

①
92.4(2)第4卷第2期
1992年6月湖泊科学
JOURNAL OF LAKE SCIENCESVol. 4, No. 2
June, 1992

1-10

一个大气边界层非线性三维数值模式 及其在太湖流域的应用^①

余丰宁 蔡启铭

P421.3

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

摘要 本模式用以K半经验理论为基础的闭合方程组求解, 引进了地形作用、动量、热量和水汽的侧向扩散和垂直湍流交换以及凝结加热等物理过程, 其中湍流交换系数K是地表粗糙度、几何高度、大气稳定度及风速切变等因子的函数。本模式还考虑了山地、平原和水面在地形高度、地表粗糙度、辐射、蒸发及热交换等方面的差异, 在下垫面上建立热平衡方程与边界层内控制方程耦合。将模式应用于太湖流域, 计算得到的该流域边界层内温、压、湿、风的分布特征与实际情况相似, 模式具有一定的实用性。

关键词 太湖流域, 大气边界层, 数值模式

太湖流域西南部是平均海拔约700m的天目山区, 向东地势骤然平坦, 太湖水面海拔3m, 湖周围河塘密布, 且东临大海, 有长江和钱塘江入海口(图1), 在这样山区与平原相连且水陆交错的区域内, 综合分析其局地边界层内各气象要素的分布特征, 分析在不同的大气背景下, 天目山及太湖对本流域小气候环境形成的作用, 以及不同下垫面的动力、热力差异, 建立数学模型, 通过数值求解得到各种要素的分布, 对于这一区域的局地资源和环境的合理利用与保护具有现实的指导意义。

大气边界层内的湍流运动决定了该层流体的非线性和三维特征。本文建立了一个大气边界层非线性三维数值模式, 引进了地形作用、湍流交换及凝结加热等物理过程, 并在下垫面上建立热平衡方程与边界层内控制方程耦合, 综合考虑了山地、水面和平原上几种不同地表面在地形高度、地表粗糙度、辐射、蒸发及热交换等方面的差异, 并将本模式应用于太湖流域, 分析其局地边界层内各气象要素的分布特征。

一、控制方程组

1. 垂直坐标变换 为便于考虑地形作用, 模式中定义 S 为垂直坐标⁽¹⁾:

$$S = (Z - Z_G) / (Z_H - Z_G) = (Z - Z_G) / D$$

其中 Z_G 、 Z_H 分别为地面高度和模式顶高度, $D = Z_H - Z_G$ 为模式深度, $S = 0$ 为地面, $S = 1$ 对应模式顶。又根据边界层内气象要素场接近地面时近似呈对数分布, 而在上层呈线

① 国家自然科学基金(No. 4880207)资助项目。

性分布的特征,将垂直坐标变换为:

$$\delta = A_1 S + \ln(A_2 S + 1)$$

这里 A_1, A_2 为常数,并由 $S=1$ 时 $\delta=1, S=\frac{1}{2}$ 时 $\delta=\frac{4}{5}$ 为条件确定之。变换后 $\delta=0$ 为地面, $\delta=1$ 对应模式顶,将 δ 在 $(0,1)$ 范围内等距分层,对应的 S 及 Z 是不等距的。

2. 控制方程组 在 (x, y, δ) 坐标系中,有控制方程组:

$$\begin{cases} \frac{\partial u}{\partial \delta} = -F(u) + K_{vH} \nabla^2 u + \frac{K_{vz}}{D^2} \left(\frac{d\delta}{dS}\right)^2 \frac{\partial u}{\partial \delta^2} + fv - \theta \frac{\partial \pi}{\partial x} + g(1-S) \frac{\partial D}{\partial x} \\ \frac{\partial v}{\partial \delta} = -F(v) + K_{vH} \nabla^2 v + \frac{K_{vz}}{D^2} \left(\frac{d\delta}{dS}\right)^2 \frac{\partial v}{\partial \delta^2} - fu - \theta \frac{\partial \pi}{\partial y} + g(1-S) \frac{\partial D}{\partial y} \\ \frac{\partial \theta}{\partial \delta} = -F(\theta) + K_{\theta H} \nabla^2 \theta + \frac{K_{\theta z}}{D^2} \left(\frac{d\delta}{dS}\right)^2 \frac{\partial \theta}{\partial \delta^2} + \frac{L}{C} C \\ \frac{\partial q}{\partial \delta} = -F(q) + K_{qH} \nabla^2 q + \frac{K_{qz}}{D^2} \left(\frac{d\delta}{dS}\right)^2 \frac{\partial q}{\partial \delta^2} - C \\ \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{1}{D} \left(u \frac{\partial D}{\partial x} + v \frac{\partial D}{\partial y} \right) + \frac{\partial \delta}{\partial S} \frac{d\delta}{dS} = 0 \\ \frac{\partial \pi}{\partial \delta} = -Dg/\theta \frac{d\delta}{dS} \end{cases} \quad (1)$$

