

二维海陆风环流的数值研究

陈 江 陈宇能 陈万隆

(南京气象学院, 南京 210044) (夏威夷大学气象系) (南京气象学院, 南京 210044)

提 要

本文对 Nickerson 的中尺度模式作了一些修改, 加入了地表热量平衡方程和一个 13 层的土壤层模式, 并对 Therry 等的行星边界层参数化形式作了调整, 使之较好地模拟出太阳辐射和地表温度的日变化。对不同地形、纬度和夏、冬季海陆风的模拟表明, 本模式具有较强的海陆风模拟能力。

关键词: 土壤层模式; 海陆风; 数值模拟。

一、引 言

海陆风是由于海洋与陆地热力差异引起的一种大气次级环流。在本世纪初人们对于海陆风现象就有了一定的了解, 国外在 30 年代至 50 年代初对海陆风现象作过大量理论分析, 从 50 年代末开始采用数值模拟的方法进行研究, 并持续至今^[1]。海陆风除了本身是下垫面热力驱动的局地环流的典型代表外, 由于人们逐渐清楚了它对沿海地区的空气污染分布和近海陆地的积云对流分布具有重要的影响, 因而越来越引起人们的关注。

最初的分析文章中, 大多采用环流理论从不同侧面讨论了温度、摩擦、科里奥利力等因素对海陆风的影响, 定性地解释了海陆风环流发生、发展变化的机制。50 年代后期, Pearce 首次用非线性方程计算海风环流的变化, 他在模式中采用给定温度分布, 地面热量通过对流向上分配的方法, 模拟出的海风环流与实际较为一致。Estoque^[2] 改进了加热函数, 即假设初始时刻温度是高度的线性函数, 地表温度场是时间的正弦函数, 成功地模拟出了海风锋的形成^[1]。10 年后, McPherson^[3] 用三维模式模拟了地形海风环流的影响, 说明地形的影响使海风的辐合带向陆地偏移, 而且垂直运动加强, 强对流中心与地形配合很一致。Anthes^[4] 用混合层模式研究了平坦地形和复杂地形的海陆风, 后来又对其模式作了进一步改进, 他还就纬度对海陆风的影响作了深入的研究。

国内对海陆风现象也开展了一定的研究, 近年来因为考虑近海地区的空气污染问题而开始重视对海陆风环流的研究, 开始采用数值模拟的手段进行探讨, 如曾旭斌、王彦昌等分别用二维和三维模式对海陆风进行了研究。

虽然国内外对海陆风作了大量研究, 但以往的工作对于陆地地表温度大都采用给定函数的方法, 不能真实地反映下垫面与大气之间的相互作用。本文在 Nickerson^[5] 提出的模式的基础上, 加入地表能量平衡方程和一个 13 层的土壤层模式, 使得地表温度的计算更为准确, 地 - 气之间的陆面过程得到真实地反映, 对海陆风模拟的物理意义更为清晰, 且所用的模式也适合广泛地研究各种下垫面对大气中的不同过程所起的作用。

1990 年 7 月 21 日收到, 1991 年 8 月 15 日收到修改稿。

本文着重介绍本模式中所用的参数化过程及对海陆风所作的数值试验的结果.

二、模式介绍

本文所采用的模式是在 Nickerson^[5] 模式基础上作了部份修改后的二维 β 中尺度数值模式, 使用的坐标系为 (x, y, z) 局地坐标系, 描述大气运动的基本方程组为原始大气运动方程组, 写成 (x, y, z) 坐标系的形式. 方程组及其差分形式参见附录. 下面主要介绍所用的参数化形式.

1. 行星边界层参数化

模式中的行星边界层的参数化方案是采用 Therry^[6] 等工作. 他们的工作结合了一般湍能平衡 (KE) 模式和高阶闭合 (A) 模式的优点.

