

太湖底泥蓄积量和可悬浮量的计算*

罗淑葱 秦伯强[†] 朱广伟[†]

(中国科学院南京地理与湖泊研究所 南京 210008; 中国科学院研究生院 北京 100039)

[†](中国科学院南京地理与湖泊研究所 南京 210008)

提要 基于 2002 年对太湖底泥分布的调查数据,利用最优插值法计算了整个太湖不同区域的底泥厚度。结果表明,太湖底泥总蓄积量大约在 18.57 亿 m^3 ,有泥区面积占整个水面积的 47.5% 左右。此外,利用 Shields 方法,计算了太湖表层 1m 内不同深度上底泥悬浮的临界切应力值,采用 SMB 浅水波动模式,计算了夏季受东南风和冬季受西北风影响下的波切应力,确定了不同风速情况下所能引起的底泥悬浮量。计算结果发现,上述何种风向情况下,能产生悬浮的临界风速大约在 5—6m/s,当风速大于临界风速时,悬浮量随着风速的增加而增加;若风速达到 20m/s 时,所能引起的最大悬浮量约为 2.75 亿 m^3 。

关键词 底泥,再悬浮,太湖

中图分类号 P736

湖泊现代沉积物(以下简称底泥),是湖泊生态系统的重要组成部分,是入湖物质如有机质、营养盐、污染物等的主要蓄积场所(秦伯强等, 2004),在水体受扰的情况下,这些营养盐会进入水体,引起水体中营养盐浓度的直接升高,并通过影响水体透明度而对湖泊生态系统产生重要影响。因此,内源负荷一直是浅水湖泊生态系统研究的一个重要方面(Hawley *et al.*, 1992; Havens *et al.*, 2001; 范成新等, 2002)。太湖作为大型浅水湖泊,内源释放对水质的影响举足轻重,而内源负荷与底泥中营养盐的含量息息相关。因此,弄清太湖底泥的蓄积量和动力扰动情况下的悬浮量,具有极其重要的意义,也是计算太湖动态内源释放量的基础性工作。

关于太湖底泥的分布,范成新等(2000)和袁旭音等(2003)均已做过不少工作,前者虽然对太湖进行了网格化,得出底泥的空间分布,但并未使用任何数学插值方法,无法准确知道每个格点的底泥深度;而后者根据浅地层剖面仪的测定结果,将不同范围的底泥厚度确定为常数,如古河道的底泥厚度定为 1.5m,五里湖和梅梁湾为 1.2m,竺

山湖和东太湖为 0.5m,沿岸区域为 0.3m,西山岛沿岸为 0.15m,使用 MAPGIS 软件统计处理得出不同区域的面积,再用厚度乘上面积得出底泥的体积,进而算出底泥蓄积量,这样即使其面积误差很小,但没有对整个区域进行网格化,并将不同大范围区域的底泥厚度确定为常数的方法定会带来较大误差。本文基于太湖底泥厚度的调查结果,运用精确的插值方法和计算手段,求出了太湖底泥的蓄积量,并根据底泥理化性质随深度的变化特征,计算了不同深度层上底泥悬浮的临界切应力;基于浅水风-波模式,计算了盛行风下可能产生的悬浮量,可为内源释放研究提供重要的参考依据。

1 太湖底泥分布特征和蓄积量

为了解太湖底泥的空间分布及其理化特征,在整个太湖合理布设了 119 个调查点,于 2002 年 4—5 月对太湖底泥厚度进行了调查。进行插值计算时,将太湖划分成 69×69 个格点, x 和 y 方向的格距均为 1km,根据太湖湖面的经纬度范围计算出所有网格点的经纬度,然后将所有采样点按最短距离法定义在相应的网格中,采用最优插值法(廖洞贤等, 1986; 田永祥等, 1995)进行计算,