$$F(A) = u \frac{\partial A}{\partial x} + v \frac{\partial A}{\partial y} + \left[\dot{s} \frac{d\delta}{dS} - \frac{1}{D^2} \frac{\partial K_z}{\partial \delta} \left(\frac{d\delta}{dS}\right)^2 - \frac{K_z}{D^2} \frac{d^2 \delta}{dS^2} \right] \frac{\partial A}{\partial \delta} \quad (A = u, v, \theta, q)$$

$$\pi = C_p \left(\frac{p}{p_0}\right) \frac{R}{c_p}$$

$$\theta = T \left(\frac{p_0}{p}\right) \frac{R}{c_p}$$

$$\dot{s} = \frac{1}{D} \left[w + (1-S)u \frac{\partial D}{\partial x} + (1-S)v \frac{\partial D}{\partial y} \right] \quad (2)$$

上述方程组(1)组成 $u, v, \dot{s}, \theta, q, \pi$ 的闭合方程组。其中 \dot{s} 为 S 坐标下的垂直速度,可由(2)式推出 Z 坐标下的垂直速度 w ; $K_{vH}, K_{\theta H}, K_{qH}$ 分别为水平方向动量、热量和水汽的扩散系数; $K_{vz}, K_{\theta z}, K_{qz}$ 分别为动量、热量和水汽的垂直湍流交换系数; C 为凝结率。

二、物理过程的处理

1. 水平扩散 水平扩散的主要作用是阻尼和衰减两倍格距波。本模式中,设 $K_{vH} = K_{\theta H} = K_{qH} = K_H$ 。

2. 垂直湍流交换 湍流交换系数的选取对于能否较好地反映边界层湍流特征至关重要。我们假定 $K_{vz} = K_{\theta z} = K_{qz} = K$, 参考 Estoque(1969)^[2] 的方法, 设

$$K = \begin{cases} l^2 \sigma (1 - \gamma Ri) & Ri < 0 \\ l^2 \sigma / (1 + \gamma Ri)^2 & Ri \geq 0 \end{cases} \quad (3)$$

其中 $l^2 = \frac{k_0(Z+Z_0)}{1+k_0(Z+Z_0)\lambda}$ 为混合长参数, $k_0=0.41$ 是卡曼常数, Z_0 是地表粗糙度(取水面 $Z_0=0.01\text{cm}$, 耕作地 $Z_0=10\text{cm}$, 山地 $Z_0=100\text{cm}$), $\lambda=2.7 \times 10^{-4} |\bar{V}_g|/f$ 为地转风参数, $|\bar{V}_g|$ 是模式顶的地转风速; $\sigma = \left[\left(\frac{\partial u}{\partial Z}\right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial Z}\right)^2 \right]^{1/2}$ 为风切变函数; $Ri = g \frac{\partial \ln \theta}{\partial Z} / \sigma^2$ 为

Richardson 数,是大气稳定度指数, $Ri < 0$ 时为不稳定层结, $Ri > 0$ 时为稳定层结, $Ri = 0$ 为中性状态; $\gamma = 3.0$ 。

3. 相变过程 在边界层会出现雾、露等凝结过程,方程组(1)中的 C 是凝结率,即单位时间内,单位质量空气中水汽的凝结量,我们采用饱和凝结法求得。

4. 下垫面影响 下垫面直接影响大气边界层内温压湿风的分布,如前所述,下垫面粗糙度是影响湍流交换的重要因素之一;此外,下垫面的性质和植被状况还决定了不同下垫面的辐射、感热和蒸发的差异,从而导致下垫面温湿差异并对大气边界层的温湿场产生影响。

土壤、水面和植被都是在昼间从大气得到热量、在夜间释放热量,对日平均而言,可忽略地表与深层的热传导过程,故下垫面上的热平衡方程可写成

$$R_s + H_s + LE_s = (1 - \alpha)S_s \quad (4)$$

其中 R_s 、 H_s 、 E_s 分别为地面有效辐射、下垫面与大气的感热交换和蒸发量, S_s 、 α 分别为到达地面的太阳辐射和下垫面的反射率, $L = 597.31 - 0.5631T_s$ ($^{\circ}\text{C}$) 为蒸发潜热。