湍流动能交换系数 K_e 与平均湍流动能 $\bar{e}$ 和混合长度 l_e 的关系表示为

$$K_e = C_k l_e \bar{e}^{-1/2}. \quad (1)$$

C_k 为常数, $\bar{e}$ 由水平均一流体的湍能平衡方程算出:

$$\frac{\partial \bar{e}}{\partial t} = - \frac{\partial (\overline{w' e} + \overline{p' w'}) / \rho_0}{\partial z} - \overline{u' w'} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} + \rho \overline{w' \theta'} - \varepsilon. \quad (2)$$

(2) 式右端第一项为垂直扩散作用, 第二项为切变项作用, 第三项为浮力项作用, 第四项为粘性耗散作用项, ε 表示为

$$\varepsilon = C_\varepsilon \bar{e}^{3/2} / l_\varepsilon \quad (3)$$

其中 C_ε 为常数, l_ε 为耗散长度. $l_\varepsilon \neq l_k$, 关于它们的计算形式及详细推导, 见文献 [6].

热量和水汽的湍流交换系数 K_θ , K_q 为 K_e 的一常数倍, 即

$$K_\theta = \alpha_\theta \cdot K_e, \quad (4)$$

$$K_q = \alpha_q K_e. \quad (5)$$

模式中取 $\alpha_\theta = \alpha_q$.

湍流的热量输送形式采用下式, 即

$$\overline{w' \theta'} = -K_\theta \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} - \gamma_{cs} \right) \quad (6)$$

其中 γ_{cs} 称为反温度梯度, 本文采用简化后的计算式为

$$\gamma_{cs} = C_\gamma h_{sv} / w_* h. \quad (7)$$

h_{sv} 为地面热通量值, w_* 为粗糙高度上的垂直速度, h 为边界层高度, C_γ 为常数.

2. 辐射的参数化

辐射参数化方案取自 Mahner^[7] 等的研究:

(1) 短波辐射

太阳辐射加热大气, 主要是通过大气中水汽对短波辐射的吸收. 空气吸收短波辐射引起的温度变化用加热率 $\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_s$ 来表示:

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_r = 0.0231 \frac{S_0 \cos Z}{\rho C_p} \left[\frac{r(z)}{\cos Z} \right]^{-0.7} \frac{dr}{dz}, \quad (8)$$

其中 S_0 为太阳常数, Z 为天顶角, $r(z)$ 为 z 高度以上的空气中水汽的光学路径长度, 由下式给出:

$$r(z) = \int_z^{\text{top}} \rho_z q_z dz. \quad (9)$$

(2) 长波辐射

长波辐射对大气温度的影响较大, 因为大气不仅吸收长波辐射, 同时自己也放出长波辐射, 但总体而言, 大气主要是通过放射长波辐射而降温的。

对于每一层大气, 它要受上、下气层的长波辐射的影响, 所以第 N 层的大气长波辐射降温率 $\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_N$ 为

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \right)_N = \frac{1}{\rho C_p} \frac{[R_u(N+1) - R_u(N) + R_d(N) - R_d(N+1)]}{z(N+1) - z(N)}. \quad (10)$$

$R_u(N)$, $R_d(N)$ 分别为第 N 层大气向上和向下的长波辐射通量, 它们分别由下式计算得出:

$$R_u(N) = \sum_{j=1}^{N-1} (\sigma_0/2)(T_{j+1}^4 + T_j^4)[\epsilon(N, j) - \epsilon(N, j+1)] + \sigma_0 T_c^4 [1 - \epsilon(N, 0)], \quad (11)$$

$$R_d(N) = \sum_{j=N}^{\text{top}-1} (\sigma_0/2)(T_{j+1}^4 + T_j^4)[\epsilon(N, j+1) - \epsilon(N, j)] + \sigma_0 T_{\text{top}}^4 [1 - \epsilon(N, \text{top})], \quad (12)$$

式中 σ_0 为 Stefan-Boltzmann 常数, $\epsilon(i, j)$ 表示第 i 层与第 j 层之间大气的长波辐射系数:

$$\epsilon(i, j) = \epsilon_{\text{H}_2\text{O}}(i, j) + \epsilon_{\text{CO}_2}(i, j), \quad (13)$$

