

## 大型浅水湖泊太湖波浪特征及其对风场的敏感性分析\*

许遐祯<sup>1</sup>, 陶蓉茵<sup>2</sup>, 赵巧华<sup>2\*\*</sup>, 吴挺峰<sup>3</sup>

(1: 江苏省气候中心, 南京 210008)

(2: 南京信息工程大学遥感学院, 南京 210044)

(3: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

**摘要:** 以空间均匀的实际风场为驱动, 利用 SWAN 模式模拟了太湖波浪场, 结果表明: SWAN 模式能够较好的模拟太湖波浪的生成与传播, 适用于大型浅水湖泊(太湖); 同时分析了该风场驱动下太湖风浪谱, 波浪的绝对频率主要集中在 0.45 ~ 1.0 Hz 的中高频率段; 风向与波向具有高度一致性. 在同一风速下, 太湖不同区域波浪成长稳定时间不同, 湖心区稳定的谱峰频率在 0.342 ~ 0.585 Hz 之间, 湾区及西山岛附近狭长水域稳定的谱峰频率在 0.447 ~ 0.765 Hz 之间; 在同一区域, 风速增大, 波浪稳定时间减少, 谱峰频率沿低频推移, 在湖心区谱峰频率最小不低于 0.340 Hz, 湾区、西山岛附近狭长水域最小不低于 0.447 Hz; 风向的改变对湾区及西山岛附近狭长水域的波浪频谱形状影响较大.

**关键词:** 太湖; SWAN 模式; 风浪谱; 频率

## Wave characteristics and sensitivity analysis of the wind field in a large shallow lake — Lake Taihu

XU Xiaozhen<sup>1</sup>, TAO Rongyin<sup>2</sup>, ZHAO Qiaohua<sup>2</sup> & WU Tingfeng<sup>3</sup>

(1: *Jiangsu Climate Center, Nanjing 210008, P. R. China*)

(2: *College of Remote Sensing, Nanjing University of Information Science and Technology, Nanjing 210044, P. R. China*)

(3: *Nanjing Institute of Geography and Limnology, Chinese Academy of Sciences, Nanjing 210008, P. R. China*)

**Abstract:** Wave fields in Lake Taihu are simulated using the wave model SWAN through inputting the actual uniform wind field data. The results show that SWAN model can simulate the wave generation and propagation of Lake Taihu well and is suitable for Lake Taihu. The study also found that the absolute wave frequency is mainly concentrated in the high frequency 0.45—1.00 Hz by analyzing the wave spectrum in Lake Taihu, and there is a high consistency between the wind and waves. On the condition of the same wind speed, the time for wave growing into stable wave is different by regions. The peak absolute wave frequency in the central lake is between 0.342 Hz and 0.585 Hz when it becomes steady, while in the bay area and narrow area around Xishan Island, between 0.447 Hz and 0.765 Hz. On the condition of the same region, with the increase of wind speed, time for wave getting stable reduces and the peak absolute wave frequency moves toward the low frequency. The peak absolute wave frequency in the central lake is no less than 0.340 Hz, and in the bay area and narrow area around Xishan Island, no less than 0.447 Hz. In addition, the change of wind direction has a greater impact on the shape of the wave spectrum in the bay area and narrow area around Xishan Island.

**Keywords:** Lake Taihu; SWAN model; wave spectrum; frequency

浅水湖泊是我国东部沿海与长江中、下游地区比较普遍的主要湖泊类型<sup>[1]</sup>, 强烈的水动力作用是导致浅水湖泊水—沉积物界面不稳定、再悬浮和营养盐内源释放, 生长层内部结构和生物数量变化、光学的吸收、衰减等物理、化学、生物过程的最主要驱动力. 在浅水湖泊中, 底泥悬浮的主要能量来自波浪作用<sup>[1]</sup>, 湖流的作用几乎可以忽略<sup>[2-5]</sup>. 因此, 解析浅水湖泊的波浪特征是研究水动力过程的重要方面. 太湖平均深度不到

\* 国家自然科学基金项目(41071070)和公益性行业(气象)科研专项项目(CYHY201006035)联合资助. 2012-02-09 收稿; 2012-06-18 收修改稿. 许遐祯, 男, 1963 年生, 博士; E-mail: xuxz0119@126.com.