太阳辐射 S_s 除决定于与纬度和季节有关的天文辐射量 Q_0 外,还决定于天空晴朗程度和大气透明状况,取

$$S_s = a + bQ_0r$$

a 、 b 是与大气透明度有关的系数,根据高国栋等^[3]的研究,本文取 $a = -0.8$, $b = 0.5$; r 为相对日照。

下垫面对太阳辐射的反射率 α 与下垫面性质、太阳高度和云层率有关。在同样的季节、纬度和天气条件下,反射率的差异由地表性质所决定。水面的反射率较小,一般不超过 15%,据观测资料^①,太湖的反射率为 0.10 左右,取沼泽 $\alpha = 0.15$,田地 $\alpha = 0.18$,山丘 $\alpha = 0.20$,森林 $\alpha = 0.20$ 。

地面有效辐射用 M. E. 别尔良德等的经验公式

$$R_s = \beta_1 \sigma [T^4 (0.39 - 0.058 \sqrt{e}) + (T_s^4 - T^4)]$$

其中 T 、 T_s 分别为气温和下垫面温度, e 是空气绝对湿度, β_1 为相对辐射系数,它与下垫面性质有关,水面 $\beta_1 = 0.97$,陆地 $\beta_1 = 0.95$, $\sigma = 0.576 \times 10^{-11}$ ($\text{J}/\text{cm}^2 \text{SK}^4$),是史蒂芬-波尔兹曼常数。

下垫面与大气之间的热量和水汽通量可表示为

$$H_s = -\rho C_p K \frac{\partial T}{\partial z}$$

$$E_s = -\rho K \frac{\partial q}{\partial z}$$

差分得到

$$H_s = C_p \overline{\rho K} \frac{T_s - T_1}{Z_1}$$

$$E_s = \overline{\rho K} \frac{q_s - q_1}{Z_1}$$

$$\overline{\rho K} = A' \rho_1 K_1$$

① 吴坚等,太湖热学状况和湖面反射率特征,太湖-琵琶湖中日合作研究论文集,1987。

其中 ρ_1, K_1 分别为 δ_1 对应的高度 Z_1 处的大气密度和湍流交换系数, K_1 可由(3)式求出, 由状态方程得到 $\rho_1 = p_1 / R_1 T_1$, A' 为经验系数; T_1, q_1, p_1 分别为 Z_1 高度上的气温、比湿和气压; T_s, q_s 为下垫面的温度和比湿, q_s 由与下垫面温度对应的饱和比湿和地表湿润状况决定, $q_s = We \cdot \frac{3.8}{P_0} \exp\left[\frac{17.26939(T_s - 273.16)}{T_s - 35.86}\right]$, We 是表示地面湿润状况的因子, $0 \leq We \leq 1$, 取水面 $We = 1$, 沼泽 $We = 0.8$, 田地 $We = 0.6$, 山丘 $We = 0.3$, 森林 $We = 0.4$.

不同的下垫面状况将使得其热平衡过程出现差异, 从而导致下垫面温度、湿度的差异, 并直接影响大气边界层, 同时大气的温压湿风又反过来影响下垫面的热平衡, 因此, 将下垫面的热平衡方程与大气边界层内控制方程联系起来同时求解, 可以较好地反映这一相互影响的系统。

三、模式结构

1. 模式区域与格点分布 水平方向, 积分范围是太湖流域东西-南北向为 $230 \times 190\text{km}$ 的长方形区域, 分为 33×33 个网格点, $\Delta x = 7.2\text{km}$, $\Delta y = 6.0\text{km}$, 变量分布采用 C 网格分布; 垂直方向, 模式大气取从地面至 1500m 高度, 即 $Z_H = 1500\text{m}$, 按 δ 等距分为 25 层, 对应 Z 坐标, 地势高处垂直间距较小, 平原则较大, 并且间距随高度增加而增大, 在下层约 10m , 在上层则达 150m . 变量 u, v, θ, q, π 定义在模式整层上, 而 s 定义在两层之间。

2. 下垫面资料处理 模式区域内有天目山区、太湖、长江口及杭州湾。地形资料 Z_G 是由实际高度经光滑处理后得到的, 地表性质分水面、沼泽、田地、山丘和森林五类(图 1)。

3. 边界条件 侧边界取固定边界条件并设置吸收层; 垂直方向, 设上边界 $\delta_K = 1$ 处, 为地转平衡运动, $\bar{V}_K = \bar{V}_g, W_K = 0$, 并由(2)式依据风场和地形场推出 s_K , 由地转平衡条件推出压力场 $\pi_K, T_K = T_H$, 湿度场很大程度决定于下层, 故取辐射边界条件, q_K 由 q_{K-1}, q_{K-2} 外推得到; 下边界 $\delta_0 = 0$ 处, $\bar{V}_0 = 0, s_0 = 0$, 并设 $Z = 0$ 时, $\pi = C_P$, 根据地面温度 T_s 和地形高度订正得到 $\delta_0 = 0$ 处的压力场, 温湿场由下垫面热平衡方程及地表湿润状况推求。