$\epsilon_{\text{H}_2\text{O}}$, ϵ_{CO_2} 分别表示大气中水汽和二氧化碳的放射系数。

$$\epsilon_{\text{CO}_2}(i, j) = 0.185 [1 - \exp(-0.3919 |c_i - c_j|^{0.4})], \quad (14)$$

$$\epsilon_{\text{H}_2\text{O}}(i, j) = A(\bar{r}) \lg \bar{r} + B(\bar{r}), \quad (15)$$

$$\text{而 } \bar{r} = |r_i - r_j|, \quad (16)$$

$$r_i = \sum_{j=1}^i \Delta r_j, \quad C_i = \sum_{j=1}^i \Delta c_j, \quad (17)$$

$$\Delta r_j = - \frac{(p_{j+1} - p_j)}{g} q_j, \quad (18)$$

$$\Delta c_j = -0.4148239 (p_{j+1} - p_j). \quad (19)$$

3. 土壤层温、湿度

(1) 地表温度

地表温度的变化采用地表能量平衡方程计算, 即

$$R_s + R_l + \rho L u_s q_s + \rho c_p u_s \theta_s - \rho_s K_s \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_G - \sigma_0 T_c^4 = 0, \quad (20)$$

上式左边的第三、四项分别为地表的感热和潜热通量,第五项为地表接收的来自地层的土壤热通量,第六项为地表长波辐射作用。式中 R_s 为地表接收到的净太阳短波辐射, R_l 为地表接收的来自大气的长波辐射,分别由下式计算:

$$R_s = \begin{cases} S_0 \cos Z (1 - A) (G - a_w) & \cos Z > 0, \\ 0 & \cos Z < 0, \end{cases} \quad (21)$$

$$R_l = \sum_{j=1}^{D_N} (\sigma_0/2) (T_{j+1}^4 + T_j^4) [\epsilon(D_N + 1, j + 1) - \epsilon(D_N + 1, j)] \\ + \sigma_0 T_{top}^4 [1 - \epsilon(D_N + 1, top)], \quad (22)$$

其中 a_w 为空气中水汽对短波辐射的吸收, G 为大气的输送作用,包括分子散射和吸收:

$$G = 0.485 + 0.515 \left[1.041 - 0.16 \left(\frac{0.000949P + 0.051}{\cos Z} \right)^{\frac{1}{2}} \right]. \quad (23)$$

A 为地表反射率,受太阳高度角和土壤湿度的影响,取

$$A = a_s + a_w. \quad (24)$$

a_s , a_w 分别为土壤湿度和太阳光入射角引起的反射率的变化,取

$$a_s = \begin{cases} 0.31 - 0.34\Delta & \Delta \leq 0.5, \\ 0.14 & \Delta > 0.5, \end{cases} \quad (25)$$

$$a_w = 0.01 [\exp(0.003286 Z^{1.5}) - 1]. \quad (26)$$

Δ 为土壤湿度.

(2) 地表湿度

假定没有降水和径流,水量平衡方程可表示成

$$W_s - W_A = 0. \quad (27)$$

地表湿度的变化可根据水量平衡方程算出。式中 W_s 为地表得到的土壤湿通量, W_A 为地表向大气的水汽蒸发量,它们分别由下列关系式计算:

$$W_s = -\rho K_\eta \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + 1 \right), \quad (28)$$

$$W_A = \rho u_s q_s. \quad (29)$$

这里 K_η 和 ψ 分别代表土壤水份渗透率和湿度势.

(3) 土壤层中温度和湿度

土壤层中的温度和湿度的变化分别采用温度和湿度的预报方程得出:

$$\rho c \frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma \frac{\partial T_s}{\partial z} \right), \quad (30)$$

$$\frac{\partial \eta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(D_\eta \frac{\partial \eta}{\partial z} \right) + \frac{\partial K_\eta}{\partial z}, \quad (31)$$

其中 η 为土壤的容积湿容量, λ 为土壤热传导率,其值随土壤湿度的变化而改变, D_η 为水力扩散系数.

为使预报方程组闭合, 采用了 McCumber^[5] 等所用的一组关系式:

$$\psi = \psi_s \left(\frac{\eta_s}{\eta} \right)^b, \quad (32)$$

$$K_\eta = K_{\eta_s} \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{2b-3}, \quad (33)$$

$$D_\eta = - \frac{b K_{\eta_s} \psi_s}{\eta} \left(\frac{\eta}{\eta_s} \right)^{b+3}, \quad (34)$$

$$\rho c = (1 - \eta_s) \rho_i c_i + \eta \rho_w c_w, \quad (35)$$

$$\lambda = \begin{cases} 419 \exp[-(\rho_f + 2.7)] & \rho_f \leq 5.1, \\ 0.172 & \rho_f > 5.1, \end{cases} \quad (36)$$

$$\rho_f = \lg(-100\psi), \quad (37)$$

其中 ψ_s , η_s 和 K_{η_s} 分别为土壤达到最大储水量时的 ψ , η 和 K_η , b 为常数.

