内海风结构比较规则,观测和预报结果之间吻合较好。

四、结 论

从以上两个实验可以看到,本文建立的三维非定常非线性预报模式能够较好地描述

由于地形不均匀,以及海陆温差所引起的局地环流,包括它们的生成、发展和消亡过程,所得结论可基本归纳为下列几点:1. 谷风和山风分别较海风和陆风出现得更早一些;2. 谷风和海风环流在早上呈明显的分离状态,而从下午起,谷风和海风几乎联合成为统一的环流;3. 白天(晚上),在海岛和凸海岸处有明显的下层辐合(辐散)存在,而以山地为中心的辐合(辐散)表现更为明显;4. 海陆风和山谷风的影响高度一般在1500m以下,当系统风较强时,其影响高度更低;5. 由于倾斜等压面的维持,海风最大值要在日落时才出现,这与Frizzola和Fisher(1963)等的观测结果相吻合;6. 观测和预报的结果都表明,由于海岸线的特殊结构和海风的偏转效应将使得杭州湾内日落时的向岸流出现偏大现象;7. 近岸海岛的作用在海风发展的初期影响明显,但到海风成熟后,其影响较小。

附 录

θ_0	地表位温	\hat{c}	辐射边界上的特征速度
H	边界层厚度	θ'	位温扰动
l	混合长度	h	近地层厚度
ξ	稳定度参数= z/L	k_m	动量垂直交换系数
φ_n	无量纲温度切变	L	Monin-Obuhov 长度
R_{ic}	临界理查逊数	φ_m	无量纲风速切变
\bar{s}	顶边界初始高度	P_0	参考气压
s'	局地风切变	s	模式顶边界高度
θ_*	近地层特征温度	u_*	近地层摩擦速度
w_*	混合层特征速度	w_H	边界层顶的垂直速度

参 考 文 献

- [1] Leopold, L. B., *J. Meteorol.*, **6**, 312—320, 1949.
- [2] Frizzola, J. A., and E. L. Fisher, *J. Appl. Meteorol.*, **2**, 722—739, 1963.
- [3] Estoque, M. A., *J. Atmos. S.*, **19**, 244—250, 1962.
- [4] McPherson, R. O., *J. Appl. Meteorol.*, **9**, 767—777, 1970.
- [5] Pielke, R. A., *Mon. Wea. Rev.*, **102**, 115—139, 1970.
- [6] Pielke, R. A., *Mesoscale Meteorological Modeling*. Academic Press. Inc., 1984.
- [7] O'Brein, J. J., *J. Atmos. Sci.*, **27**, 1213—1215, 1970.
- [8] Blackadar, A. K., *Advance in environmental science and engineering*, **1**, 51—85, 1979.
- [9] Panofsky, H. A., A. K. Blackadar, and G. E. McVehil, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **86**, 390—398, 1960.
- [10] Bussinger, J. A., *Turbulence transfer in the atmosphere surface layer*, Workshop in Micrometeorology, Amer. Meteorol. Soc., Chap. 2, 1973.
- [11] Deardorff, J., *Boundary-layer-Meteorology*, **7**, 81—106, 1974.
- [12] 付秀华, 复杂地形条件下的三维海陆风应用模式, 中科院大气所研究生毕业论文, 18—32, 1988年。
- [13] 曾庆存, 计算流体力学, 中国科技大学研究生院讲义, 1986年。
- [14] Miller, M. J., and A. J. Thorpe, *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **107**, 615—628, 1981.
- [15] 付秀华和李兴生等, 中尺度风场客观分析方法的比较研究, 应用气象学报, **1**, 3, 1990.
- [16] Carroll, J. J., Luis R-Mendez-Nunez and Saffet. Tanrikulu, *Boundary-layer-meteorology*, **41**, 149—169, 1987.

THREE DIMENSIONAL NUMERICAL MODEL OF THE SEA AND LAND BREEZE WITH COMPLEX TERRAIN

Fu Xiuhua

(*Institute of Atmospheric Physics, Academia Sinica*)

Li Xingsheng

(*Academy of Meteorological Science, SMA*)

Lü Naiping

(*National Environmental Forecasting Center, SOA*)

Shi Luhuai

(*Environmental Protect Institute for Electrical Power, MER*)

Abstract

In this paper, a three dimensional mesoscale model under the complex terrain conditions has been developed, in which including a boundary layer with a fine parameterized scheme. For verifying the developed model, two kinds of experiments have been done as following: (1) Without synoptic-scale wind, the processes of the genesis, development and extinction of the sea-land breeze are simulated. (2) Using the observation wind data on 30 May 1987, the wind field in the Ningbo coastal area of Zhejiang province is simulated by the model.

The results show that this model has a good ability for simulating the disturbance system of the sea-land breeze in the coastal area.