

# 东太湖风生流套网格模式模拟\*

姜加虎 黄 群

(中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

**提要** 根据 1984 年 8 月水位、1993 年 9 月湖流资料, 通过建立太湖风生流模式, 并在此基础上采用数值嵌套技术, 设计东太湖风生流套网格模式, 对不同风情下的东太湖风生流进行模拟研究。结果表明: 湖区风场决定了东太湖风生流的流型及流向, 对峙方位风场形成的风生流流向几乎相反, 稳定风生流流态表现为湖中若干环流区和沿岸流的有机结合。风场作用初期, 风生流流向与湖区风向近乎一致。偏 NW 风向作用, 西太湖湖水流入东太湖; 并在东太湖东部湖区形成环流, 可造成西太湖的污水在东太湖滞留; 偏 SE 风向作用, 东太湖湖水向西太湖流动, 此时西太湖污水不会对东太湖产生影响, 风生流是夏季东太湖水质优于西太湖、西太湖蓝藻“水华”的爆发明显高于东太湖的重要原因。

**关键词** 东太湖 太湖 风生流 套网格模式

太湖为一典型大型浅水湖泊, 东太湖是太湖东部一个湖湾。由于太湖西部, 尤其是西北部近年来工农业迅速发展, 导致湖水污染严重。湖流是湖泊中污染及悬移物质迁移的主要水动力学要素, 因此研究太湖及东太湖的流场结构, 东西太湖之间水流交换关系, 就显得非常必要。近 10 年来, 许多学者对太湖风生流进行了大量地模拟研究工作(王谦谦, 1987; 吴坚, 1989; 刘启峻, 1993; 焦春萌, 1988; 梁瑞驹, 1994)。但以上研究均将东太湖作为太湖的一个部分进行模式设计的, 由于受空间剖分尺度的限制, 仅对东太湖的湖流特征进行概略讨论, 未能揭示其流场的精细结构。本文通过建立太湖风生流模式, 并在此基础上应用数值嵌套技术, 首次建立东太湖风生流套网格模式, 对东太湖风生流特征进行探讨。

## 1 东太湖套网格模式设计

### 1.1 模式基础方程

考虑到太湖(东太湖)为浅水湖泊, 水体混合剧烈且属中小尺度水域的具体特点, 对完整的 N-S 方程和本构方程沿水深进行整层积分, 得模式的基础方程为:

$$\begin{cases} \frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial(h + \xi)u}{\partial x} + \frac{\partial(h + \xi)v}{\partial y} = 0 \\ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} + \nu_n \Delta u + F_x + f v \\ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} + \nu_n \Delta v + F_y - f u \end{cases} \quad (1)$$

\* 中国科学院南京分院择优支持项目资助, 930143。姜加虎, 男, 出生于1962年5月, 硕士, 副研究员。张辉玉清绘插图。特此志谢。

收稿日期: 1995年12月8日, 接受日期: 1996年5月28日。

其中,  $\Delta$ 为 Laplace 算子; 直角坐标系采用右手系法则,  $x$ 轴正向为东,  $y$ 轴正向为北,  $z$ 轴铅直向上;  $u, v$ 分别  $x, y$ 轴方向沿水深的垂线平均流速;  $\xi$ 为湖面波动高度;  $g$ 为重力加速度;  $f$ 为科氏力参数;  $\nu_n$ 为水平粘性系数。

在方程组(1)的推导中, 还采用了下列定义式和定解条件:

(i)  $u, v$ 的定义式:

$$[u, v] = \frac{1}{h + \xi} \int_{-h}^{\xi} (\tilde{u}, \tilde{v}) dz \quad (2)$$

$(\tilde{u}, \tilde{v})$ 为 N-S 方程组中  $x, y$ 轴方向的流速分量。

(ii)  $F_x, F_y$ 的定义式:

$$[F_x, F_y] = \frac{1}{\rho_w [h + \xi]} (\tau_{wx} - \tau_{bx}, \tau_{wy} - \tau_{by}) \quad (3)$$

