

DOI :10.3876/j.issn.1000-1980.2010.05.003

# 太湖风生环流及黏性泥沙输运的三维数值模拟

周 杰<sup>1,2</sup>,周 锋<sup>3</sup>,江兴南<sup>4</sup>,吴时强<sup>1,2</sup>,吴修锋<sup>1,2</sup>

(1.南京水利科学研究院水工水力学研究所,江苏 南京 210029;  
2.河海大学水文水资源与水利工程科学国家重点实验室,江苏 南京 210098;  
3.嘉兴学院,浙江 嘉兴 314001;4.浙江省水利水电工程质量与安全监督管理中心,浙江 杭州 310012)

**摘要:**太湖水体浊度是浮游植物接受光照强度的重要影响因子,而浊度主要受到悬浮泥沙浓度的影响.综合风生流及波浪两方面的因素,采用三维风生流泥沙输运模型对太湖泥沙输运进行了数值模拟研究.将模型模拟结果与实测太湖风生环流及太湖含沙量资料进行了对比分析.验证结果表明,三维风生流泥沙模型基本反映了太湖风生环流及泥沙输运的特点,能为太湖水生态系统模拟提供技术基础.

**关键词:**太湖;风生环流;泥沙;浊度;数值模拟

**中图分类号:** P343.3      **文献标志码:** A      **文章编号:** 1000-1980(2010)05-0489-06

太湖流域地处长江三角洲,是我国人口最集中、经济十分发达的地区之一,土地面积仅占全国的 0.4%,而国内生产总值则占全国的 10.3%,流域经济在全国占有举足轻重的地位.但是近年来,随着经济的发展,太湖水质变差,富营养化严重,甚至危及人民饮用水安全.太湖水生态系统中,浮游植物的生长规律受到营养盐、光照强度及浮游动物生物量等因素的影响,其中水生态系统接收到的光照强度与当地光照辐射率及水体透明度等因素有关.

浊度作为研究太湖水生态系统的重要环境指标,由于监测难度较大,时空分布不均匀,其时空变化规律现大多采用遥感和数值模拟研究.浊度主要受到悬浮泥沙浓度的影响,而太湖黏性泥沙输运同时受到风生环流及波致流的作用<sup>[1-4]</sup>,使得其输运规律较为复杂,给数值模拟带来很大困难.本文通过建立同时考虑风生环流及波浪应力的三维数学模型,在忽略流域输入泥沙的条件下,对太湖黏性泥沙输运进行数值模拟,以便进一步展开风速与太湖浊度垂线分布的相关分析研究工作.

## 1 三维风生流泥沙输运数学模型的建立

由于浅水湖泊风生流在湖泊平面及垂面上产生环流,表层水流方向与底层水流方向往往相反,所以对于风生流的模拟宜采用分层三维模型进行研究.

### 1.1 基本方程

描述分层三维宽浅型湖泊风生流运动规律的基本方程如下:

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \frac{\partial (Hu)}{\partial x} + \frac{\partial (Hv)}{\partial y} + \frac{\partial \omega}{\partial \sigma} = 0 \tag{1}$$

$$\begin{aligned} \frac{\partial (Hu)}{\partial t} + \frac{\partial (Huu)}{\partial x} + \frac{\partial (Huv)}{\partial y} + \frac{\partial (u\omega)}{\partial \sigma} = & -fHv - gH \frac{\partial \zeta}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{H} \frac{\partial u}{\partial \sigma} \right] + HA_M \left( \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} \right) - \\ & \frac{gH^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial x^2} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \frac{gH}{\rho_0} \frac{\partial H}{\partial x} \int_{\sigma}^0 \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma \end{aligned} \tag{2}$$

$$\frac{\partial (Hv)}{\partial t} + \frac{\partial (Huv)}{\partial x} + \frac{\partial (Hvv)}{\partial y} + \frac{\partial (v\omega)}{\partial \sigma} = fHu - gH \frac{\partial \zeta}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial \sigma} \left[ \frac{K_M}{H} \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right] + HA_M \left( \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} \right) -$$

$$\frac{gH^2}{\rho_0} \frac{\partial}{\partial y^2} \int_{\sigma}^0 \rho d\sigma + \frac{gH}{\rho_0} \frac{\partial H}{\partial y} \int_{\sigma}^0 \frac{\partial \rho}{\partial \sigma} d\sigma \tag{3}$$

$$\omega = H \frac{d\sigma}{dt} = w - u \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial x} + \frac{\partial \zeta}{\partial x} \right) - v \left( \sigma \frac{\partial H}{\partial y} + \frac{\partial \zeta}{\partial y} \right) - (\sigma + 1) \left( \frac{\partial H}{\partial t} + \frac{\partial \zeta}{\partial t} \right) \tag{4}$$