* 中国科学院战略重大资助项目, KZCX1-SW-12 号和国家自然科学基金资助项目, 40071019 号。罗淑葱, 博士生,

Email: lcluo@niglas.ac.cn

收稿日期: 2003-04-23, 收修改稿日期: 2004-07-02

结果如图1所示。

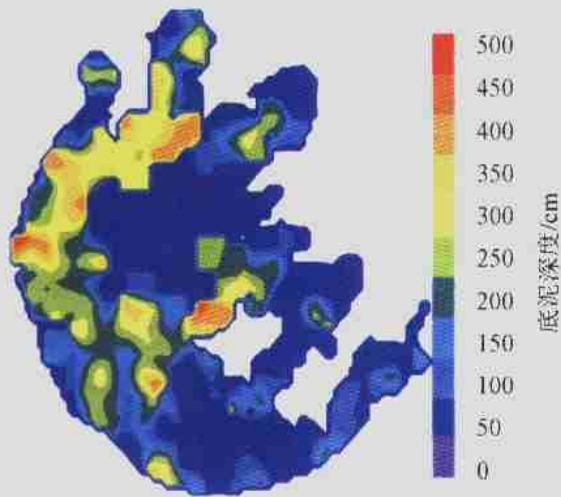


图1 太湖的底泥分布

Fig.1 Sediment distribution in Lake Taihu

根据计算结果,太湖底泥主要分布在西部沿岸带、北部的梅梁湾及其西山岛北部的局部地区,分布模式与范成新等(2000)和袁旭音等(2003)所得结果大体相同,但本文中得出了不同网格中底泥厚度的精确值。所计算出的太湖底泥蓄积量约为18.57亿 m^3 ,有泥区面积占整个湖面面积的47.5%,在有泥区内,0.5m以下的底泥占有泥区总面积的16.2%,0.5—1.0m间占12.6%,1.0—2.0m间占21.2%,2.0—3.0m间占25%,3.0m以上的底泥约占25%,因此,太湖底泥的60%集中在2.5m以下,小于50cm和大于3.5m的底泥所占比例不大。

2 动力扰动下底泥的可悬浮量

计算可悬浮总量时,首先需计算波流相互作用在湖底产生的切应力,根据秦伯强等(2003)的研究结果,太湖底泥悬浮主要是由于波动作用引起,湖流的作用可忽略。因此,当波切应力大于临界切应力时,便能产生悬浮,而悬浮深度的大小取决于扰动强度。

2.1 动力条件的界定

2.1.1 临界切应力的确定 临界切应力与底泥粒径、形状、密度及粘性等诸多因素有关,迄今为止没有较为公认的方法来进行计算。在不同的垂直深度上,由于生物作用(Holland *et al.*, 1974)、粒径组成(Mitchener *et al.*, 1996)、化学成分(Berlamont *et al.*, 1993)及其它物理因素的变化,能

产生悬浮的临界切应力的大小亦不相同(Claire *et al.*, 2000; Amos *et al.*, 1992; Lou *et al.*, 2000)。本文中采用 Shields 方法(Li *et al.*, 2001)来计算临界切应力:

$$\tau_{cr} = \theta(\rho_s - \rho)gD_s \quad (1)$$

式(1)中,左端代表临界切应力, ρ_s 和 ρ 分别为底泥和水的密度(取 $1.0 \times 10^3 \text{kg/m}^3$), g 为重力加速度, D_s 为底泥粒径, θ 为无量纲常数,由如下关系式确定(Li *et al.*, 2001):

$$\log \theta = 0.041(\log Y)^2 - 0.356 \log Y - 0.977 \quad Y < 100 \quad (2)$$

$$\log \theta = 0.132 \log Y - 1.804 \quad 100 \leq Y \leq 3000 \quad (3)$$

$$\theta = 0.045 \quad Y > 3000 \quad (4)$$

Y 为 Yalin 参数(Miller *et al.*, 1977),可表述为:

$$Y = [(\rho_s - \rho)gD_s^3 / \rho \nu^2]^{1/2} \quad (5)$$

其中, ν 为湖水运动学粘性系数,其余所有参数的定义¹⁾与式(1)中相同。对于 ν ,根据其¹⁾与动力学粘性系数的关系(余志豪等,1994),和南京水利科学研究所¹⁾对太湖泥沙起动试验的结果(即中值粒径 D_s 约为0.017mm、密度为 1300kg/m^3 的太湖上层底泥,其临界起动应力的平均值为 0.037N/m^2),采用式(1)—(5)进行反推,得出其值为 $1.05 \times 10^{-5} \text{m}^2/\text{s}$ 。然后,根据太湖所有超过30cm的采样点在不同深度上的底泥密度数据,利用插值法,计算出所有 69×69 网格点上不同深度的底泥密度值,再进行空间平均,求取不同深度的底泥密度平均值,尔后进行曲线拟合,得出其垂直变化关系为:

$$\rho_s(h) = 1235.91 + 314.92(1 - e^{-\frac{h}{3.28224}}) \quad (6)$$

上式左端表示泥深为 h (单位为cm)处的底泥密度。根据式(6),计算出1m内底泥在不同深度上的密度值,再运用式(1)—(5)计算出临界切应力值,底泥密度的拟合曲线和临界切应力随深度的变化曲线见图2。

2.1.2 波切应力的计算 根据秦伯强等(2003)的研究结果,太湖波切应力远大于流切应力,因此本文中计算湖底切应力时,忽略湖流的作用,仅计算波切应力,而波高和周期的计算采用如下浅水波动模式(文圣常等,1984):

$$\frac{gH_s}{W^2} = 0.283 \text{th} \left[0.530 \left(\frac{gD}{W^2} \right)^{0.75} \right] \text{th} \frac{0.0125 \left(\frac{gD}{W^2} \right)^{0.42}}{\text{th} \left(0.530 \left(\frac{gD}{W^2} \right)^{0.75} \right)} \quad (7)$$

1) 张金善,陆培东,徐敏等,2002.波浪作用下太湖底泥启动特性的初步试验研究.南京水利科学研究所

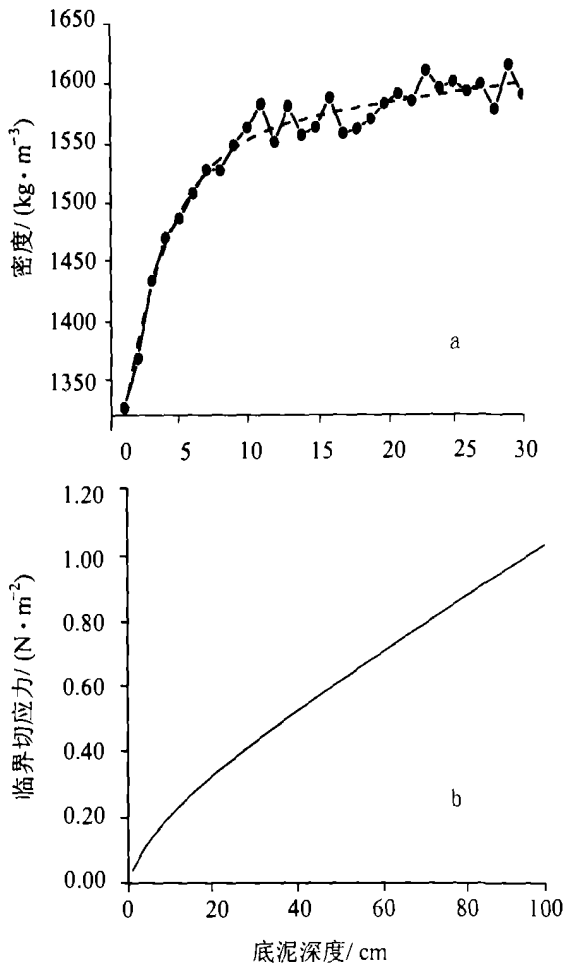


图2 表层30cm内实测底泥密度随深度的变化曲线(实线)和相应的拟合曲线(虚线)(a)及临界切应力随深度的变化曲线(b)

Fig.2 Sediment densities at different layer in the upper 30cm depth and the fitting curve(a); Calculated critical shear stresses for sediment resuspension at different layer in the upper 100cm depth (b)

$$\frac{gT_s}{2\pi W} = 1.20 \operatorname{th} \left[0.833 \left(\frac{gD}{W^2} \right)^{0.375} \right] \operatorname{th} \frac{0.077 \left(\frac{g^2 x}{W^2} \right)^{0.25}}{\operatorname{th} \left(0.833 \left(\frac{gD}{W^2} \right)^{0.375} \right)} \quad (8)$$