\*\* 通信作者; E-mail: qhzhao@nuist.edu.cn.

2m,属典型浅水湖泊<sup>[6]</sup>.其地处东南季风气候区,盛行风向夏季为东南风,冬季为西北风<sup>[7]</sup>.太湖的风浪扰动作用强烈,动力过程导致的沉积物再悬浮对湖泊生态系统结构影响很大<sup>[1]</sup>.目前,对太湖波浪的研究主要是由太湖局部测点的观测数据而纵观整个太湖波浪的空间分布,根据罗激葱等<sup>[8]</sup>的研究,分别基于在太湖个别测点利用波浪仪所观测的数次波浪数据进行分析,通过对太湖的波浪要素的计算发现了浅水湖泊中的波浪特性及分布;另外利用室内外实验和数学模型对波浪进行研究<sup>[9]</sup>;同时,学者们也曾由计算得到的波浪要素以FFT方法求算风浪频谱<sup>[10]</sup>.这些结果为了解太湖波浪要素的分布及其风浪谱的认识提供了依据,但是仅由部分观测点的数据得到的太湖波浪特征必定受区域边界的影响,其结论是否适合整个太湖区域还有待研究.

相较于基于观测和经验公式上的波浪研究,数值模拟在波浪的能量输入、耗散、波与波之间的相互作用等机理上更为精细地描述了波浪过程,波浪数值预报已经达到了实用阶段.学者们也曾采用第三代浅水波浪模型模拟太湖波高波周期等波浪要素的空间分布<sup>[11]</sup>,反映了太湖波浪的生消动态过程并结合潮流三维模型,寻求太湖潮流对波浪的影响<sup>[12]</sup>.这些研究对探求太湖波浪数值模拟成果有一定意义,但是在不同风向、风速条件下,太湖波浪的生成与传播,以及波浪模式SWAN得到的太湖波浪分布到底如何还鲜有研究.

尽管基于动谱平衡方程的SWAN模型对波浪的绕射效应模拟不理想,而且模拟不能计算出波生流,但是却适用于湖泊风浪预报.通过以波浪线性理论及现场观测资料对SWAN模型进行验证表明,第三代浅水波浪模型SWAN能准确合理地模拟复杂的潮流、地形、风场环境下的波浪场<sup>[13]</sup>.该模式适用于风浪、涌浪及混合浪的预报,能够模拟水底地形和流场的变化引起的波浪折射、浅化,逆流时波浪的反射和破碎,波浪遇到障碍物的透射及阻碍,波浪增水,能预报计算域内波高、波周期、波长、波陡、波浪行进方向、能量耗散和单位水面所受波力等重要参数.

本文基于太湖实测风场数据,全湖采用空间均匀风场,通过第三代浅水波浪模式SWAN,分析太湖风浪谱时空分布特征,并结合敏感性试验探讨其可能形成机制及原因.以为大型浅水湖泊(太湖)风浪过程提供理论依据,为解决由水动力导致的沉积物再悬浮物和营养盐内源释放过程提供帮助.

## 1 数据与方法

### 1.1 数据

风速、风向观测站位于太湖湖泊生态系统研究站(31°25'8"N,120°12'48"E),于2010年10月1日5:00时至10月5日0:00时逐时记录风速、风向,全湖采用此观测的近地面10m风场为气象驱动场,并将此风场分解至笛卡尔坐标系的 $x$ 轴、 $y$ 轴之上,表现形式为 $U_{10}$ 、 $V_{10}$ .

$$U_{10} = \sin((270 - WD) \cdot \pi/180) \cdot WS \quad (1)$$

$$V_{10} = \cos((270 - WD) \cdot \pi/180) \cdot WS \quad (2)$$

式中, $WD$ 代表站点测得的风向, $WS$ 代表站点测得的风速.