4. 边界条件及其它

模式大气层顶取在 $P_T = 100$ hPa, 上边界条件取为: $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$, $w = 0$. 下边界条件取 $u = 0$. 侧边界采用周期性边界. 积分过程中采用了五点平滑方案.

土壤层的下边界 (1 m 以下) 取 $T_s =$ 常数, $\psi =$ 常数.

模式大气按对数规律分为 15 层, 水平范围为 260 km, 水平方向取 10 km 的均匀格距, 积分步长为 10 s. 据 Deardorff 对各种预报土壤温、湿度变化的模式进行比较后发现, 采用能量平衡方程及水份平衡方程预报地表土壤温、湿度的多层模式准确性较好, 且当土壤层模式中层数与大气模式层数相当时准确性最好. 本模式土壤层中垂直方向按对数律把 0—1 m 深度内土壤分成 13 层, 1 m 以下假设为恒温恒湿层, 水平格距与大气层相同.

三、结果分析

把地—气界面在水平方向分为两个区域, A、B 区域分别对应于模式的西部和东部区域. 取初始时刻的大气为中性层结, 而且初始时刻的风场和温度场在水平方向为均匀分布, 对考虑其它天气系统的影响. 初始时刻, 土壤温度取为各向均匀, 都与地表温度值相同, 计算过程中不考虑土壤水平方向的热量交换和土壤中水的相变. 计算开始时间为当地日出前半小时, 每次连续积分 24 小时. 以下试验均在晴天条件下进行.

1. 取 A 区为海域, B 区为沙质的平坦陆地, 海面温度为 300K, 设海面温度不随时间改变, 陆地的土壤湿度为 30%. 试验的地理纬度取在 20°N, 天文影响考虑在夏季 (具体日期取为 7 月 15 日).

陆地地表白天受太阳辐射加热, 地表温度逐渐高于海面, 到 13:00 (LST) 时, 陆地表面温度可高于海面温度近 20°C, 这就使得陆地上空的空气加热比水面上空的快. 图 1 为 13:00 的气温垂直剖面图, 水平方向海、陆上方近地层的气温差别很大, 可达 10°C

左右,且越偏向陆地深处,海陆上方气温差别越大.这种差异也导致了垂直方向的温度层结有很大差别.在A区上方,从地面到约400m高度,气温没有明显变化,大气为中性层结,而陆地上方的近地层,明显处于不稳定状态,这种情况下,由于静力平衡的作用,水面上空较冷空气中气压垂直梯度较陆面上空的气压梯度大,这样在高空某高度上,就会形成一个由陆地向海洋方向弱的气压梯度力,这个气压梯度力产生一个从陆地高空流向海洋的气流,而海洋上空的辐合又导致下沉气流出现,以响应此处出现的静力平衡的偏差,下沉气流又使得近地层出现一个由海洋指向陆地的气压梯度力,产生海风气流,海风大约在10:00已开始出现,而后逐渐增强,海风又使得陆地上方低空形成辐合,进而又导致上升运动出现.图2、图3分别为13:00的水平风速和垂直风速剖面图,在垂

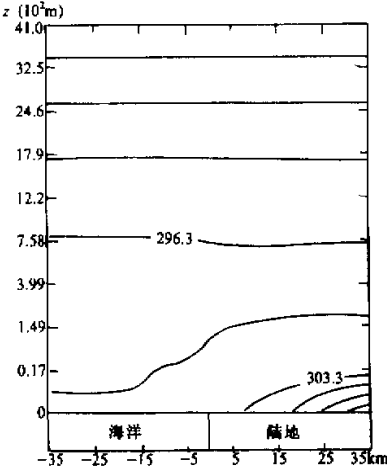


图1 13:00的温度剖面图(K)