在式(7)~(8)中, H_s 和 T_s 分别代表有效波(即1/3大波)的波高和周期, W 与 x 分别为高于水面10m处的风速和湖面风区长度, D 为实际水深, π 为圆周率, g 为重力加速度。在确定了有效波高和周期后,依下式计算有效波长:

$$L = \left(\frac{gT_s^2}{2\pi} \right) \operatorname{th} \left(\frac{2\pi D}{L} \right) \quad (9)$$

其中, L 为需计算的有效波长, T_s 、 D 、 g 与 π 的含义同式(7)~(8), 波长的初始值取1.0~5.0m间

任意数值,经迭代后所达到的稳定值,即为所求波长。

确定了波要素后,切应力的计算通过如下方法(Luetlich *et al.*, 1990; Hawley, 2000; Glenn *et al.*, 1987):

$$\tau = \rho f u_m^2 \cos^2(2\pi t/T_s) \quad (10)$$

式(10)中,左端代表波浪产生的湖底切应力; ρ 、 t 分别为湖水密度和时间变量; T_s 为有效波的周期; u_m 为摩擦速度; π 为圆周率; f 为波摩擦系数,采用如下方法计算(Lou *et al.*, 2000; Jiang *et al.*, 2000):

$$f = \exp[-6 + 5.2(A_\delta/K_s)^{-0.19}] \quad (11)$$

$$f_{\max} = 0.3 \quad (\text{当 } A_\delta/K_s \leq 1.57 \text{ 时}) \quad (12)$$

式(1)和式(2)中, A_δ 为波动质点振动幅度,根据线性波理论计算, K_s 代表湖底物理粗糙度,本文中取0.2mm。 u_m 通过下式确定:

$$u_m = \pi H_s / [T_s \operatorname{sh}(2\pi D/L)] \quad (13)$$

式(13)中, D 与 H_s 的含义同式(7)~(8), L 为有效波波长,通过式(9)进行计算。

2.2 底泥可悬浮深度的确定

确定湖中不同区域的可悬浮深度时,首先计算波浪在湖底产生的剪切力 τ ,并将此剪切力与底泥中不同深度层的临界切应力 τ_i ($i = 1, 2, 3, \dots, 100$) 进行对比,当 $\tau_i < \tau < \tau_{i+1}$ 时,即认为第 i 层以上的底泥能全部悬浮而进入水体,从而取得可悬浮深度。

2.3 结果计算与分析

太湖夏季盛行东南风,冬季盛行西北风(孙顺才等, 1993; 黄漪平等, 2001; 陆鸿滨等, 1989),因此模式中选择 SE 和 NW 两个盛行方向的定常风进行计算,风速变化在1~20m/s之间,吹程根据风向计算。图3分别为东南风(实线)和西北风(虚线)作用下底泥可悬浮总量的变化曲线。由该图可以看出,二者俱在风速达到5~6 m/s左右时开始产生悬浮,悬浮总量随着风速的增加而增加,但东南风影响时增加的速率稍大。在太湖中,常见的较大风速在10.0m/s左右,因此无论是冬季或夏季,该风速能使约0.25亿 m^3 的底泥产生悬浮,当受台风影响时,最大风速一般不超过20.0m/s,此时产生的悬浮量约在2.75亿 m^3 ,出现“兜底”现象,造成大量底泥进入水体,

悬浮浓度的增加使得水体中光照强度受到很大影响,从而影响生物的光合作用,进而影响水体

初级生产力。此外,底泥悬浮能将大量营养物质带入水体,直接造成内源污染。

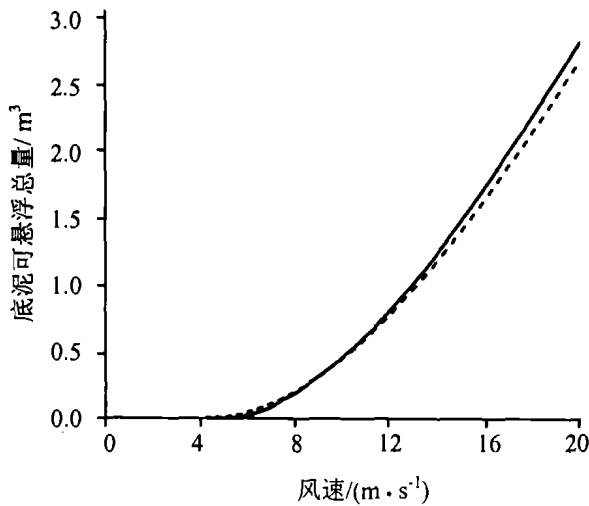


图3 不同风速风向条件下的底泥可悬浮量
(实线为东南风;虚线为西北风)