4. 差分方案 为简单起见, 本文仅模拟在平衡条件下, 太湖流域边界层气象要素分布特征, 只需迭代求解方程组(1)中各时间变化项为零的平衡方程组。差分方程为全隐式, 采用三维交替方向迭代求解, 其中除平流项用迎风格式外, 其余各项均用中央差格式, 同时还考虑到引入地形坐标 S 后, 使气压梯度力项分解为两项可能引起的计算误差, 对此项构造了较合理的差分格式。由(1)式取时间变化项为零, 差分得到其差分方程:

$$-F^{n+1}(u) + K_H E^{n+1}(u) + \frac{K_{ij}^n}{D_{ij}^2} B_i^2 G^{n+1}(u) + f v_{i,j}^{n+1} - \frac{1}{4\Delta x} [(\theta_{i+1,j}^{n+1} + \theta_{i,j}^{n+1})(\pi_{i+1,j}^{n+1} - \pi_{i,j}^{n+1}) + (\theta_{i,j}^{n+1} + \theta_{i,j+1}^{n+1})(\pi_{i,j}^{n+1} - \pi_{i,j+1}^{n+1})] + g(1 - S_k) \frac{1}{2\Delta x} (D_{i+1,j} - D_{i-1,j}) = 0 \quad (5.1)$$

$$-F^{n+1}(v) + K_H E^{n+1}(v) + \frac{K_{ij}^n}{D_{ij}^2} B_i^2 G^{n+1}(v) - f u_{i,j}^{n+1} - \frac{1}{4\Delta y} [(\theta_{i,j+1}^{n+1} + \theta_{i,j}^{n+1})(\pi_{i,j+1}^{n+1} - \pi_{i,j}^{n+1}) + (\theta_{i,j}^{n+1} + \theta_{i,j-1}^{n+1})(\pi_{i,j}^{n+1} - \pi_{i,j-1}^{n+1})] + g(1 - S_k) \frac{1}{2\Delta y} (D_{i,j+1} - D_{i,j-1}) = 0 \quad (5.2)$$

$$-F^{n+1}(\theta) + K_H E^{n+1}(\theta) + \frac{K_{ij}^n}{D_{ij}^2} B_1^2 G^{n+1}(\theta) + \frac{L}{C_p} C_{i,j}^n = 0 \quad (5.3)$$

$$-F^{n+1}(q) + K_H E^{n+1}(q) + \frac{K_{ij}^n}{D_{ij}^2} B_1^2 G^{n+1}(q) - C_{i,j}^n = 0 \quad (5.4)$$

$$\frac{1}{2\Delta x} (u_{i+1,j}^{n+1} - u_{i-1,j}^{n+1}) + \frac{1}{2\Delta y} (v_{i,j+1}^{n+1} - v_{i,j-1}^{n+1}) + \frac{1}{D_{ij}} \left[\frac{u_{ij}^{n+1}}{2\Delta x} (D_{i+1,j} - D_{i-1,j}) + \frac{v_{ij}^{n+1}}{2\Delta y} (D_{i,j+1} - D_{i,j-1}) \right] + \frac{1}{2\Delta\delta} (s_{i,j+1}^{n+1} - s_{i,j-1}^{n+1}) B_1 = 0 \quad (5.5)$$

$$\frac{1}{2\Delta\delta} (\pi_{i,j+1}^{n+1} - \pi_{i,j-1}^{n+1}) + D_{i,j} g / \theta_{i,j}^{n+1} B_1 = 0 \quad (5.6)$$

$$F^{n+1}(A) = \frac{u_{ij}^n}{\Delta x} (A_{i,j+1}^{n+1} - A_{i,j-1}^{n+1}) + \frac{v_{ij}^n}{\Delta y} (A_{i+1,j}^{n+1} - A_{i-1,j}^{n+1}) + [s_{ij}^n B_1 - \frac{1}{D_{ij}^2} (K_{i,j+1}^n - K_{i,j-1}^n) B_1^2 - \frac{K_{ij}^n}{D_{ij}^2} B_2] \frac{1}{\Delta\delta} (A_{i,j+1}^{n+1} - A_{i,j-1}^{n+1})$$

$$E^{n+1}(A) = \frac{1}{\Delta x^2} (A_{i+1,j}^{n+1} - 2A_{i,j}^{n+1} + A_{i-1,j}^{n+1}) + \frac{1}{\Delta y^2} (A_{i,j+1}^{n+1} - 2A_{i,j}^{n+1} + A_{i,j-1}^{n+1})$$

$$G^{n+1}(A) = \frac{1}{\Delta\delta^2} (A_{i,j+1}^{n+1} - 2A_{i,j}^{n+1} + A_{i,j-1}^{n+1}) \quad (A = u, v, \theta, q)$$