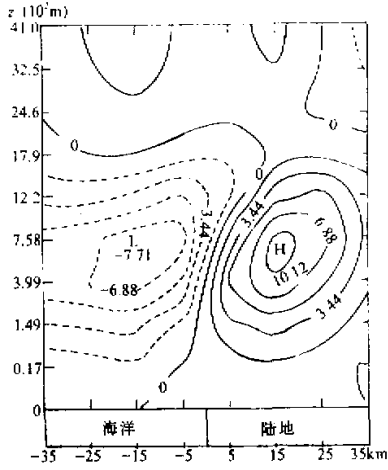


图2 13:00的垂直风速剖面图(cm/s)

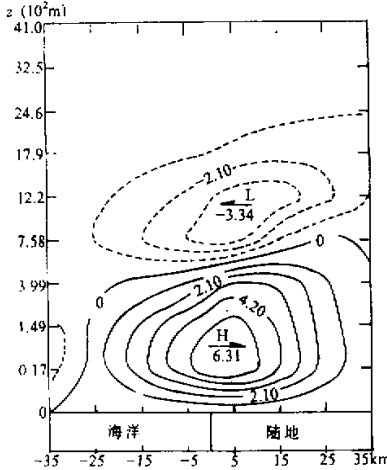


图3 13:00的水平风速剖面图(m/s)

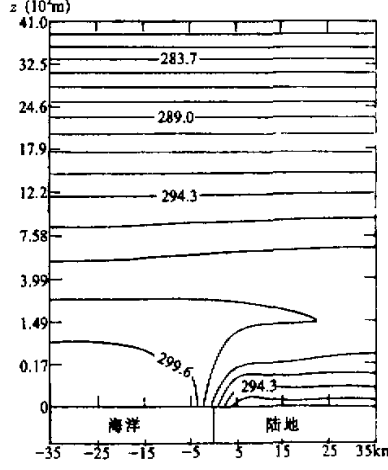


图4 次日02:00的温度剖面图(K)

直运动图上, 陆地上方有很明显的上升运动, 最大上升速度为 10.2 cm/s , 海洋上方为明显的下沉运动, 最大下沉速度为 7.7 cm/s , 而且随着时间推移, 垂直运动的中心及分界线逐渐向陆地上方移动。从图 2 还可以看出, 垂直对流可以影响到 1.2 km 左右的高度, 最大对流中心约在 400 m 高度上。在 $13:00$ 的水平风速剖面图(图 3)上, 海风已经较强, 在 600 m 以下受海风控制, 海风的最大风速可达 6.31 m/s , 中心位置在海岸附近, 此时海风已延伸到陆地约 30 km 处。海风在 $16:00$ 达到最强, 最大风速可达到 8.0 m/s , 海风可延伸到陆地约 100 km 。海风上部为返回气流, 在 $13:00$ 图上, 返回气流的厚度约 1 km , 但风速相对较小, 最大风速为 3.34 m/s 。

夜间情形与白天相反, 日落以后, 陆地地表由于长波辐射开始降温, 到 $22:00$ 与海面温度接近, 而后逐渐低于海面温度, 下垫面温度的变化同样引起上方空气温度及运动状况的改变。图 4、图 5、图 6 分别为次日 $02:00$ 的温度、垂直风速和水平风速剖面图。温度图上, 与白天相反, 陆地上方为低温区, 底层存在逆温, 在 150 m 高度有一暖舌从 A 区上方伸向 B 区。垂直运动也与白天不同, 在 A 区上方为上升运动, B 区上方为下沉运动, 且对流强度明显减弱。水平运动在底层为陆风, 但陆风强度及厚度都小于海风, $02:00$ 时的陆风最大为 2.29 m/s , 扩展到洋面 25 km 。其后陆风渐有加强, 同时也向洋面扩展, 在日出前达到最强, 最大风速约 4.0 m/s , 向洋面扩展至 40 km 。

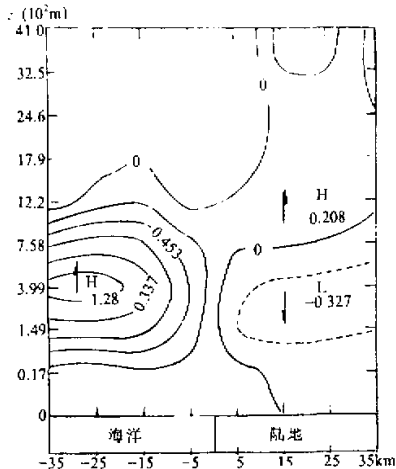


图 5 次日 $02:00$ 垂直运动剖面图 (cm/s)