Fig.3 Re-suspendible sediment volume with wind-forcing
(Solid:SE; Dotted:NW)

3 讨论

内源释放由于其举足轻重的环境效益,一直是湖泊生态系统研究中的重要方面,因为它不仅通过影响水体中的光辐射而影响初级生产力,同时它能直接将底泥中营养物带入水体,即使在深水湖泊中,如 Michigan 湖, Eadie 等(2002)发现,在一次风暴的影响之后形成了一条 10km 宽的羽状浊水带,12 天的底泥悬浮量相当于一年的外源输入量,且该区域中营养盐含量、生物种群结构及其它理化特性都远不同于其它区域; Bogdan 等(2002)对 1998 年 3 月中一次风暴过程所引起的沉积物悬浮进行了研究,发现在整个湖体中约有 400kg PCBs 和 13000kg PAHs 被悬浮物带入水体中,进入水体中的各种物质能在很大程度上延缓湖泊生态系统的恢复(Thomas *et al.*, 1997)。因此,在太湖中内源释放同其它诸多湖泊一样,在生态系统演变中扮演着重要角色。虽然有许多关于太湖底泥理化特征的研究,能为内源负荷的估计提供依据,但要较为准确地估计内源负荷量,首先必须进行大量的野外调查,弄清底泥的空间分布,此时必须涉及到空间插值方法,即从有限点调查数据推求整个湖体中不同区域的底泥深度,若数学方法选取不当,计算结果的误差将很大而使估算结果毫无意义。本文中所采用的最优插值方法基于统计学原理,已经成功运用于全球气候模式

中对野外台站稀少区域的计算,并证明具有较高精度,对太湖底泥的计算结果也证明了该方法的可靠性。

在计算波浪在湖底边界层产生的切应力时,摩阻速度主要决定于波浪参数和水深。根据线性波理论进行计算,计算波摩擦系数的方法至关重要,迄今为止没有固定的计算模式,无论是运用于深水还是浅水的波摩擦系数计算方法(Puleo *et al.*, 2001; Nelson, 1995; Schramkowski *et al.*, 2002; Le Roux, 2003),大多为基于观测而得出的经验公式,由于诸多要素如粗糙度、水底边界层厚度等难以确定,因此很难得到普遍适用的公式。此外,湖底临界切应力亦是应该备受关注的问题,如果对不同厚度采用相同的临界切应力,这可能与实际情况有一定差距,因为沉积物在垂直方向上必然具有不同的理化特性,从而不可能具有完全相同的临界切应力。

本文中虽然只计算了表层 1m 内底泥的悬浮,但根据计算结果,即使风速达到 20.0m/s 时,在风吹程最大的地方所能引起的最大悬浮深度也可达到 30cm,因此采用 1m 作为最大可能悬浮深度是合理的。太湖流域风速较大的主要原因是受台风外围的影响,一般情况,风速最大不会超过 30m/s,故所能引起的最大悬浮深度在 30—40cm 左右。在过去对太湖底泥的研究中,未曾将底泥悬浮与水面扰动相联系,本文的计算只是一种初步尝试,如能将底泥中营养物质在水平和垂直方向上的分布弄清楚,便可计算一次典型风暴或台风过程所能引起的内源释放量,对更进一步了解太湖夏季蓝藻水华爆发及水环境变化具有重要意义。

4 结论

(1) 在太湖中,底泥蓄积量大约在 18.57 亿 m³,主要分布在西部沿岸和梅梁湾一带,在湖心和东太湖地区分布较少。

(2) 无论是夏季受东南风还是冬季受西北风影响,所能引起底泥悬浮的临界风速大约在 5—6m/s,当风速大于临界风速时,悬浮量随着风速的增加而增加,若风速达到 20.0m/s 时,所能引起的最大悬浮量约为 2.75 亿 m³。

