

17-25

太湖水动力学三维数值试验研究

P343.3

—— 1. 风生流和风涌增减水的三维数值模拟

胡维平 濮培民 秦伯强

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

提 要 本文建立了太湖风生流和风涌增减水的一个三维数值模型, 该模型可对垂直方向进行多层次划分, 且各计算网格点层数一样。模拟计算了1997年8月的11号台风对太湖水位和湖流作用, 用环湖六个水位站水位过程资料对模型计算出的水位进行了验证, 并用太湖梅梁湖湾口的实测流速资料对模型计算出流场进行了校验。结果表明模拟计算的水位过程与实测资料吻合一致, 模型基本上反映了实际流场的结构。模型的结果还显示太湖风生流存在垂直切变, 底层湖流为补偿流, 中间为转换层。

关键词 三维数值模拟, 风生流, 风涌水, 太湖

分类号 P343.3

水动力学

迄今为止, 对浅水湖泊水动力学的研究, 人们已建立了大量数值模式, 吴坚^①用不规则网格有限元差分法计算了太湖风生流, 风涌增减水等。王谦谦用二维差分模式模拟了多种定常风场作用下太湖风成流的各种特征^[1]。姜加虎采用一个二维分层积分和一个二维整层积分的数值模式模拟了滇池环流形成机理等^②。刘启峻以守恒形式的二维水动力学方程组为基础, 用迎风元法模拟太湖及梅梁湖湖水运动的规律^③。以上这些工作因未考虑垂直方向的切变和风场的变化, 只能反映整层平均情况。特别在太湖, 在水深不到3m的薄层内存在上下两个边界层; 垂直方向存在强烈的切变和混合作用, 除水温外, 水体中的许多环境要素如溶解氧、叶绿素、光强及浊度等, 都存在较大的垂直梯度。焦春萌提出了一个三维水动力学和悬移质输移数学模型^④。张利民建立了一个深水湖泊的三维动力学模型^[2]。逢勇用三维动力学模式讨论了地形对太湖湖流的影响^[3]。黄平等提出了一个湖泊三维风生流式差分模型^[4]。这些三维模型使人们对湖泊中的分层现象有了进一步的认识, 但有时应用不很方便, 例如在水深变化较大的湖泊浅水区的层数可能减少。层面不同, 模式的侧边界条件位置不同, 使计算程序的设计比较困难, 程序的适用性受到一定限制, 难以较好地反映湖流的垂直结构。Darance、Hughes和朱耀华分别在欧州北海和我国渤海、黄海、东海中应用了垂直方向压缩 σ 坐标, 前二人在计算中未考虑非线性项, 后者未考虑因坐标变换产生的偏差项, 而且计算区域的水深较大^[5,6]。本文把 σ 坐标应用于浅水湖泊水动力学的计算, 不管湖泊深度如何, 从湖底到湖面都压缩为0-1。故按无量纲 σ 变量分层, 各点的层数一致。因而应用 σ 坐标原则上能在不影响数值计算的时间步长条件

* 欧盟(No. C11 * -CT93-0004(DG12-HSMU))和中国科学院“九五”重点项目(KZ952-S1-220)联合资助项目。
收稿日期: 1998-08-15。胡维平, 男, 1965年生, 副研究员。

① 吴坚, 太湖水动力学数值模拟, 中国科学院南京地理与湖泊研究所硕士论文, 1986

② 姜加虎, 云南抚仙湖、滇池内波与环流数值模拟, 中国科学院南京地理与湖泊研究所硕士论文, 1991。

③ 刘启峻, 太湖梅梁湖湾风生流数值模拟, 中国科学院南京地理与湖泊研究所硕士论文, 1993

④ 焦春萌, 太湖水动力学和悬移质输移的三维模型, 中国科学院南京地理与湖泊研究所硕士论文, 1986。

下,可对垂直方向进行多层次细划分.这就有可能对流场的垂直结构进行深入细致的研究,进而探讨若干与参数垂直分层密切相关的浅水湖泊生态问题,例如浅水湖泊的泥沙、营养盐运输和浮游植物的生长及浮游植物的输移、分布和藻类水华的暴发机理等.

1 湖水运动的控制方程

1.1 基本方程

在太湖可假设湖泊水体为均匀不可压缩流体,即流体的密度为常值.水体在垂直方向服从静压力分布,在笛卡尔直角坐标系(x, y, z)中湖水运动方程为:

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (1)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} - f v = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_v \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_z \frac{\partial u}{\partial z} \right] \quad (2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} + f u = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_v \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_z \frac{\partial v}{\partial z} \right] \quad (3)$$

其中, u, v, w 分布在流速在 x, y, z 轴方向的分量, ζ 为湖面偏离平衡水平面的位移, A_v, A_z 分别为水平和垂直方向湍粘系数, x 轴向东, y 轴向北, z 轴垂直向上(图1).