式中,  $(\tau_{wx}, \tau_{wy})$ 为湖面  $x, y$ 轴方向的风应力分量;  $(\tau_{bx}, \tau_{by})$ 为湖底  $x, y$ 轴方向的摩擦阻力分量, 且:

$$\begin{aligned} (\tau_{wx}, \tau_{wy}) &= \rho_a C_D^s |W| W (\cos \theta, \sin \theta) \\ (\tau_{bx}, \tau_{by}) &= \rho_w C_D^b |V| (u, v) \end{aligned} \quad (4)$$

式中,  $W$ 为离湖面 10m 高处的风速矢量;  $C_D^s$ 为风拖曳系数;  $\rho_a$ 为空气密度;  $\theta$ 为风矢与  $x$ 轴正向的夹角;  $\rho_w$ 为湖水密度;  $C_D^b$ 为湖底摩擦系数;  $V$ 为流速矢量。

(iii) 初始条件

$$(u, v, \xi) = 0 \quad (5)$$

(iv) 边界条件

(a) 湖面边界条件

$$\begin{cases} \frac{\partial \xi}{\partial t} = -W_s \\ -\rho_w A_v \left( \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z}, \frac{\partial \tilde{v}}{\partial z} \right) = (\tau_{wx}, \tau_{wy}) \end{cases} \quad (6)$$

其中,  $A_v$ 为垂直粘性系数。

(b) 湖底边界条件

$$\rho_w A_v \left( \frac{\partial \tilde{u}}{\partial z}, \frac{\partial \tilde{v}}{\partial z} \right) = (\tau_{bx}, \tau_{by}) \quad (7)$$

(c) 侧边界条件 鉴于本文研究的是风生流, 故暂不考虑出入湖河流的吞吐流影响, 假定太湖为一封闭湖泊, 则得太湖模式的侧边界条件为:

$$V \cdot n |_{L_1} = 0 \quad (8)$$

其中,  $L_1$ 为太湖岸线;  $n$ 为湖岸的法方向矢量, 东太湖模式的侧边界条件为:

$$\begin{cases} V \cdot n |_{L_2} = 0 \\ V |_{vp} = V_R(t) \end{cases} \quad (9)$$

其中,  $L_2$ 为东太湖岸线;  $n$ 定义与(8)式相同;  $V |_{vp}$ 为东, 西太湖交界处流矢;  $V_R(t)$ 为东, 西太湖交界处历时流矢。

## 1.2 差分方案

模式的空间差分方案采用交错网格,空间区域剖分采用正方形网格。太湖网格距取 $\Delta X = \Delta Y = 3.0 \times 10^5 \text{cm}$ ;东太湖网格距取 $\Delta X = \Delta Y = 1.0 \times 10^5 \text{cm}$ 。时间差分方案采用中央差和欧拉后差交替进行的方法,在1h时间间隔内,应用前15min欧拉后差,后45min中央差,时间步长 $\Delta t$ 取1min。计算时,在一个时间步长 $\Delta t$ 内,先用太湖 $3 \times 3 \text{km}$ 网格模式模拟太湖的风生流,并将其在东西太湖交界处湖流计算结果,应用拉格朗日插值方法,插得东太湖 $1 \times 1 \text{km}$ 网格模式在此处的侧边界条件 $V_R(t)$ ,然后代入东太湖模式进行东太湖风生流的模拟计算,如此循环往复直至终止计算。

## 2 计算结果及分析

湖区不同方向风场作用下的风生流演变过程显示,风场作用初期,风力对湖水的拖曳作用占主导地位,开敞湖区风生流流向指向顺风方向,这种特征一直可以维持2—3h。尔后,由于水位压力梯度力、科氏力等的作用加强,风生流流向逐渐偏转,并进而在若干湖区形成环流或与风向相反的补偿流。补偿流在湖盆的迎风岸出现早于背风岸,大约