致谢 在成文过程中,匿名审稿专家提出了宝贵意见,谨致谢忱。

参 考 文 献

- 文圣常,余宙文,1984. 海浪理论与计算原理. 北京:科学出版社,462—469
- 田永祥,沈桐立,葛孝贞等,1995. 数值天气预报教程. 北京:气象出版社,32—33
- 孙顺才,黄漪平,颜京松等,1993. 太湖. 北京:海洋出版社,10—12
- 余志豪,苗曼倩,蒋全荣等,1994. 流体力学. 北京:气象出版社,68—70
- 范成新,刘元波,陈荷生,2000. 太湖底泥蓄积量估算及分布特征探讨. 上海环境科学,19(2):72—75
- 范成新,张路,杨龙元,2002. 湖泊沉积物氮磷内源负荷模拟. 海洋与湖沼,33(4):370—378
- 陆鸿滨,魏桂玲,1989. 太湖的风效应,气象科学,9(3):291—301
- 秦伯强,胡维平,陈伟民等,2004. 太湖水环境演化的过程与机理研究. 北京:科学出版社,162—163
- 秦伯强,胡维平,高光等,2003. 太湖沉积物悬浮的动力机制及内源释放的概念性模式. 科学通报,48(17):1822—1831
- 袁旭音,许乃政,陶于祥等,2003. 太湖底泥的空间分布和富营养化特征. 资源调查与环境,24(1):20—28
- 黄漪平,范成新,濮培民等,2001. 太湖水环境及其污染控制,北京:科学出版社,37—43
- 廖洞贤,王两铭,1986. 数值天气预报原理及其应用. 北京:气象出版社,361—364
- Amos C L, Daborn G R, Christian H A *et al*, 1992. In situ erosion measurement on fine-grained sediments from the Bay of Fundy. *Marine Geology*, 108:175—196
- Berlamont J, Ockenden M, Toorman E *et al*, 1993. The characterization of cohesive sediment properties. *Coast Eng*, 21:105—128
- Bogdan J J, Budd J W, Eadie B J *et al*, 2002. The effect of a large resuspension event in southern Lake Michigan on the short-term cycling of organic contaminants. *J Great Lakes Res*, 28(3):338—351
- Claire E, Jonathan R, Nicholas J *et al*, 2000. Sedimentation-erosion dynamics of abandoned reclamations: the role of waves and tides. *Continental Shelf Research*, 20:1711—1733
- Eadie B J, Schwab D J, Johengen T H *et al*, 2002. Particle transport, nutrient cycling, and algal community structure associated with a major winter-spring sediment resuspension event in southern Lake Michigan. *J Great Lakes Res*, 28(3):324—337
- Glenn S M, Grant W D, 1987. A Suspended Sediment Stratification Correction for Combined Wave and Current Flows. *Journal of Geophysical Research*, 92:8265—8276
- Hawley N, Barry M L, 1992. Sediment resuspension in Lake St. Clair. *Limnol Oceanogr*, 37(8):1720—1737
- Hawley N, 2000. Sediment resuspension near the Keweenaw Peninsula, Lake superior during the fall and winter 1990—1991. *J Great Lakes Res*, 26(4):495—505
- Havens K E, Fukushima T, Xie P *et al*, 2001. Nutrient dynamics and the eutrophication of shallow lakes Kasumigaura (Japan), Donghu (PR China), and Okeechobee (USA). *Environmental Pollution*, 111:263—272
- Holland A F, Zingmark R G, Dean J M, 1974. Quantitative evidence concerning the stabilization of sediments by marine benthic diatoms. *Mar Biol*, 27:191—196
- Jiang W S, Pohlmann T, Sundermann J *et al*, 2000. A modeling study of SPM transport in the Bohai Sea. *Journal of Marine Systems*, 24:175—200
- Lou J, Schwab D J, 2000. A model of sediment resuspension and transport dynamics in southern Lake Michigan. *Journal of Geophysical Research*, 105(C3):6591—6610
- Li M Z, Amos C L, 2001. SEDTRANS96: the upgraded and better calibrated sediment-transport model for continental shelves. *Computers & Geosciences*, 27:619—645
- Luetlich R A, Harleman D R F, Somlod L, 1990. Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events. *Limnol Oceanogr*, 35:1050—1067
- Le Roux J P, 2003. Wave friction factor as related to the Shields parameter for steady currents. *Sedimentary Geology*, 155:37—43
- Mitchener H, Torfs H, 1996. Erosion of mud/sand mixtures. *Coast Eng*, 29:1—25
- Miller M C, McCave I N, Komar P D, 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24:507—527
- Nelson R C, 1995. Wave bed friction damping over shoaling, movable beds. *Coastal Engineering*, 25:65—80
- Puleo J A, Todd Holland K, 2001. Estimating swash zone friction coefficients on a sandy beach. *Coastal Engineering*, 43:25—40
- Schramkowski G P, Schuttelaars H M, Swart H E, 2002. The effect of geometry and bottom friction on local bed forms in a tidal embayment. *Continental Shelf Research*, 22:1821—1833
- Thomas J R, Martin J, Wool J *et al*, 1997. A sediment resuspension and water quality model of Lake Okeechobee. *Journal of the American Water Resources Association*, 33(3):661—680