控制方程的上边界为:

$$z = \zeta \text{ 时} \quad w(\zeta) = u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial t}$$

$$\rho A_z \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_x', \tau_y') = C_b \rho_a \sqrt{u_a^2 + v_a^2} (u_a, v_a)$$

下边界条件为:

$$z = -h \text{ 时} \quad w(-h) = -u \frac{\partial h}{\partial x} - v \frac{\partial h}{\partial y}$$

$$A_z \left(\frac{\partial u}{\partial z}, \frac{\partial v}{\partial z} \right) = (\tau_x'', \tau_y'') = C_b'' \sqrt{u_b^2 + v_b^2} (u_b, v_b)$$

其中, ρ, ρ_a 为水和空气的密度, C_b, C_b'' 为表层和底层的拖曳系数, u_a, v_a, u_b, v_b 为风速和湖底流速的 x, y 方向的速度分量.

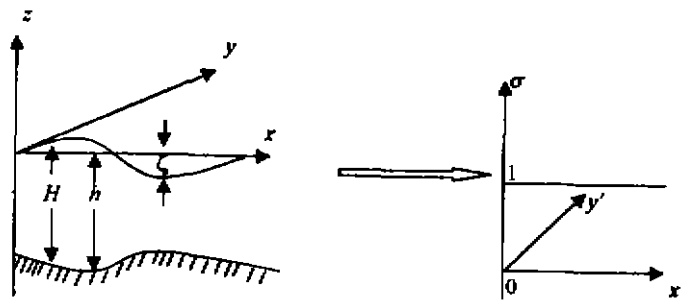


图1 坐标系及坐标系的变换

Fig. 1 Diagram of coordinate system and the coordinate transition

1.2 坐标变换

为模型计算程序设计的方便,把控制方程变换到 σ 坐标系,作如下变换(图1): $x' = x, y =$

$y', t' = t, \sigma = (h+z)/(h+\zeta)$. 经过复杂的数学推导可得到在 σ 坐标系控制方程, 它们为:

$$\frac{\partial(Hu)}{\partial x} + \frac{\partial(Hv)}{\partial y} + \frac{\partial(Hw^*)}{\partial \sigma} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} = 0 \quad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w^* \frac{\partial u}{\partial \sigma} - fv = -g \frac{\partial \zeta}{\partial x} + A_v \left[\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[A_z \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right] + \epsilon_x \quad (5)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w^* \frac{\partial v}{\partial \sigma} + fu = -g \frac{\partial \zeta}{\partial y} + A_v \left[\frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right] + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[A_z \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] + \epsilon_y \quad (6)$$

为方便起见, 自变量的 x', y', t' 已用 x, y, t 代替. w^* 为 σ 坐标系下的 σ 方向速度, 它和 w 的关系如下:

$$w = Hw^* + \sigma \left(\frac{\partial \zeta}{\partial x} + u \frac{\partial \zeta}{\partial x} + v \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - (1 - \sigma) \left(u \frac{\partial h}{\partial x} + v \frac{\partial h}{\partial y} \right)$$

ϵ_x, ϵ_y 为 x, y 方向控制方程水平扩散项变换产生的偏差项:

$$\begin{aligned} \epsilon_x = & A_v \left\{ \frac{2}{H} \frac{\partial^2 u}{\partial x \partial \sigma} \left(\frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \frac{\partial^2 u}{\partial \sigma^2} \frac{1}{H^2} \left(\frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right)^2 - 2 \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{1}{H^2} \frac{\partial u}{\partial x} \left(\frac{\partial h}{\partial x} - \sigma \frac{\partial H}{\partial x} \right) + \right. \\ & \left. \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{1}{H} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial x^2} - \sigma \frac{\partial^2 H}{\partial x^2} \right) + \frac{2}{H} \frac{\partial^2 u}{\partial y \partial \sigma} \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial^2 u}{\partial \sigma^2} \frac{1}{H^2} \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right)^2 - 2 \frac{\partial u}{\partial \sigma} \cdot \right. \\ & \left. \frac{1}{H^2} \frac{\partial H}{\partial y} \left(\frac{\partial h}{\partial y} - \sigma \frac{\partial H}{\partial y} \right) + \frac{\partial u}{\partial \sigma} \frac{1}{H} \left(\frac{\partial^2 h}{\partial y^2} - \sigma \frac{\partial^2 H}{\partial y^2} \right) \right\} \end{aligned}$$

ϵ_y 的表达式和 ϵ_x 的表达式相同, 只要把 u 换成 v 即可, H 为从湖面到湖底的深度.