式中： $\zeta$ ——水位； $A_M$ ——水平涡黏性系数； $u, v, \omega$ ——分层  $x, y, \sigma$  方向的流速； $w$ ——分层  $z$  方向流速； $\rho$ ——水体密度； $\rho_0$ ——常温清水密度； $K_M$ ——垂向涡黏性系数； $H$ ——水深； $f$ ——柯氏力系数。

泥沙浓度的质量守恒控制方程如下：

$$\frac{\partial C}{\partial t} + \frac{\partial (uC)}{\partial x} + \frac{\partial (vC)}{\partial y} + \frac{\partial (w - \omega_0)C}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left( K_x \frac{\partial C}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( K_y \frac{\partial C}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial C}{\partial z} \right) + S_c \tag{5}$$

式中： $C$ ——含沙量； $K_x, K_y, K_z$ —— $x, y, z$  方向的扩散系数； $S_c$ ——源汇项； $\omega_0$ ——泥沙沉速。

由于太湖湖盆覆盖层厚达  $3 \sim 5\text{m}$ <sup>[5]</sup> 且湖床变形缓慢，在模拟过程中可近似认为不变，故湖床变形可不考虑。

1.2 边界条件

a. 水面：

$$\omega(0) = 0 \tag{6}$$

$$\frac{\rho K_M}{H} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = C_d \rho_a \sqrt{u_w^2 + v_w^2} (u_w, v_w) \quad \sigma \rightarrow 0 \tag{7}$$

$$\omega_0 C + K_z \frac{\partial C}{\partial z} = 0 \tag{8}$$

b. 湖盆：

$$\omega(-1) = 0 \tag{9}$$

$$\frac{K_M}{H} \left( \frac{\partial u}{\partial \sigma}, \frac{\partial v}{\partial \sigma} \right) = -C_z (u^2 + v^2)^{0.5} (u, v) \quad \sigma \rightarrow -1 \tag{10}$$

$$\omega_0 C + K_z \frac{\partial C}{\partial z} = D_b - E_b \tag{11}$$

式中： $C_d$ ——风应力系数； $\rho_a$ ——空气密度； $u_w, v_w$ ——风速  $x, y$  方向分量； $C_z$ ——底摩阻系数， $D_b$ ——泥沙沉降率， $E_b$ ——泥沙再悬浮率。 $C_z$  的取值如下：

$$C_z = \max \left[ \frac{\kappa^2}{\{ \ln[(1 + \sigma_{kb-1})H/z_0] \}^2}, 0.0025 \right] \tag{12}$$

式中： $\kappa$ ——卡门常数，取 0.4； $z_0$ ——粗糙高度。

根据 Krone 等<sup>[6-7]</sup>的研究成果，泥沙沉降率可由式(13)计算：

$$D_b = \begin{cases} 0 & (\tau_b > \tau_{cd}) \\ \omega_0 C \left( 1 - \frac{\tau_b}{\tau_{cd}} \right) & (\tau_b \leq \tau_{cd}) \end{cases} \tag{13}$$

而泥沙悬浮率由式(14)计算：

$$D_e = \begin{cases} 0 & (\tau_b < \tau_{ce}) \\ MC \left( \frac{\tau_b}{\tau_{ce}} - 1 \right) & (\tau_b \geq \tau_{ce}) \end{cases} \tag{14}$$

式中： $\tau_b$ ——底部切应力； $M$ ——经验悬浮速度； $\tau_{cd}$ ——沉降临界切应力； $\tau_{ce}$ ——悬浮临界切应力。