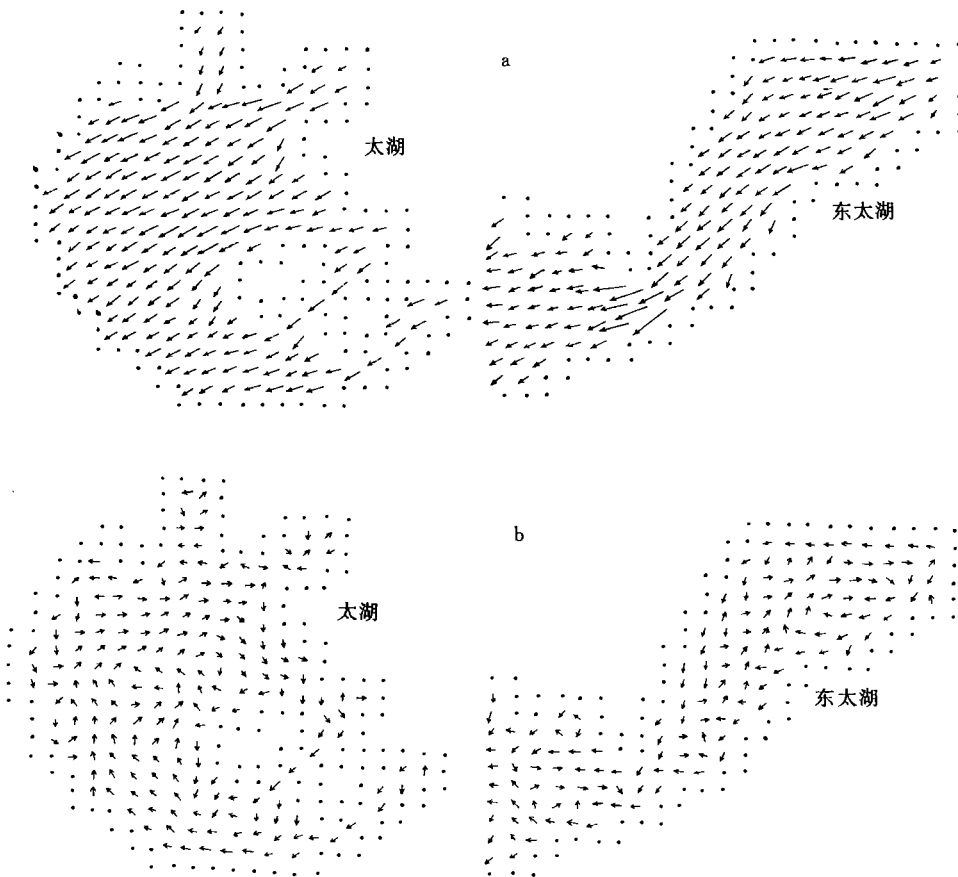


图1 太湖、东太湖 10.0 m/s NE 风场作用下 1h(a)、24h(b)模拟流场

Fig.1 Analogue water current at 1hour (a), 24hours (b) in Taihu Lake and East Taihu Lake in the case of 10.0m/s speed, NE direction of wind

在9—12h之后,风剪切应力、水位压力梯度力和湖底摩擦阻应力等趋于平衡,风生流流场进入稳定态。图1a、图1b分别为10.0m/s NE风场作用下的太湖和东太湖1,24h的模拟流场。图中可见,风场作用初期,太湖和东太湖的风生流流向指向SW方向。太湖稳定流态主要表现为洞庭西山的大范围顺时针环流;东太湖的稳定流态则显示出东太湖东部主体湖区的顺时针环流,以及顺风方向的沿岸流。