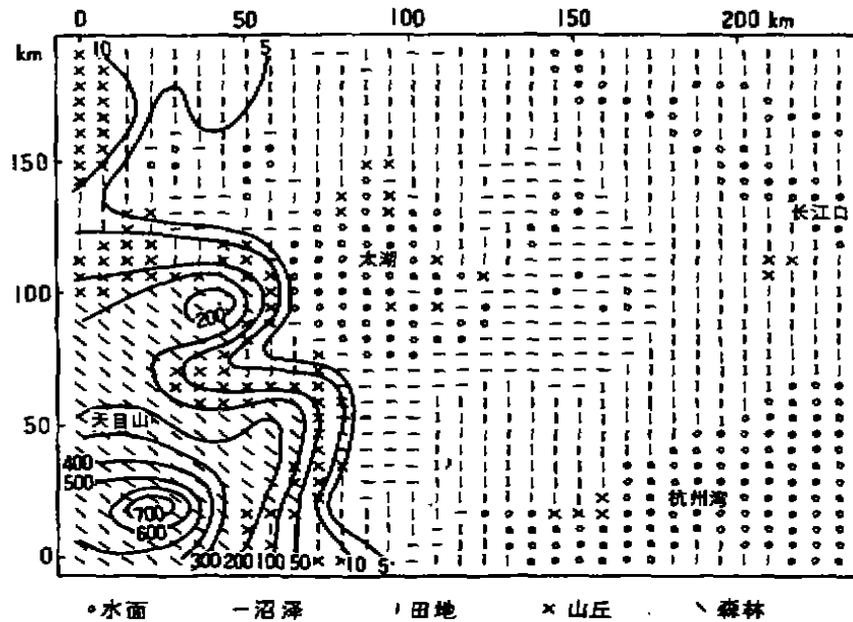


图 1 模式区域地形及地表特征分类

Fig. 1 Classification of topography and surface characteristics over the modeling area

$$\begin{aligned}
 i' &= \begin{cases} i & u_{i,\mu}^* \geq 0 \\ i+1 & u_{i,\mu}^* < 0 \end{cases} \\
 j' &= \begin{cases} i & v_{i,\mu}^* \geq 0 \\ j+1 & v_{i,\mu}^* < 0 \end{cases} \\
 k' &= \begin{cases} k & \dot{s}_{i,\mu}^* B_1 - \frac{1}{D_{ij}^2 2\Delta\delta} (K_{i,\mu+1}^* - K_{i,\mu-1}^*) B_1^2 - \frac{K_{i,\mu}^*}{D_{ij}^2} B_2 \geq 0 \\ k+1 & \dot{s}_{i,\mu}^* B_1 - \frac{1}{D_{ij}^2 2\Delta\delta} (K_{i,\mu+1}^* - K_{i,\mu-1}^*) B_1^2 - \frac{K_{i,\mu}^*}{D_{ij}^2} B_2 < 0 \end{cases} \\
 B_1 &= \frac{d\delta}{dS} = A_1 + \frac{A_2}{A_p S + 1} \\
 B_2 &= \frac{d^2\delta}{dS^2} - \frac{A_2^2}{(A_p S + 1)^2}
 \end{aligned}$$

5. 初始条件及计算过程 由于模式的垂直坐标 δ 根据气象要素场的分布特征作了非等距处理, 在设置初始条件时考虑到这一特点, 将 $u, v, \dot{s}, \theta, \pi, q$ 由上下边界的取值直接差值在各层 k 上, $A_s = \frac{A_{s-1} - A_{s-2}}{24} \cdot k + A_{s-2}$ ($A = u, v, \dot{s}, \pi, \theta, q$).