边界条件可简化为:

$$\sigma = 1 \text{ 时} \quad w^* = 0.0$$

$$\rho \frac{A_z}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_x', \tau_y') = C_b \rho_a \sqrt{u_a^2 + v_a^2} (u_a, v_a)$$

$$\sigma = 0 \text{ 时} \quad w^* = 0.0$$

$$\frac{A_z}{H} \left(\frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = (\tau_b', \tau_b') = C_b \sqrt{u_b^2 + v_b^2} (u_b, v_b)$$

方程的侧边界条件为法向速度为零.

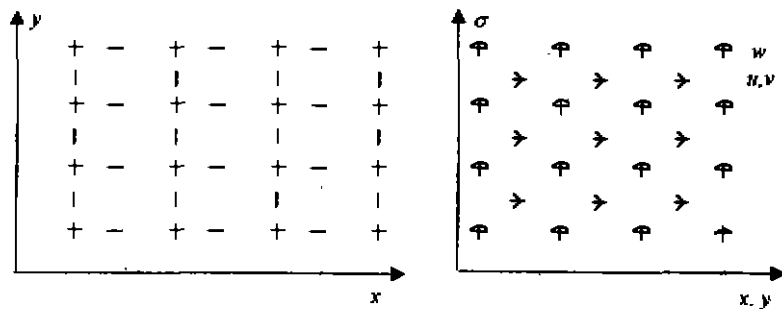


图2 计算网格点配置

Fig.2 Variables position in the gride network for calculation

1.3 差分方程

本文的多层模式采用半隐式差分格式, 各变量及参数的水平和垂直分布如图2所示. x, y 方向的网格步长一样, σ 等分为 K_b 份, 湖底为 $k=0$, 湖面为 $k=K_b \Delta \sigma$. u, v 在 σ 方向的定义在

半数格点上, 在 x, y 方向定义在各自的半数格点上; w' 定义在所有坐标的整数格点上, H 和 ζ 定义在 x, y 方向的整数格点上.

对任一物理量约定:

$$\begin{aligned} a &= a(x_1, x_2, x_3, t) \\ \delta_x a &\equiv [a(x_1, x_2 + \frac{1}{2}\Delta x_2, x_3, t) - a(x_1, x_2 - \frac{1}{2}\Delta x_2, x_3, t)]/\Delta x_2 \\ \bar{a}^{x_2} &\equiv \frac{1}{2}[a(x_1, x_2 + \frac{1}{2}\Delta x_2, x_3, t) + a(x_1, x_2 - \frac{1}{2}\Delta x_2, x_3, t)] \\ a_- &\equiv a(x_1, x_2, x_3, t - \frac{\Delta t}{2}) \\ a_+ &\equiv a(x_1, x_2, x_3, t + \frac{\Delta t}{2}) \end{aligned}$$

$t = n\Delta t$ 时, 于点 $((i + 0.5)\Delta x, j\Delta y, (K_b - 0.5)\Delta\sigma, n\Delta t)$, 方程(5)的差分方程为:

$$\begin{aligned} \delta_t u &= -u_- \delta_x u_- + \bar{v}^{xx} f - \frac{1}{2}(\bar{w}'^{xx} \delta_x u_-)|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma} - \bar{v}^{xx} \delta_x u_- - g\delta_x \zeta + \\ &A_v(\delta_x(\delta_x u_-) + \delta_y(\delta_y u_-)) + [\frac{\tau_x}{H^x} - \frac{1}{(H^x)^2} a(A_x \delta_x u_-)|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma} - \\ &\frac{1}{(H^x)^2} (1-a)(A_x \delta_x u_+)|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma}]/\Delta\sigma + \varepsilon_x \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{其中 } \varepsilon_x &= A_v \{ \frac{1}{H^x} [\delta_{2x}(\frac{H\tau_x}{A_x} + \delta_{2x}(\delta_{2x}(\delta_x u_-)|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma})] \cdot [\delta_x h - (K_b - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_x H] + \\ &\frac{1}{H^x} [\delta_{2y}(\frac{H\tau_x}{A_x}) + \delta_{2y}(\delta_x u_-)|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma}] \cdot [\delta_{2y} \bar{h}^x - (K_b - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2y} \bar{H}^x] \} + \\ &\frac{A_v}{(H^x)^2} (\frac{\bar{H}^x \tau_x}{A_x} - \delta_x u_-|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma})/\Delta\sigma \{ [\delta_x h - (K_b - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_x H]^2 + [\delta_{2y} \bar{h}^x \cdot \\ &(K_b - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2y} \bar{H}^x]^2 \} - \frac{A_v}{(H^x)^2} [\frac{\bar{H}^x \tau_x}{A_x} + \delta_x u_-|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma}] \{ \delta_x H [\delta_x h - (K_b - \frac{1}{2}) \cdot \\ &\Delta\sigma\delta_x H] + \delta_{2y} \bar{H}^x [\delta_{2y} \bar{h}^x - (K_b - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2y} \bar{H}^x] \} + \frac{A_v}{2H^x} (\frac{\bar{H}^x \tau_x}{A_x} + \delta_x u_-|_{\sigma=(K_b-1)\Delta\sigma}) \cdot \\ &\{ [\delta_{2x}(\delta_x h) - (K_b - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2x}(\delta_x H)] + [\delta_{2y}(\delta_y \bar{h}^x) - (K_b - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2y}(\delta_y \bar{H}^x)] \} \end{aligned}$$