1.3 计算参数

黏性泥沙的基本过程包括絮凝、沉降、悬浮等。由于太湖中黏性泥沙的絮凝作用不明显，控制性的过程主要是慢速沉降及再悬浮的过程。

1.3.1 沉速

黏性泥沙的沉速与絮凝体大小、水流紊动强度等因素有关。而絮凝过程是相当复杂的，为此许多研究者做了很多工作。淡水中絮凝体的中值粒径大小可由 Lick 等<sup>[8-9]</sup>通过实验室试验得到的经验公式确定：

$$d_m = \left( \frac{\alpha_0}{C_1 G} \right)^{0.5} \tag{15}$$

式中： $d_m$ ——泥沙絮凝体中值粒径； $G$ ——水体剪切力； $C_1$ ——含沙量； $\alpha_0$ ——常数，本文经率定取 0.001。

泥沙沉速可由式(16)估算：

$$\omega_s = ad_m^b \tag{16}$$

其中

$$a = 9.6 \times 10^{-4} (C_1 G)^{-0.85} \quad b = -0.8 - 0.5 \lg(C_1 G - 7.5 \times 10^{-6})$$

1.3.2 底部切应力

底部切应力为波浪剪切力和水流剪切力之和：

$$\tau_b = \tau_w + \tau_c \tag{17}$$

水流引起的剪切力可由式(18)计算：

$$\tau_c = \rho u_*^2 \tag{18}$$

风浪引起的浅水大型湖泊底部剪切力可由式(19)<sup>[10]</sup> 计算：

$$\tau_w = H_w \left\{ \rho \frac{\left[ \nu \left( \frac{2\pi}{T} \right)^3 \right]^{0.5}}{2 \sinh \left( \frac{2\pi H}{L} \right)} \right\} \tag{19}$$

式中： $H_w$ ——波浪高度； $T$ ——波浪周期； $L$ ——波长； $H$ ——水深； $\nu$ ——水的运动黏性系数。

1.3.3 波浪要素的计算

根据美国海岸保护手册<sup>[11]</sup>，波浪高度与周期可由以下经验公式确定：

$$\frac{gH_w}{U_w^2} = 0.283 \tanh \left[ 0.53 \left( \frac{gH}{U_w^2} \right)^{0.75} \right] \tanh \left\{ \frac{0.00565 \left( \frac{gF}{U_w^2} \right)^{0.5}}{\tanh \left[ 0.53 \left( \frac{gH}{U_w^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right]} \right\} \tag{20}$$

$$\frac{gT}{U_w} = 7.54 \tanh \left[ 0.833 \left( \frac{gH}{U_w^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right] \tanh \left\{ \frac{0.0379 \left( \frac{gF}{U_w^2} \right)^{0.5}}{\tanh \left[ 0.833 \left( \frac{gH}{U_w^2} \right)^{\frac{3}{8}} \right]} \right\} \tag{21}$$

$$L = \frac{gT^2}{2\pi} \tanh \frac{2\pi H}{L} \tag{22}$$

式中： $F$ ——风的吹程，m； $U_w$ ——10 m 高处风速。

2 模型验证

计算采用湖面 10 m 高处风速 3.5 m/s，风场为定常南风 and 东南风均匀恒定风场，模拟时间长度 4 d。在 1:50 000 比例的太湖水下地形图上，用 400 m × 400 m 的正方形网格将太湖进行网格单元划分，共布置网格单元总数为 14 345 个。平面网格的布置如图 1 所示。垂向分成 6 层，其中表层和底层加密，为其他层厚度的 1/2。

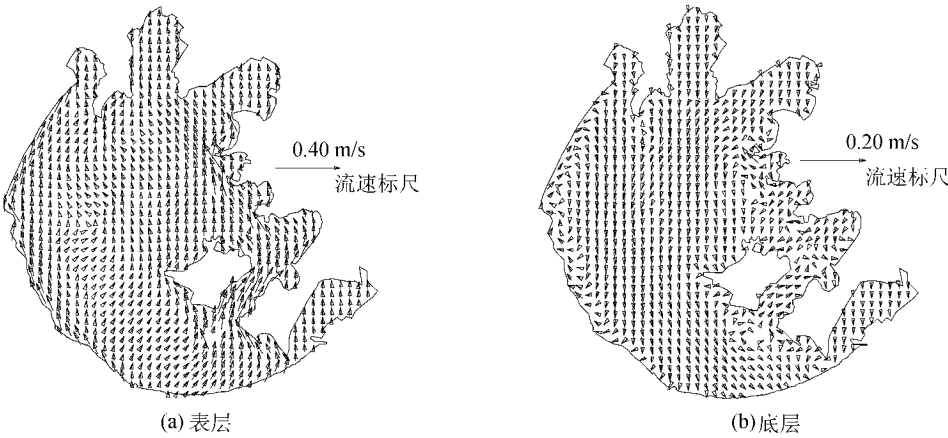


图 1 持续南风作用下太湖表、底层风生环流

Fig. 1 Simulated wind-driven flows at water surface and bottom in Taihu Lake under S wind