分析不同方位风场作用下的东太湖稳定风生流场,结果表明其流场为不同湖区的环流以及沿岸流相互有机结合而构成,主要特征表现为:(1)N风作用下,可形成其东部顺时针、西部逆时针的环流区;S风作用下,则相反地形成其东部逆时针、西部顺时针的环流区。(2)W风作用下,形成其东部主体湖区以湖心为轴线的北部顺时针、南部逆时针的环流区;E风作用下,则亦相反地形成北部逆时针、南部顺时针的环流区。(3)SW,NW,NE和SE风作用下形成的风生流流态,介于上述相邻方向风场作用下形成的流场类型之间,呈现出过渡特征。(4)湖区沿岸带以沿岸流为主,偏W风作用下沿岸流向东流动,偏E风作用下沿岸流向西流动。有关结果见图2。

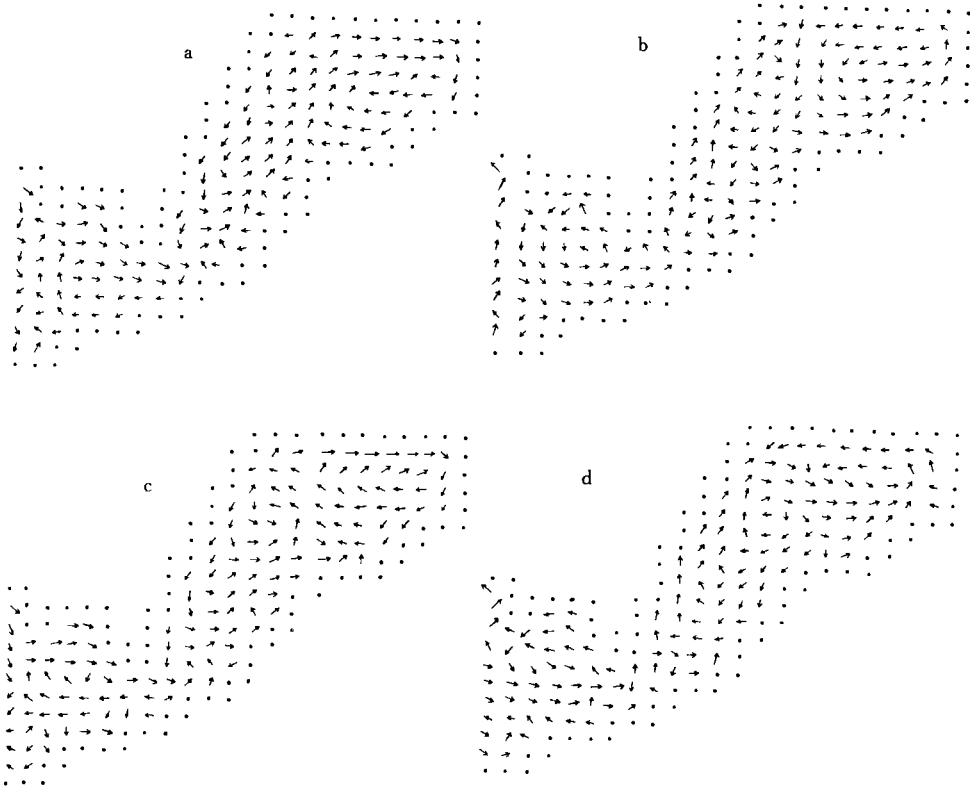


图2 10.0m/s N (a), S (b), NW (c), SE (d)风场作用下的东太湖24h模拟流场

Fig.2 Analogue water current at 24 hours in East Taihu Lake in the case of 10.0m/s speed and N(a), S(b), NW(c) and SE(d) directions of wind