计算过程包括赋初值, 迭代求解和最终解的确定, 具体步骤为: ① $n=0$ 给出迭代初值 A^* , ②由各变量的当前值求出 K^* , ③由 q^*, θ^* 及 K^* 用地表热平衡方程(4)求出 T_s^{*+1} , 并由此得到 $\theta_s^{*+1}, q_s^{*+1}$, ④用交替方向迭代由(5.3)及(5.4)求解 θ^{*+1}, q^{*+1} , ⑤由 θ^{*+1} 及边界条件用(5.6)计算 π^{*+1} , ⑥用交替方向迭代求解 u^{*+1}, v^{*+1} 的联列方程组(5.1)—(5.2), ⑦由连续方程(5.5)求解 \dot{s}^{*+1} , ⑧重复②—⑦, 直到两次迭代满足 $\max |A_{i,\mu}^{*+1} - A_{i,\mu}^*| \leq \epsilon$ ($A = u, v, \dot{s}, \theta, \pi$). 本文中取 $\epsilon = 10^{-3}$. 在迭代过程中, 采用了超张驰和多重网格法迭代, 以提高计算速度.

四、初步应用及结果分析

用本模式计算了太湖流域夏季晴空、在模式顶 1500m 处为西南风 ($U_s = 10\text{m/s}$, $V_s = 10\text{m/s}$, $T_H = 293\text{K}$) 的背景下, 日平均温、湿、风、压在边界层内的分布特征.

1. 各要素场的水平分布特征

气温分布. 天目山区海拔高, 地面气温分布图上为温度低中心, 等温线与地形高度线相对应, 而太湖东南部的沼泽水田区域, 由于地表湿润, 蒸发与水面接近, 且反射率又大于水面, 因而温度低于太湖湖区的气温, 是平原地区的低温区; 天目山东部及北部的山丘地区为温度高值区(图 2a). 由于西南风的影响, 随着高度的增加, 这样的温度配置向东北部伸展(图 2b).

相对湿度分布. 天目山区及其东、北部的山丘地区为低值区, 太湖、杭州湾及长江口等水域为高值区. 这是由于水域表面蒸发较大, 大量向空气中输送水汽, 而天目山区海拔高、温度低, 水汽含量随高度增加迅速降低. 同样受西南风影响, 地面湿度分布特征随高度向东北移动(图 3).

风场特征. 湖面及湖区下风侧的小范围内地面为西南风, 平原地区的其他区域地面以

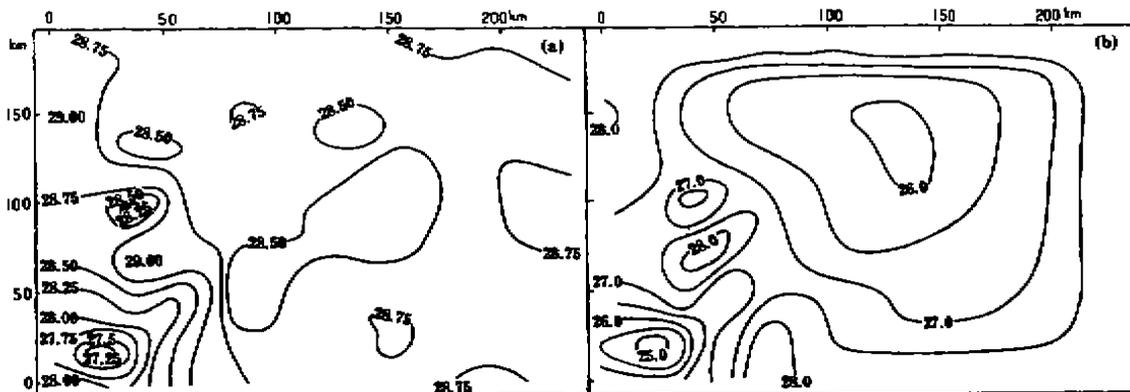


图 2 计算得到的太湖流域边界层气温场(°C)
a. 地面气温场 b. 150m 的气温场

Fig. 2 Computed temperature field of boundary layer of Taihu watershed
a. Surface temperature field b. Temperature field at 150m level