CALCULATION OF TOTAL AND RESUSPENDABLE SEDIMENT VOLUME IN LAKE TAIHU

LUO Lian-Cong, QIN Bo-Qiang[†], ZHU Guang-Wei[†]

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

Graduate School of Chinese Academy of Sciences, Beijing, 100039)

[†](*Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing, 210008)*

Abstract Sediments in shallow lake are very informative to understand eutrophic problems duo to resuspension that results in increasing nutrient concentration, light attenuation and weakening phytoplankton photosynthesis related to primary production in water body. This preliminary work is to explore possible effects of sediment on water quality and to map the sediment distribution pattern. An investigation was made into recent sediment depth (RSD) in Lake Taihu in September 2002. A total of 119 sampling sites were irregularly but reasonably scattered in the lake. Constant pressure is imposed on an iron stick and the local RSD is arbitrarily decided by the stick. By employing optimum interpolation scheme, RSD was calculated based on a 1000 × 1000m grid net. Results show that total recent sediment volume is about $18.57 \times 10^8 \text{ m}^3$, mainly deposited in the western shoreline and northern parts. A notable exception is a patch between the center and Xishan Island where the maximum depth is more than 4.0 m, which is probably associated with the high-speed current in this domain. The area of mud sedimentation accounts for 47.5% of the whole water surface area with mean sediment depth ranging between 0.5—3.5m. Of all the sediment regions, the area with RSD < 0.5m are 16.2%; between 0.5—1.0m, 12.6%; 1.0—2.0m, 21.2%; 2.0—3.0m, 25%, and > 3.0m is 25%. Position to the inflow river is accountable for such a distributional pattern. To decide the threshold stresses for sediment resuspension at different depth (τ_{cri} , $i = 1, 2, 3, \dots, 100$), sediment size, density and water content in the top 30cm deposits were measured in laboratory. Based on fitting equation for density and Shields method, calculation was performed at different depth in the top 100cm to produce all the possible values of τ_{cri} . A SMB model for shallow-water area with verification conducted in Lake Taihu was used to predict significant wave height and period, which were then used to decide the bottom wave-induced stress (τ_u). The resuspension depth of sediment at the grid can be determined by finding the critical stress at a definite layer equal to or slightly smaller than τ_u , and resuspendable sediment amount can be then obtained by following the rule of volume calculation in a cube. Calculation results reveal that the minimum wind speed of wind (SE in summer and NW in winter) to re-suspend the muddy sediment is 5—6m/s, and the suspended sediment amount would increase with increasing wind speed that is more drastically in summer than in winter. Possible maximum wind speed in Lake Taihu is 20.0m/s by which the corresponding resuspended sediment volume would be about $2.75 \times 10^8 \text{ m}^3$. Similarly, $0.25 \times 10^8 \text{ m}^3$ sediment could be suspended at 10.0m/s. These results could be of considerable assistance in limnic ecosystem research.

Key words Sediment, Resuspension, Lake Taihu