$t = n\Delta t$ 时, 于点 $(i\Delta x, (j + 0.5)\Delta y, (K_b - 0.5)\Delta\sigma, n\Delta t)$ 方程(6)的差分方程和方程(5)在点 $((i + 0.5)\Delta x, j\Delta y, (K_b - 0.5)\Delta\sigma, n\Delta t)$ 的差分方程类似.

$t = n\Delta t$ 时, 于点 $((i + 0.5)\Delta x, j\Delta y, (k - 0.5)\Delta\sigma, n\Delta t)$, $k = 2, \dots, K_b - 1$, 方程(5)的差分方程为:

$$\begin{aligned} \delta_t u &= -u_- \delta_x u_- + \bar{v}^{xx} f - \bar{w}'^{xx} \delta_x u_- - \bar{v}^{xx} \delta_x u_- - g\delta_x \zeta + A_v [\delta_x(\delta_x u_-) + \\ &\delta_y(\delta_y u_-)] + \varepsilon_x + \frac{1}{(H^x)^2} a\delta_x(A_x \delta_x u_-) + \frac{1}{(H^x)^2} (1-a)\delta_x(A_x \delta_x u_+) \end{aligned}$$

$$\text{其中 } \varepsilon_x = A_v \{ \frac{2}{H^x} \delta_{2x}(\delta_{2x} u_-) [\delta_x h - (k - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_x H] + \frac{2}{H^x} \delta_{2y}(\delta_{2y} u_-) [\delta_{2y} \bar{h}^x - (k - \frac{1}{2}) \cdot$$

$$\Delta\sigma\delta_{2y}\bar{H}^x] + \frac{A_v}{(\bar{H}^x)^2}\delta_x(\delta_x u_-)\{[\delta_x h - (k - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_x H]^2 + [\delta_{2y}\bar{h}^x - (k - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2y}\bar{H}^x]^2\} -$$

$$\frac{2A_v}{(\bar{H}^x)^2}\delta_{2x}u_- \{\delta_x H[\delta_x h - (k - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_x H] + \delta_{2y}\bar{H}^x[\delta_{2y}\bar{h}^x - (k - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2y}\bar{H}^x]\} +$$

$$\frac{A_v}{\bar{H}^x}\delta_{2x}u_- \{[\delta_{2x}(\delta_x h) - (k - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2x}(\delta_x H)] + [\delta_{2y}(\delta_y \bar{h}^x) - (k - \frac{1}{2})\Delta\sigma\delta_{2y}(\delta_y \bar{H}^x)]\}$$

$t=n\Delta t$ 时,于点 $(i\Delta x, (j+0.5)\Delta y, (k-0.5)\Delta\sigma, n\Delta t)$ 方程(6)的差分方程和方程(5)在点 $((i+0.5)\Delta x, j\Delta y, (k-0.5)\Delta\sigma, n\Delta t)$ 的差分方程类似。