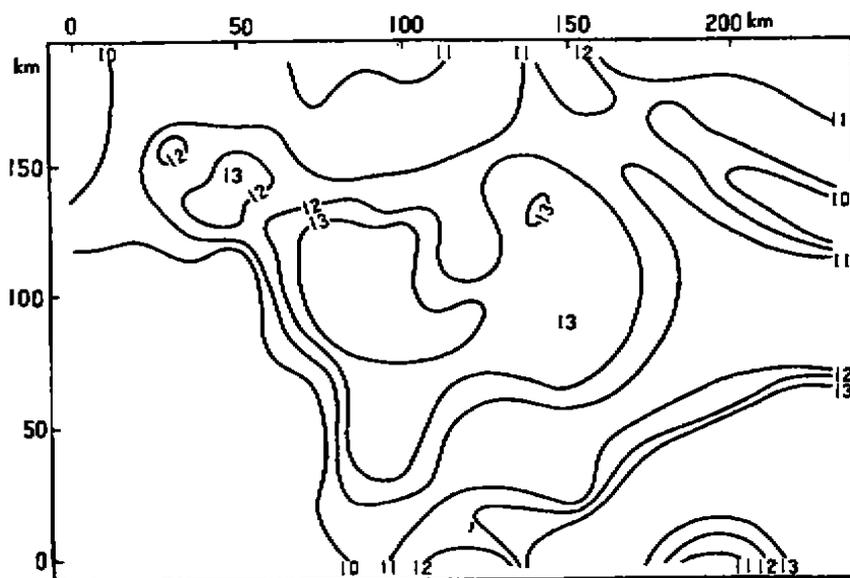


图 3 计算得到的太湖流域地面相对湿度场(g/kg)

Fig. 3 Computed surface relative humidity over Taihu Watershed

南风为主, 风速较小, 随高度增加, 风速增大且转为西南风。天目山区风速较大, 山峰处辐散且有下沉气流, 山坡、山谷处辐合伴上升运动(图略)。

2. 各要素场垂直分布特征

在本模式区域的 $y=10\text{km}$ 处, 过太湖中心做东西方向垂直剖面, 可分析山区与平原以及水面与陆面等交界处, 气象要素的垂直分布特征及变化规律。对于山区及东、西两侧

的坡面,它们接收到的日总辐射差异不大,但由于山区茂密的林木之调节作用,由温度垂直剖面图(图 4a)可见,山区森林上空的温度在各高度上均低于其东西两侧山丘坡地上同一高度的温度值,另外,太湖及其周围河塘密布的沼泽地区温度较低,形成剖面图上的一个大槽。由湿度垂直剖面图(图 4b)可见,在近地面处,水面及沼泽地为湿中心,水陆交界处,湿度水平和垂直切变均较大,湖区西部紧临山区,同时为山区与平原的交界处,故湖区西侧的水陆交界处,湿度切变更强。干湿中心随高度向东移动,干湿中心区随高度增加而缩小,这分别是大背景的西南风和水平湍流交换所致。由垂直风速剖面图(图 5)可见,边界层内的垂直气流很弱,但由正负中心的分布可知,山区为下沉气流,山坡处为上升气流,这是山区的温度差异造成的局地山谷风环流的反映;与山区相连的平原中部,除水面外均为上升流,水面上有弱的下沉流,这一垂直运动特征是水陆差异造成的局地环流的一种表现,由于在西南风背景下,流域东南部为西太平洋副高,造成大尺度系统下沉流,故剖面图的东部为下沉气流。

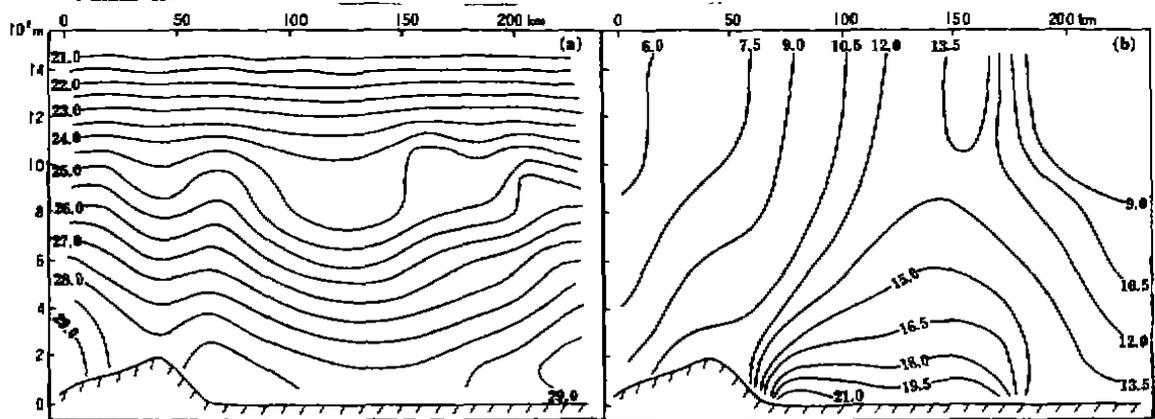


图 4 沿 $y=10\text{km}$ 处的东西向垂直剖面

a. 温度($^{\circ}\text{C}$)垂直分布 b. 相对湿度(g/kg)垂直分布

Fig. 4 Profile of vertical velocity along east-west direction at $y=10\text{km}$

a. Temperature profile b. Relative humidity profile

从以上初步的计算结果来看,本模式可用于分析边界层要素分布的主要特征及本流域的特殊地形、地表状况在夏季西南风为主的大尺度天气背景下的小气候特征。

五、结 论

1. 由本模式计算得到的夏季西南风背景下,太湖流域边界层气象要素分布有以下特征:

(1) 天目山海拔高,为低温、低湿中心,并有局地山风环流,地面风由山峰吹向山谷,山峰上有下沉流,山谷为上升流。

(2) 太湖东、南侧多河网、水田,水面和植物蒸发兼有,其反射率又高于湖面,故形成第二个低温度区,地面气温甚至低于湖面气温。

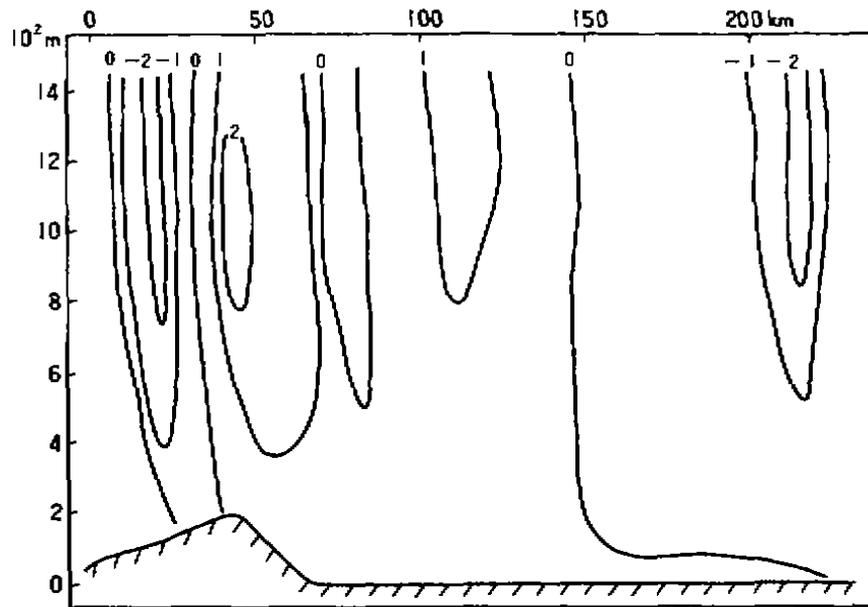


图 5 沿 $y=10\text{km}$ 处的东西向垂直剖面上的垂直速度 $w(10^{-4}\text{m/s})$ 分布图

Fig. 5 Profile of vertical velocity along east-west direction at $y=10\text{km}$

(3)湖面上粗糙度小,风经过时向右偏转,又由于水陆温度差,湖区有弱的下沉流。

(4)湿度分布与地形、地表状况相对应,高山上湿度最小,山丘次之;水面湿度最大,河网沼泽处次之。山区与平原、水面与陆面的交界处,湿度的水平和垂直切变较大,随着高度增加,干湿区向下风方向移动。

2. 应用本模式,还可进一步分析在不同的大气背景下,天目山及太湖对本流域气候环境形成的作用以及不同下垫面的动力和热力差异。

3. 本模式在设计中已考虑到通用性的要求,只要将其他地区或时代的地形高度场和地表状况输入,即可将模式应用于其他地区和时代。

参 考 文 献

- [1] Ogura, Y., Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, 1962, 19(1), 173-179.
- [2] Estoque, M.A., Flow over a localized heat source, *Mon. Wea. Rev.*, 1969, 97, 850-859.
- [3] 高国栋, 陆瑜蓉, 《中国地表面辐射平衡与热量平衡》, 北京, 科学出版社, 1982, 63-77.

A NONLINEAR 3-D MODEL OF THE ATMOSPHERIC BOUNDARY LAYER IN TAIHU LAKE WATERSHED

She Fengning Cai Qiming

(Nanjing Institute of Geography and Limnology, Academia Sinica, Nanjing 210008)

Abstract

A nonlinear 3-D model is developed to study the influence of topography and water-land distribution on the local boundary layer, including the effects of orographic fluctuation and phase change of water. The horizontal and vertical eddy viscosity and diffusion of heat and vapor are represented by parameters based on K theory, in which the coefficients of turbulent exchange are regarded as a function of surface roughness, altitude, atmospheric stability and stress tensor.

The surface features and physical processes on the surface determine the local environment of the global climate background. In this model, underlying surface differences in hilly, plain and lake areas in orographic, altitude, surface roughness, radiation, evaporation and heat flux are considered. The equation of heat balance on the surface coupled with the governing equations in boundary layer is also taken into account.

Key words atmospheric boundary layer, numerical model, Taihu Lake watershed