结合太湖湖床概况,糙率取为: $n = 0.017 \sim 0.022$ ,东太湖糙率较大,太湖水深较大的湖床糙率较小.风应力系数取为  $1.3 \times 10^{-3}$ . 计算风生流流场如图 2(b)和图 3(b)所示,并与实测风生流(图 2(a),图 3(a))进行了对比.验证结果良好,表明建立的太湖三维风生流泥沙输运数学模型反映了风生流场的基本规律.

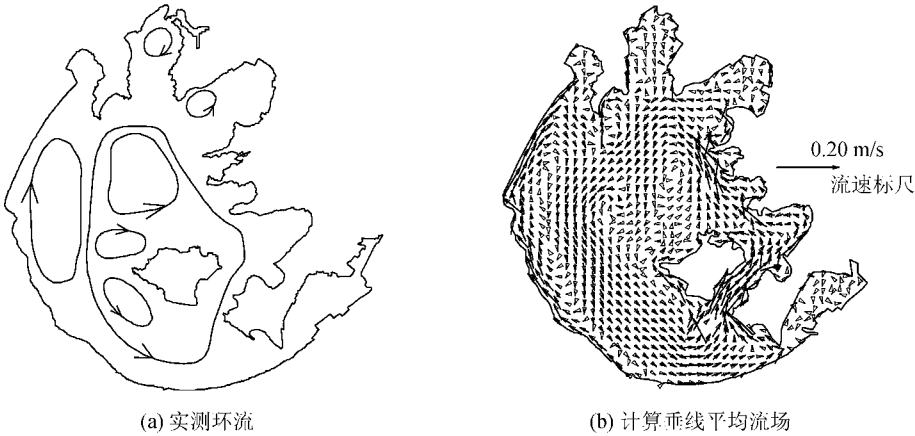


图 2 持续南风作用下太湖环流对比

Fig. 2 Comparison between simulated and measured wind-driven flows in Taihu Lake under S wind

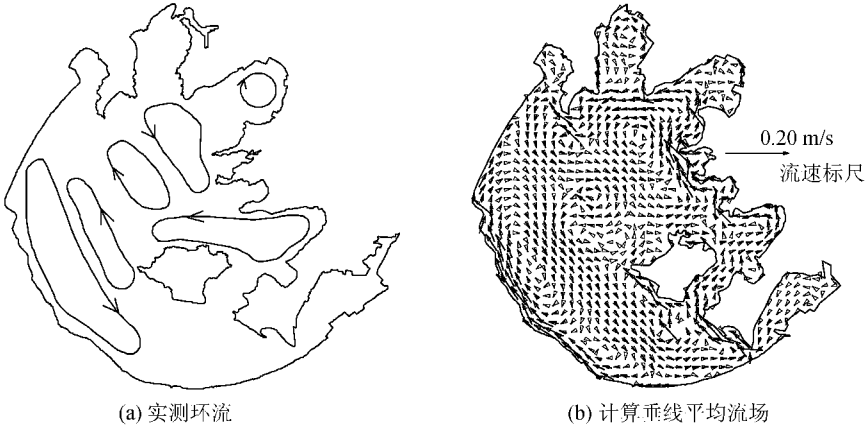


图 3 持续东南风作用下太湖环流对比

Fig. 3 Comparison between simulated and measured wind-driven flows in Taihu Lake under SE wind

3 太湖风生环流特征及成因分析

图 1 及图 2(b)为持续南风作用下太湖表层、底层及垂线平均风生环流流场.该流场表明,稳定风场作用下,因迎风岸风雍水形成水位梯度力,出现迎风岸逆风向背风岸流动的补偿流.吹程越长,沿程水深越深,补偿流越强.在强流水平切应力及岸线束缚的作用下形成水平环流,且表层受风应力的作用顺风向流动,底层及中层水流做逆风向的补偿流动.