$t=n\Delta t$ 时,于点 $((i+0.5)\Delta x, j\Delta y, 0.5\Delta\sigma, n\Delta t)$ 方程(5)的差分方程为:

$$\delta_x u = -u_- \delta_{2x} u_- + \bar{v}^x f - \frac{1}{2}(\bar{w}^x \delta_x u_-)|_{\sigma=\Delta\sigma} - \bar{v}^x \delta_{2y} u_- - g\delta_x \zeta + A_v[\delta_x(\delta_x u_-) +$$

$$\delta_y(\delta_y u_-)] + [-\frac{\tau_x^x}{(\bar{H}^x)^2} \frac{1}{(\bar{H}^x)^2} \alpha(A_x \delta_x u_-)|_{\sigma=\Delta\sigma} + \frac{1}{(\bar{H}^x)^2} (1-\alpha)(A_x \delta_x u_+)|_{\sigma=\Delta\sigma}]/\Delta\sigma + \epsilon_x$$

其中 $\epsilon_x = A_v\{\frac{1}{\bar{H}^x}[\delta_{2x}(\frac{H\tau_x^x}{A_x}) + \delta_{2x}(\delta_x u_-)|_{\sigma=\Delta\sigma}][\delta_x h - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_x H] + \frac{1}{\bar{H}^x} \cdot$

$$[\delta_{2y}(\frac{H\tau_x^x}{A_x}) + \delta_{2y}(\delta_x u_-)|_{\sigma=\Delta\sigma}][\delta_{2y}\bar{h}^x - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_{2y}\bar{H}^x]\} +$$

$$\frac{A_v}{(\bar{H}^x)^2}(-\frac{\bar{H}^x \tau_x^x}{A_x} + \delta_x u_- |_{\sigma=\Delta\sigma}/\Delta\sigma\{[\delta_x h - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_x H]^2 + [\delta_{2y}\bar{h}^x - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_{2y}\bar{H}^x]^2\} -$$

$$\frac{A_v}{(\bar{H}^x)^2}[\frac{\bar{H}^x \tau_x^x}{A_x} + \delta_x u_- |_{\sigma=\Delta\sigma}]\{\delta_x H[\delta_x h - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_x H] + \delta_{2y}\bar{H}^x[\delta_{2y}\bar{h}^x - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_{2y}\bar{H}^x]\} +$$

$$\frac{A_v}{2\bar{H}^x}(\frac{\bar{H}^x \tau_x^x}{v} + \delta_x u_- |_{\sigma=\Delta\sigma})\{[\delta_{2x}(\delta_x h) - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_{2x}(\delta_x H)] + [\delta_{2y}(\delta_y \bar{h}^x) - \frac{1}{2}\Delta\sigma\delta_{2y}(\delta_y \bar{H}^x)]\}$$

$t=n\Delta t$ 时,于点 $(i\Delta x, (j+0.5)\Delta y, 0.5\Delta\sigma, n\Delta t)$ 方程(6)的差分方程和方程(5)在点 $((i+0.5)\Delta x, j\Delta y, 0.5\Delta\sigma, n\Delta t)$ 的差分方程类似。

以上的差分方程可用于计算 $t=n\Delta t$ 时间层的 (u, v) 场。这一时间层的 w^* 场计算过程如下。于点 $(i\Delta x, j\Delta y, k\Delta\sigma, (n+0.5)\Delta t)$ 对连续方程差分得:

$$\delta_x \zeta + H\delta_x u_- + \bar{u}^x \delta_{2x} H + H\delta_y v_- + \bar{v}^y \delta_{2y} H + H\delta_x w^* = 0 \quad k=0, 1, 2, \dots, K_0 \quad (7)$$

其中 w^* 有 K_0-1 未知量, ζ 有一个变量,因而方程组闭合。把连续方程的差分方程组(7)相加并利用上下边界条件,可得到求解 ζ 的方程:

$$K_0 \delta_x \zeta = - \sum_{k=1}^{k=K_0} (H\delta_x u_- + \bar{u}^x \delta_{2x} H + H\delta_y v_- + \bar{v}^y \delta_{2y} H)$$

把求得的 ζ 代入方程组(7)可得到 w^* 的表达式。在以上的差分方程中 α 为一可调参数, α 取1时,差分方程为显式方程, α 取值大于等于0而小于1,差分方程为隐式。

2 计算结果与分析

计算时,水平方向步长 $\Delta x, \Delta y$ 均为1km,时间步长为120s,垂直方向分为五层($K_0=5$)。水平方向的湍流扩散系数为 $5.0 \times 10^4 \text{ cm}^2/\text{s}$,垂直方向扩散系数为 $4.0 \text{ cm}^2/\text{s}$ 。为了主要探讨湖水分层后流场的主要特征,本文水面风场用简化模式给定。风速风向值根据环湖的宜兴、长兴、

湖州、吴县东山、吴江气象台及南京地理与湖泊研究所太湖站观测值差分获得。计算网格点水位初始值由权重法求得,权重的分母为该点至环湖各站的距离的倒数之和,分子为该点到站点的距离倒数。参与风速风向及初始水位计算各站的位置如图3所示。