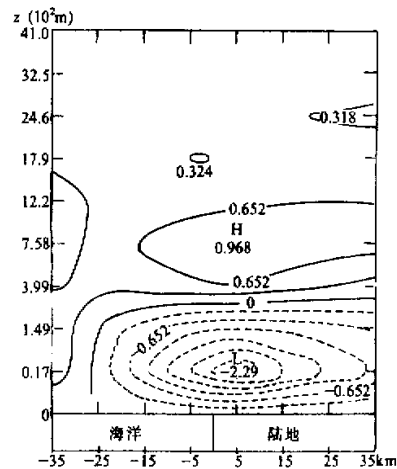


图 6 次日 $02:00$ 的水平运动剖面图 (m/s)

上面的计算结果与阿特金森总结的世界各地的海陆风资料中热带的情形很接近。

2. 取 A 区为陆地, B 区为海洋, 其它条件同试验 1。计算结果与试验 1 略有不同: 海风大约在 $10:30$ 左右形成, 海风最大风速为 6.31 m/s , 深入陆地约 70 km 。夜间陆风最大风速可达 4.85 m/s , 向洋面扩展可至 80 km 。

3. 在陆地上加入一高度为 800 m 的钟形山地, 地形最高点在距海岸 50 km 处。计算结果表明: 海风大约在 $9:00$ 就开始形成, 而后逐渐增强, 在地形右侧有弱的东风气流, 地形顶部上方形成辐合中心, 上升运动中心也在地形上方, 在 $13:00$ 时最大上升速度为 12.6 cm/s 。辐合上升的中心位置一直维持在地形上方, 随时间变化不大, 在洋面上空为

下沉运动区。地形的存在,本身能导致一定强度的山谷风(上、下坡风),所以地形对海陆风环流的形成和发展有较大影响。

4. 将试验 1 的日期改为冬季(取 1 月 15 日),其它条件相同。计算结果为:白天也有海风形成,但出现时间在 11:00, 13:00 的海风最大风速只有 2.13 m/s,最大上升速度为 3.16 cm/s。海风环流明显比夏季弱,这主要是因为冬季太阳辐射较弱,海陆热力差异不如夏季大所致。

5. 把试验地点取在 40°N,其它条件与试验 1 相同。计算结果表明:在 13:00 海风最大风速为 3.25 m/s,最大上升速度为 3.82 cm/s,比低纬海风环流弱,这也是由于高纬太阳辐射小于低纬,从而引起海陆热力差异偏小所致。

在试验中还发现初始风场对海陆风环流有很大影响,初始风场强,海陆风环流就弱,初始风场弱则海风环流就较明显。上述试验均在接近静风时所做。

四、讨论与结论

由上述数值试验可知,所用二维中尺度模式加入地表热量平衡方程和多层土壤层模式后,能较好地模拟海、陆热力差异引起的局地环流,包括它们的生成和发展过程。也即能较好地反映下垫面的热力性质的变化对大气的强迫作用及地—气之间的相互作用,增强了模式对下垫面作用的模拟能力。

根据上文的数值试验,可得出如下结论:

1. 海陆热力差异可在一定范围内引起一定强度的局地环流,且白天的海风环流是大洋东岸强于西岸,而夜间的陆风环流则是大洋西岸稍强于东岸。
2. 海岸上的高坡地形对海风有明显的增强作用,使海风形成时间提前,上升运动中心正好位于山顶的上方,与地形配合很一致。
3. 夏季海风环流强于冬季,这与太阳辐射的季节变化有关。
4. 低纬地区的海风强于高纬地区。

附录 A

控制方程组:

Nickerson 模式是用局地坐标系 (x, y, v) 表示的。其中垂直坐标 v 与常用的 σ 坐标有关。即

$$\sigma = (4v - v^4)/3,$$

而

$$\sigma = (\rho - \rho_T)/\pi.$$

式中 $\pi = \rho_s - \rho_T$ 表示下边界与上边界的气压差。

动力方程组:

在 v 坐标中,风速变量 $U = \pi u, V = \pi v$ 的预报方程表示为

$$\frac{\partial U}{\partial t} = -\frac{\partial(Uu)}{\partial x} - \frac{1}{\sigma'} \frac{\partial(\sigma' U \dot{v})}{\partial v} + fV + \left(\Phi - \frac{R_e T^* \sigma \pi}{p} \right) \frac{\partial \pi}{\partial x} - \frac{\partial(\pi \Phi)}{\partial x} + F_u, \quad (A-1)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} = -\frac{\partial(Vu)}{\partial x} - \frac{1}{\sigma'} \frac{\partial(\sigma' V \dot{v})}{\partial v} - fU + F_v. \quad (A-2)$$

垂直速度 $\dot{v}$ 表示为

$$\dot{v} = -\frac{1}{\pi \sigma'} \int_0^1 \sigma' \left(\frac{\partial \pi}{\partial t} + \frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y} \right) dv^*. \quad (A-3)$$

式中 $\sigma' = d\sigma/dv$, f 为科里奥利参数, $\Phi = gz$ 为重力位势, R_g 为气体常数, T^* 为虚温。

地面气压的瞬时变化可由连续方程的垂直积分得到, 即

$$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \int_0^1 \left(\frac{\partial U}{\partial x} \right) \sigma' dv. \quad (\text{A-4})$$

重力位势则由下式算出:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial p} = -c_p \theta (1 + 0.61 q_c), \quad (\text{A-5})$$

$$\hat{p} = (\rho / \rho_0)^{R/c_p}$$

用熵变量 $S = \pi H$ 和湿变量 $W = \pi (q_c + q_{cn})$ 表示热力状况的变化, 这里 q_0 和 q_{cn} 分别表示水汽和云水混合比。

S 和 W 的预报方程分别为

$$\frac{\partial S}{\partial t} = - \frac{\partial (S U)}{\partial x} - \frac{1}{\sigma'} \frac{\partial (\sigma' S v)}{\partial v} + F_s + R, \quad (\text{A-6})$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} = - \frac{\partial (W U)}{\partial x} - \frac{1}{\sigma'} \frac{\partial (\sigma' W v)}{\partial v} + F_w. \quad (\text{A-7})$$

(A-6) 式中 R 代表由辐射和其它绝热作用引起的熵变化, (A-1), (A-2), (A-6) 和 (A-7) 各式中的 F 项为湍流扩散项。

附录 B

模式的差分方程:

模式采用的差分方案是: 时间差分为中央差分, 空间差分采用蛙跃格式, 预报方程采用这种方案, 精度较高, 且只要满足 $|c| \frac{\Delta t}{\Delta x} < 1$ 就能保证稳定, 模式中取 $\Delta t = 10 \text{ s}$, $\Delta x = 10^4 \text{ m}$, 故只要 $|c| < 10^3 \text{ m/s}$ 就能满足稳定性条件, 而大气中运动最快的声波波速只有约 300 m/s , 因而所用差分方案是稳定的, 下面是用差分格式写出的预报方程组:

$$\begin{aligned} U^{(n+1)}(J, K) = & U^{(n-1)}(J, K) - \Delta t \left\{ \left[\frac{U^{(n)}(J+1, K) U^{(n)}(J+1, K)}{\Delta x} - \frac{U^{(n)}(J-1, K) U^{(n)}(J-1, K)}{\Delta x} \right] \right. \\ & - \frac{1}{\sigma'(J, K)} \left[\frac{(\sigma(J, K+1) + \sigma(J-1, K+1)) \sigma'(J, K+1) U^{(n)}(J, K+1) v^{(n)}(J, K+1)}{\Delta N \sigma(J, K)} \right. \\ & \left. \left. - \frac{(\sigma(J, K) + \sigma(J-1, K)) \sigma'(J, K) U^{(n)}(J, K) v^{(n)}(J, K)}{\Delta N \sigma(J, K)} \right] \right. \\ & + \left[\Phi^{(n)}(J, K) - \frac{R_0 T^{*(n)}(J, K) \sigma(J, K) \pi^{(n)}(J, K)}{P^{(n)}(J, K)} \right] \times \left[\frac{\pi^{(n)}(J+1, K) - \pi^{(n)}(J-1, K)}{\Delta x} \right] \\ & \left. - \left[\frac{\pi^{(n)}(J+1, K) \Phi^{(n)}(J+1, K) - \pi^{(n)}(J-1, K) \Phi^{(n)}(J-1, K)}{\Delta x} \right] + 2F_u \right\}, \quad (\text{B-1}) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} v^{(n)}(J, K) = & - \frac{1}{\pi^{(n)}(J, K) \sigma'(J, K)} \sum_{k=1}^{kl} \sigma'(J, K) \\ & \times \left[\frac{\pi^{(n-1)}(J, K) - \pi^{(n-1)}(J, K)}{2\Delta t} + \frac{U^{(n)}(J+1, K) - U^{(n)}(J-1, K)}{2\Delta x} \right] \Delta N, \quad (\text{B-2}) \end{aligned}$$