4 太湖泥沙输运模拟

孙顺才等<sup>[12]</sup>的研究表明,太湖底部由坚硬的黄土物质组成,黄土层之上覆盖着薄层的现代淤泥.西太湖因不断受到风浪的扰动和侵蚀作用,属侵蚀性湖底,覆盖层薄.一些地区,尤以西太湖中部仅 5 ~ 10 cm.四周湖滨湖湾及东太湖区,淤泥厚度可达 0.5 ~ 1.0 m.个别被掩盖的古河道及洼地厚度可超过 1 m.根据数十次淤泥质粒径粒度分析,大部分淤泥为黏土质粉砂.黏土(粒径小于 0.01 mm)质量分数占 20% ~ 40%,而粉砂(粒径 0.01 ~ 0.1 mm)质量分数占 60% ~ 80%.根据沿岸输沙沙样粒度分析,悬沙大部为黏土质,黏土质量分数占 80% 以上,而粉砂约占 15%.

在不考虑流域输入泥沙的情况下,对 2000 年全年风生环流及波浪导致的泥沙输运进行了模拟,模拟得到的年平均含沙量分布如图 4(b)所示.在平面分布上,太湖东部含沙量大于西部,洞庭西山以西、太湖南部大

于北部,东南北差异不大.这主要是由于冬季西北风风速较大,且西山水道全年平均环流流速约 0.1 m/s,为全湖环流流速最大的区域,加上太湖东部湖盆淤泥覆盖层较西部厚,泥沙较为活跃,这与孙顺才等<sup>[12]</sup>1987 年 5 月至 1988 年 3 月之间的实测结果与分析成果(图 4(a))较为一致.对比图 4(a)可见,本文建立的太湖风生环流泥沙输运数学模型较客观地反映了太湖风浪、环流的特点及泥沙输运规律,为下阶段展开风速与太湖浊度垂线分布的相关性研究奠定了基础.

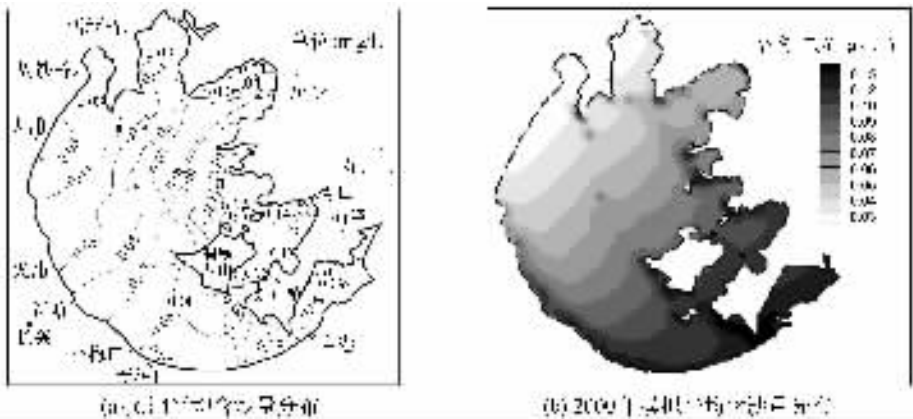


图 4 2000 年模拟含沙量分布与 1987—1988 年观测资料的对比

Fig. 4 Comparison between simulated sediment concentration in 2000 and observed one during 1987—1988

对 2000 年平均含沙量垂直分布进行统计.取垂线各层计算含沙量与最大含沙量比值作为相对含沙量,统计结果如图 5 所示.由图 5 可见,太湖含沙量主要集中在湖床附近,表层仅约为底层质量浓度的 0.2 倍.

5 结 语

利用考虑风生环流及波致流的三维太湖泥沙输运数学模型,在忽略流域输入泥沙的条件下,对太湖 2000 年黏性泥沙输运进行数值模拟.模拟结果表明,该模型较客观地反映了太湖风浪、环流的特点及泥沙输运规律,对开展太湖三维浊度及温度分层垂向环流数值模拟研究具有积极意义.

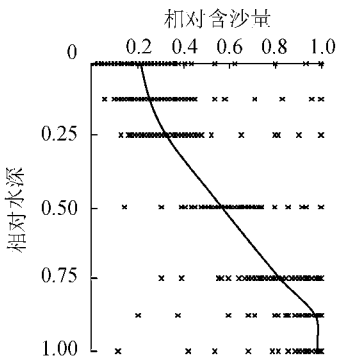


图 5 相对含沙量垂向分布

Fig. 5 Vertical distribution of relative sediment concentration

参考文献：

[1] 陈志轩,何少苓,刘树坤.太湖湖盆泥沙问题的研究[J].泥沙研究,1993(4):21-31. (CHEN Zhi-xuan, HE Shao-ling, LIU Shu-kun. Erosion and deposition in Taihu Lake[J]. Journal of Sediment Research, 1993(4): 21-31. (in Chinese))