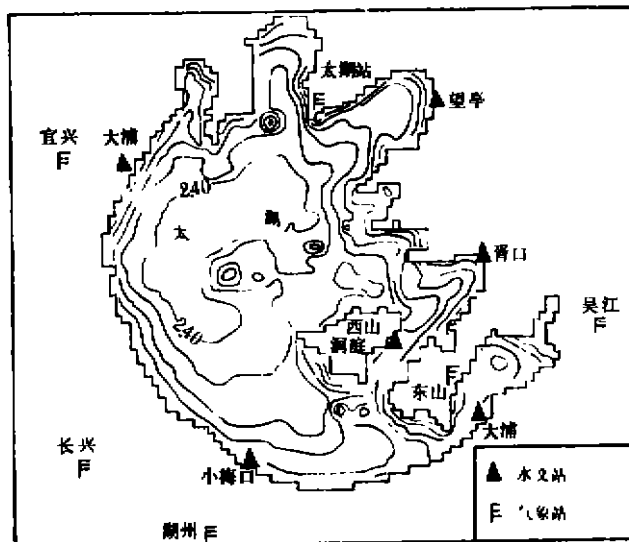


图3 太湖地形图及计算用气象台和水文站位置

Fig. 3 Topographic map of Taihu Lake and locations of weather stations & hydrologic stations

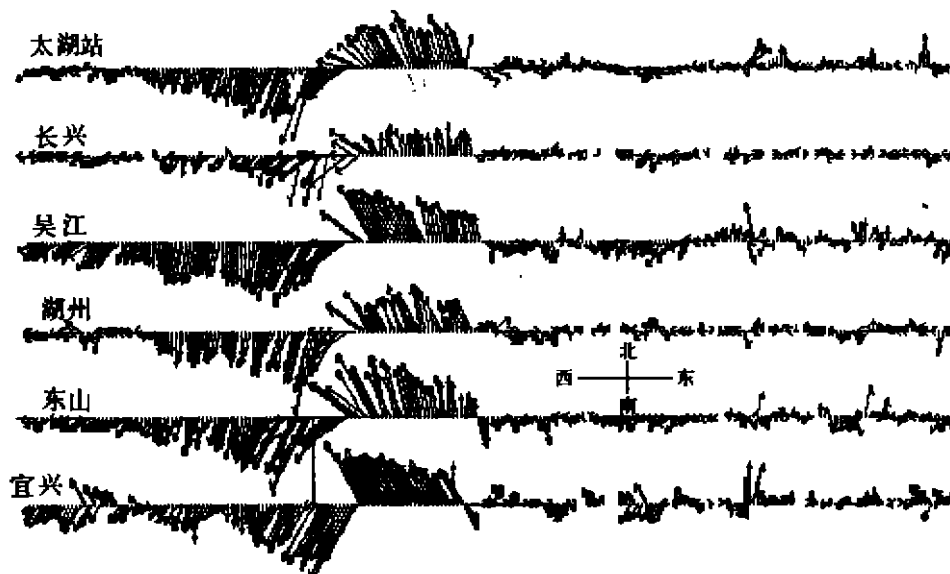


图4 各气象站风过程图

Fig. 4 Wind velocity at different stations

计算网格点初始流场值由初始水位及初始时刻风场的诊断分析得到。用于模型验证的时段为1997年8月15日至25日,这期间包含一个18日至20日历时三天的11号台风过程。各站风场状况如图4所示。由于下垫面的变化,风场经过湖面有一个加速过程,而登陆又有一个

减速过程,因而用加权平均内插法求得风速小于实际湖面的风速.为此在给定风的拖曳系数时,相对通常取值要大一些.本文取为 0.002.湖底拖曳系数取如下表达式:

$$C_b = \{k_0 / \ln[(z + z_0) / z_0]\}^2$$

其中, k_0 为卡门常数 0.4, z_0 为湖底粗糙度,计算取 1.0cm.