### 3 模式初步验证

由于东太湖缺乏湖流连续观测资料,因此选择典型水位过程和采用湖流平面调查资

料进行模式的初步验证。

### 3.1 典型水位过程验证

选择1984年8月22日8时至24日8时，东太湖油车港西面围网区的水位和风场资料进行水位初步验证。该次过程风向22日8时至20时以E为主，然后转向以WNW或W为主，东太湖产生了剧烈的增水现象。图3表明，实测水位过程与模式计算水位过程基本吻合，E风作用下东太湖湖水流向西太湖，使得东太湖水位下降；当风向转向WNW或W后，西太湖湖水流入东太湖，造成东太湖水位上升，但当水位上升形成的水位压力梯度力与风摩擦力等到达平衡后，由于补偿流的产生，水位复又下降。

### 3.2 流场初步验证

图4为1993年9月太湖调查期间实测的0.5m和1.8m水深处的湖流图，测验期间湖区风向以NE为主。比较图4与图1b，大部分实测点的湖流流向与对应计算点位置的风生流流向基本一致，计算流场反映了实测流场的主要流型。

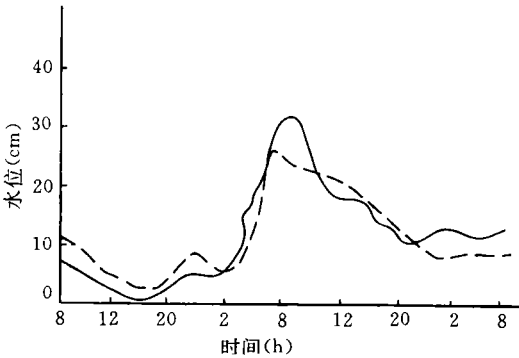


图3 东太湖水位验证(1984年8月22日8时至24日8时)

Fig.3 Verification water level of East Taihu Lake (1984.08.22-08.24)  
——实测水位; -- 计算水位。

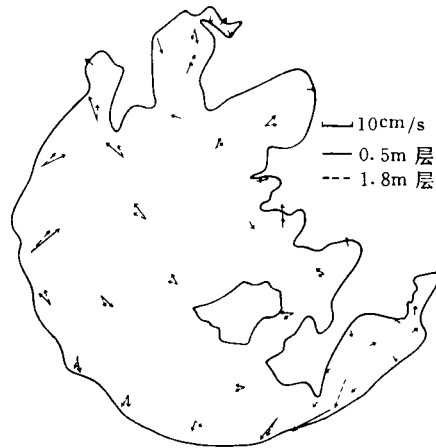


图4 1993年9月太湖实测流场(主导风向NE)

Fig.4 Measured water current of Taihu Lake in Sept., 1993 (NE is the main wind direction)

## 4 结语

数值实验结果表明，湖区风场的作用对其风生流的形成至关重要，不同方位风场形成的风生流流态亦不同。

4.1 对峙方位风场形成的风生流流型相似，但流向相反。

4.2 风场作用初期，风生流流向指向顺风方向，稳定风生流流态表现为湖区若干环流和沿岸流的有机结合。

4.3 在偏NW风向作用下，将导致西太湖湖水流入东太湖，并在东太湖东部主体湖区形成环流，造成西太湖污水在东太湖滞留；在偏SE风作用下，东太湖湖水流向西太湖，此时西太湖污水不会对东太湖产生影响。

4.4 太湖地区夏季盛行 SE 风, 冬季盛行 NW 风, 所以夏季东太湖水质优于西太湖, 并且西太湖蓝藻“水华”的爆发明显高于东太湖, 风生流的作用显然是重要原因。

总之, 本文设计的套网格模式, 能成功地模拟东太湖风生流流态和水位变化的基本物理特征, 无疑对如何研究湖泊某局部水域的风生流精细结构, 是有益的尝试。模式的进一步验证有待于进一步积累资料。发展一个更为实用的水动力学模式, 是湖泊学研究中的一个重要课题。

### 参 考 文 献

- 王谦谦, 1987, 河海大学学报, 15(增刊 2): 11—18。  
 王谦谦等, 1992, 湖泊科学, 4(4): 1—7。  
 孙顺才、黄荷平主编, 1993, 太湖, 海洋出版社(北京), 1—22。  
 梁瑞驹等, 1994, 湖泊科学, 6(4): 289—297。