$$\pi^{(n+1)}(J, K) = \pi^{(n-1)}(J, K) - \Delta t \sum_{k=1}^{kl} \sigma'(J, K) \frac{U^{(n)}(J+1, K) - U^{(n)}(J-1, K)}{\Delta x} \Delta N, \quad (\text{B-3})$$

$$\Phi^{(n)}(J, K+1) = \Phi^{(n)}(J, K) - \left[\left(\frac{P^{(n)}(J, K+1)}{P_0} \right)^{R/c_p} - \left(\frac{P^{(n)}(J, K)}{P_0} \right)^{R/c_p} \right]$$

$$\times c_p \left[\frac{\theta^{(n)}(I, K+1) + \theta^{(n)}(I, K)}{2} \right] \times \left[1 + 0.61 \frac{q^{(n)}_+(I, K+1) + q^{(n)}_+(I, K)}{2} \right], \quad (\text{B-4})$$

$$\Phi(I, 1) = 0, \quad (\text{B-5})$$

$$P^{(n)}(I, K) = P_T + \pi^{(n)}(I, K) \sigma(I, K), \quad (\text{B-6})$$

其中 $K1=15$ 为模式大气层数, $\Delta N = \frac{1}{K1}$.

参 考 文 献

- [1] 阿特金森, B. W. 著, 1987, 大气中尺度环流, 气象出版社, 159—220.
- [2] Estoque, M. A. et al, 1976, A lake breeze over southern lake on Tario, *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 386—396.
- [3] McPherson, R.D., 1970, A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze, *J. Appl. Meteor.*, **9**, 767—777.
- [4] Anthes, R.A. et al, 1982, Further considerations on modeling the sea breeze with a mixed-layer model, *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 757—765.
- [5] Nickerson, E.C. et al, 1986, The numerical simulation of clouds, rain, and airflow over the vosges and black forest mountains, *Mon. Wea. Rev.*, **114**, 398—414.
- [6] Therry, G. and Pierre Laearrere, 1983, Improving the eddy kinetic energy model for planetary boundary layer description, *Bound. Lay. Meteor.*, **25**, 63—88.
- [7] Mahrer, Y. and Pielke, R.A., 1977, The effects of topography on sea and land breezes in a two-dimensional numerical model, *Mon. Wea. Rev.*, **105**, 1151—1162.
- [8] McCumber, M.C. and Pielke, R.A., 1981, Simulation of the effect of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model, *J. Geoph. Res.*, **86**, 9929—9938.

A Numerical Study on the Two-dimensional Sea and Land Breezes

Chen Jiang

(Nanjing Institute of Meteorology,
Nanjing 210044)

Chen Yuneng

(Department of Meteorology,
University of Hawaii)

Chen Wanlong

(Nanjing Institute of Meteorology,
Nanjing 210044)

Abstract

A modification version of the two-dimensional mesoscale model, originally developed by Nickerson et al., is used to study numerical experiments on the sea breeze circulation. Among the modifications to the model are the incorporation of a surface heat budget, a (13) layer soil model, a modified parameterization for the planetary boundary layer developed by Therry et al., as well as a more accurate numerical representation of the solar radiation at the model top and the surface temperature in the model. Some sea breezes over different terrain, at different latitudes and during the summer and the winter are simulated, thereby confirming the ability of the model to reproduce the known properties of this mesoscale phenomenon.

Key words: Soil model; Sea breeze; Numerical simulation.