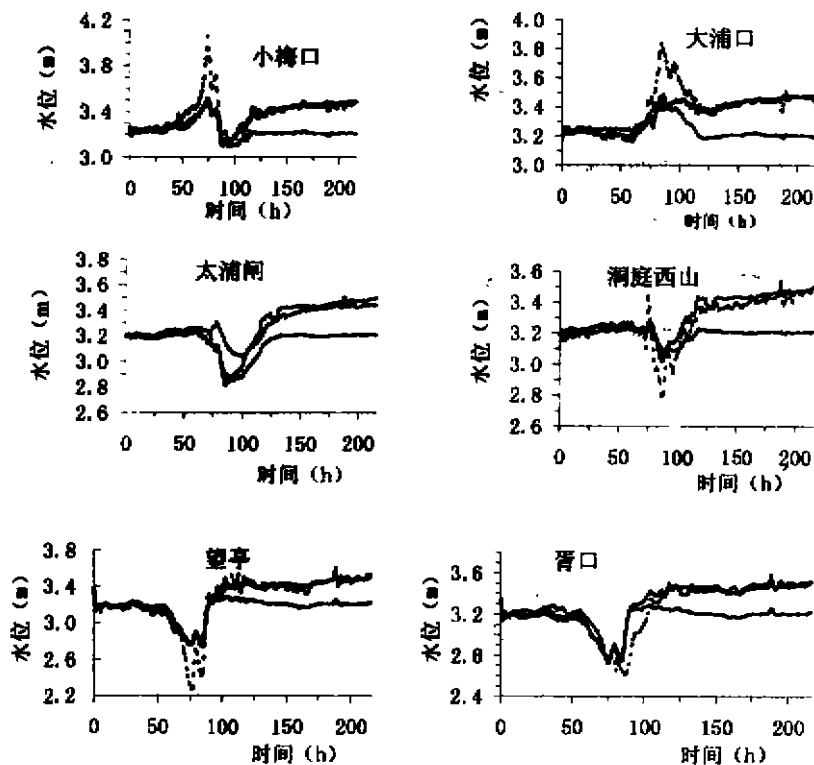


图 5 太湖实测水位、模拟水位及线性近似校正模拟水位。(1997年8月15—21日)
实测水位(——)、模拟水位(---)、校正模拟水位(···)

Fig. 5 Comparison of the simulated, observed and the linear-approximation-corrected simulated water levels at different stations (Aug. 15-24, 1997)

从图 5 可以看出模型反映的各水位站水位的变化趋势与实测值的基本吻合,但是模型计算水位的变化幅度小于实测水位变化幅度,其原因可能与水文站通常位于河道,加之资料限制,模型里没有考虑降水和径流等对水位变化的影响有关.图 5 各水位测站的实测水位曲线表明:从 18 日 11 号台风过后,整个太湖的实际水位是不断上升的,而计算的水位则没有上升.这种差异主要是降雨与径流引起.据太湖站观测资料,11 号台风三天内在该点引起 44.1mm 降水,其中 19 日达 29.9mm.图 5 中太湖平均水位随时间变化过程(环湖六站的平均值)充分显示了这一点.在本模式中,全湖平均水位的变化,相当于平均水深 h 的系统变化.作为第一近似,把图 5 中全湖平均水位起点归零而叠加至图 5 中各站的模拟水位变化过程线上,可得到图 5 中的线性校正模拟水位变化过程线.校正模拟曲线与实测更为吻合.因而可以得到如下结论:剔除降雨径流因素,本模型较好地展现了太湖的水位对风应力响应.

图 6 为太湖梅梁湖湾口拖山左边点(图 1 黑方块)的实测流态和相应点的模拟计算流态,

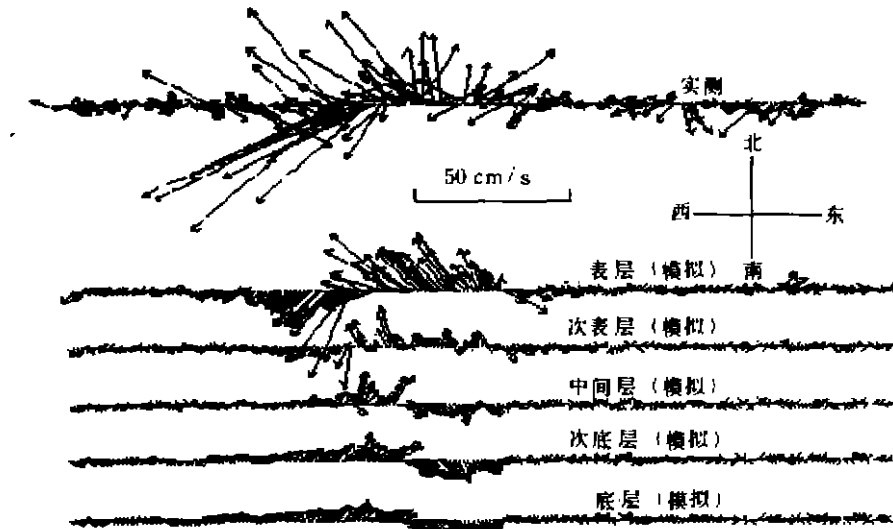


图6 梅梁湖湾口左侧湖流实测与模拟的比较

Fig. 6 Comparison between the observed and simulated lake current at the mouth of Meiliang Bay