[2] 逢勇,李一平,罗淑葱.水动力条件下太湖透明度模拟研究[J].中国科学: D 辑,地球科学,2005,35(增刊 2):145-156. (PANG Yong, LI Yi-ping, LUO Lian-cong. Simulation on water transparency of Lake Taihu with hydrodynamic[J]. Science in China: Series D, Earth Sciences, 2005, 35(S2): 145-156. (in Chinese))

[3] 李一平,逢勇,徐秋霞.动水条件下太湖水体透明度及其影响因子模拟[J].河海大学学报:自然科学版,2009,37(6):625-630. (LI Yi-ping, PANG Yong, XU Qiu-xia. Simulation of transparency and its factors in Taihu Lake under hydrodynamic conditions[J]. Journal of Hohai University: Natural Sciences, 2009, 37(6): 625-630. (in Chinese))

[4] 池俏俏,朱广伟,张战平,等.风浪扰动对太湖水体悬浮物重金属含量的影响[J].湖泊科学,2006,18(5):495-498. (CHI Qiao-qiao, ZHU Guang-wei, ZHANG Zhan-ping, et al. Effects of wind-wave disturbance on heavy metal contents in suspended solids of Lake Taihu[J]. Journal of Lake Sciences, 2006, 18(5): 495-498. (in Chinese))

[5] 吴小根.太湖的泥沙与演变[J].湖泊科学,1992,4(3):54-60. (WU Xiao-gen. The sediments and evolution of Taihu Lake[J]. Journal of Lake Sciences, 1992, 4(3): 54-60. (in Chinese))

[6] KRONE R B. Flume studies on the transport of sediment in estuarine shoaling processes[R]. Berkeley: Hydraulic Engineering Laboratory, University of California, 1962.

[7] MEHTA A J, PARTHENIADES E. An investigation of the depositional properties of flocculated fine sediment [J]. Journal of Hydraulic

Research,1975,13(4) :361-381.

- [8] LICK W,LICK J. Aggregation and disaggregation of fine-grained lake sediments[J]. Journal of Great Lakes Research,1988,14(4) :514-523.
- [9] GAILANI J,ZIEGLER C K,LICK W. Transport of suspended solids in the lower Fox River[J]. Journal of Great Lakes Research,1991,17(4) :479-494.
- [10] LUETTICH R A, HARLEMAN D R F, SOMLYODY L. Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events[J]. Limnology Oceanography,1990,35(5) :1050-1067.
- [11] US ARMY CORP OF ENGINEERING. Shore protection manual :[R]. Vicksburg :USA CERC,1984 :39
- [12] 孙顺才,黄漪平.太湖[M]. 北京 :海洋出版社,1993 :120-121.

### 3D numerical simulation of wind-driven flows and cohesive sediment transport in Taihu Lake

ZHOU Jie<sup>1, 2</sup>, ZHOU Feng<sup>3</sup>, JIANG Xing-nan<sup>4</sup>, WU Shi-qiang<sup>1, 2</sup>, WU Xiu-feng<sup>1, 2</sup>

- (1. *Hydraulic Engineering Department, Nanjing Hydraulic Research Institute, Nanjing 210029, China ;*  
2. *State Key Laboratory of Hydrology-Water Resources and Hydraulic Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, China ;*  
3. *Jiaxing University, Jiaxing 314001, China ;*  
4. *Zhejiang Water Conservancy Hydropower Engineering Quality and Security Supervision and Management Center, Hangzhou 310012, China*)

**Abstract :** The turbidity in Taihu Lake is an important factor to the light intensity for phytoplankton, and it is mainly affected by the concentration of suspended sediment. From the two factors of wind-driven flows and waves, a 3D wind-driven and sediment transport numerical model was adopted to simulate the cohesive sediment transport in Taihu Lake. The simulated results were compared with the observed data of wind-driven flows and sediment concentration. The validation results show that the proposed model essentially reflects the characteristics of the wind-driven flows and sediment transport in Taihu Lake, and it can provide a technical basis for the simulation of aquatic ecosystem in Taihu Lake.

**Key words :** Taihu Lake ; wind-driven flow ; sediment ; turbidity ; numerical simulation