## NUMERICAL ANALOGUE OF WIND-DRIVEN CURRENT IN EAST TAIHU LAKE BY INLAY-MESH MODEL

Jiang Jiahu, Huang Qun

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

**Abstract** Based on the water level data of East Taihu Lake on August 1984, and the lake current data of Taihu Lake on September 1993, this paper discusses application of the method of numerical inlay to set up an inlay-mesh model of the characteristics of East Taihu Lake's wind-driven currents in various wind regimes.

Taihu Lake (30° 55' 40"—31° 32' 58" N and 119° 52' 32"—120° 36' 10" E) is one of the famous five fresh water lakes in China, and the largest lake in Jiangsu Province. East Taihu Lake is a shallow water bay on the east part of Taihu Lake, and has area of 130.0 km<sup>2</sup>, maximum depth of 1.3 m, mean depth of 0.9 m and volume of 1.81 × 10<sup>8</sup> m<sup>3</sup>.

Based on the shallow water characteristics of Taihu Lake, the continuity equation and the momentum equations in Cartesian coordinates can be written as

$$\frac{\partial \xi}{\partial t} + \frac{\partial(h + \xi)u}{\partial x} + \frac{\partial(h + \xi)v}{\partial y} = 0$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} = -g \frac{\partial \xi}{\partial x} + v_n \Delta u + F_x + fv$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} = -g \frac{\partial \xi}{\partial y} + v_n \Delta v + F_y - fu$$

where  $\Delta$  is Laplace operator. Here  $(x, y, z)$  form the right-hand coordinate system  $(x$

is eastwards,  $y$  is northwards,  $z$  is positive upward with the origin at the lake surface),  $u$ ,  $v$  the horizontal velocity component,  $f$  the Coriolis' parameter which can be assumed to be constant,  $g$  the acceleration of gravity,  $\nu_n$  the vertical eddy viscosity,  $h = h(x, y)$  is the water depth,  $\xi$  the amplitude of lake surface waves.

The boundary conditions are given as

$$\mathbf{V} \cdot \mathbf{n} |_{L_1} = 0 \quad (2)$$

where  $L_1$  is the coast of Taihu Lake,  $\mathbf{n}$  the vector normal to the surface of the coast of Taihu Lake,  $\mathbf{V} = (u, v)$  the lake current.

$$\begin{aligned} \mathbf{V} \cdot \mathbf{n} |_{L_2} &= 0 \\ \mathbf{V} |_{\nu p} &= \mathbf{V}_R(t) \end{aligned} \quad (3)$$

where  $L_2$  is the coast of East Taihu Lake,  $\mathbf{n}$  has the same meaning with that in formula (2),  $\mathbf{V}_R(t)$  the lake current on the water boundary.

The results showed that the wind on the lake area determines the water current types and distribution; that opposite direction winds cause the opposite rotation gyres. The direction of wind-driven current is almost the same as the wind direction during the early period of wind forcing (Fig. 1). The stable wind-driven current is the resultant combination of some gyres and coastal currents in the lake (Fig. 2). In the case of NW wind, the water of West Taihu Lake flows into East Taihu Lake, and generate some gyres there, so that the polluted water from West Taihu Lake may remain in East Taihu Lake. In the case of SE wind, the water of East Taihu Lake flows into West Taihu Lake. In this case, East Taihu Lake is not influenced by the polluted water of West Taihu Lake. Wind-driven current is the important factor in summer which causes the water quality of East Taihu Lake to be of higher quality than that of West Taihu Lake, and the cyanobacteria bloom in West Taihu Lake to be heavier than that in East Taihu Lake.

**Key words** East Taihu Lake Taihu Lake Wind-driven current Simulation of inlay-mesh