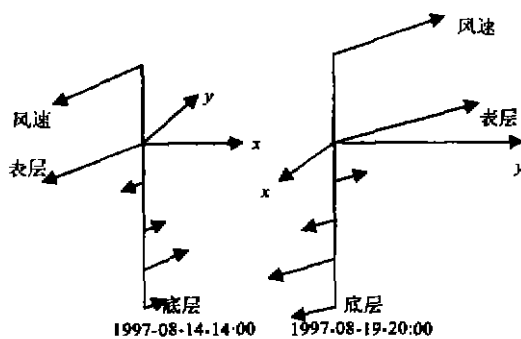


图7 梅梁湖湾口左侧湖流的垂直结构

Fig. 7 Vertical structure of lake current at the mouth of Meiliang Bay

实测点测量深度介于模拟计算的表层与次表层之间,其位置靠近风场观测点太湖站。由此图可看出模拟计算流场随时间变化结构与实测流场的基本一致。在台风期间计算流场较实测流场的方向稳定。这主要是因为计算用的风场和流场经过了平滑,并且计算流场不含小尺度的波流。图7显示模拟的太湖风生潮流在垂直方向存在着流速切变。表层流速方向与风应力方向的偏角不是很大,底层潮流方向与表层接近反向,说明底层流是表层流的补偿。潮流表层最大,往下流速减小并伴随流向的改变,流速达到极小值后,流速又开始增大,到达极大值后流速又开始变小。因此潮流在垂直

方向的变化是复杂的,中间存在流场的转换层。这一结果在实际流场垂直结构的调查中也得到了验证。这一数值计算结果表明对象太湖这样的浅水湖泊,加强垂直方向的潮流结构的精细调查研究,判断湖泊中是否存在流场的转换层及确定其位置是十分重要的。

3 结语

由以上的计算结果和分析可知,本模型能够反映太湖水位及潮流随风场的动态变化,揭示了潮流的垂直结构。在表层流向与风应力方向偏角不大,底层潮流起补偿作用。

致谢 南京地理与湖泊研究所副研究员梁海棠、姜加虎、黄群及江苏水文总站闻余华参与了本文验证资料的观测、收集、整理工作,本文作者在此表示衷心的感谢!

参 考 文 献

- 1 王谦谦. 太湖风成流的数值模拟. 河海大学学报(增刊 2), 1987, 11-18
- 2 张利民, 濮培民. 一个斜压水动力学模型的建立及其在日本琵琶湖中的应用. 湖泊科学, 1996, 8(1): 1-7
- 3 逢 勇, 姚 琪, 濮培民. 太湖地区大气-水环境的综合数值研究. 北京: 气象出版社, 1998
- 4 黄 平, 毛荣生. 湖泊三维风生流隐式差分模型的研究. 湖泊科学, 1997, 9(1): 15-21
- 5 Durance J A, D G Hughes. North Sea dynamics. Berlin, Springer-Verlag, 1983. 120-133
- 6 朱耀华, 方国洪. 陆架和浅海环流的一个三维正压模式及其在渤、黄、东海的应用. 海洋学报, 1994, 16(6)

A Three-Dimensional Numerical Simulation on the Dynamics in Taihu Lake, China (I): the Water Level and the Current during the 9711 Typhoon Process

Hu Weiping Pu Peimin Qin Boqiang

(Nanjing Institute of Geography & Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008)

Abstract

A three-dimensional σ -model for simulating the dynamics of wind-driven lake current and water level in Taihu Lake was constructed. The water body can be divided into many layers in vertical direction. The fractions of layers are the same for all the lake in the model. The dynamic processes of the currents and water level in Taihu Lake were simulated for 9 days including the 9711 typhoon process in 18-20 Aug. , 1997. The model was calibrated by the use of water level data of six hydrological stations surrounding the lake. The simulated lake currents were compared with the observed data of water current at the point in the mouth of Meiliang Bay. The simulation results on upwelling-downwelling of water level were coincided with the data observed at the six stations and the simulation results on lake current reflected the main structure of observed data. The results of the model showed there were rapid changes of current vectors along vertical direction. The bottom lake currents are the compensation currents of the surface lake currents, which almost follow the wind direction.

Key words Three-dimensional numerical simulation, wind-driven lake current, Taihu Lake