波浪观测使用多普勒流速仪Argonaut,观测站位于太湖站栈桥附近(31°25'8"N,120°12'48"E),距岸200m左右,于2010年10月3日5:00时至10月4日19:00时进行观测,得到有效波高及谱峰周期.

### 1.2 波要素

太湖波浪源多为不规则波,远非严格的周期性运动,是一个随机过程.在得自一固定点相对于时间的波面记录上,波浪周期可定义为相邻两上跨(或下跨)零点间的时间长度,也可定义为相邻两显著波峰间的时间长度.这样得到的周期,都是长短不齐的,但是以这两种方法得到的周期平均值相等,该周期称为平均波周期( $T$ )<sup>[14]</sup>:

$$T = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n t_i \quad (3)$$

式中, $t_i$ 为第 $i$ 个波的周期, $n$ 为参与计算的波的个数. $2\pi$ 与平均波周期的比值称为平均波频率( $f$ ),表示为 $f = 2\pi/T$ .

有效波高亦称1/3大波,将连续观测到的波高从大到小进行排列,从最大值起,连续将总数的前1/3个

大波相加,再取平均值即得有效波高.

### 1.3 第三代浅水波浪模式 SWAN

1.3.1 动谱平衡方程 SWAN 模型不是以二维能谱密度而是以二维动谱密度表示随机波,因在流场中,动谱密度守恒,而能谱密度不守恒,动谱密度  $N(\sigma, \theta)$  为能谱密度  $E(\sigma, \theta)$  与相对频率  $\sigma$  之比. 在直角坐标系下,动谱平衡方程表示为<sup>[15]</sup>:

$$\frac{\partial}{\partial t}N + \frac{\partial}{\partial x}C_xN + \frac{\partial}{\partial y}C_yN + \frac{\partial}{\partial \sigma}C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta}C_\theta N = \frac{S}{\sigma} \quad (4)$$

方程左边第一项为  $N$  随时间的变化率,第二项和第三项表示  $N$  在地理空间坐标系  $x, y$  方向上的传播,第四项表示流和水深变化引起的  $N$  在相对频率空间  $\sigma$  的变化,第五项表示  $N$  在谱分布方向  $\theta$  空间的传播. 方程右边  $S$  表示能量源项,包括风能输入、波与波之间非线性相互作用和由于底摩擦、白浪、破碎等引起的能量损耗.  $C_x, C_y, C_\sigma$  和  $C_\theta$  分别代表在  $x, y, \sigma$  和  $\theta$  空间的波浪传播速度.

1.3.2 源汇项的处理 1) 波能量输入、损耗项:风能输入使用共振机制和反馈机制来描述,相应的源函数表示为线性增长和指数增长两部分之和. 底摩擦采用 Madsen 等<sup>[16]</sup> 由涡粘理论得到的底摩擦模型. 波浪在向浅水域行进时,由于水深变浅导致破碎,基于 Miche 等<sup>[17]</sup> 的准则, Battjes 等<sup>[17]</sup> 根据大量试验数据及现场资料,认为在浅水域,对于不同类型的地貌,随机波的最大破碎波高  $H_m$  与水深  $d$  的关系可表示为:  $H_m = \gamma d$ ,  $\gamma$  取 0.73 为破碎系数. 白浪损耗根据 Hasselmann 等<sup>[18]</sup> 提出的脉动平均模型进行计算.

2) 波与波之间非线性相互作用:深水情形下,四相波与波非线性相互作用起主要作用,谱能由谱峰处向低频转移(使得峰频变小)和高频转移(高频处能量由于白浪而耗散掉). 在浅水域,三相波与波之间非线性相互作用是主要影响因素,能量由低频向高频处转移. 在 SWAN 模型中,四相波一波相互作用采用 Hasselmann 等提出的离散相互作用近似法(DIA)<sup>[18]</sup> 计算. 在三相波相互作用的计算中,每个谱方向上均采用 Eldeberky 的集合三相近似模型(LTA)<sup>[19]</sup>,它由 Eldeberky 等<sup>[19]</sup> 的离散三相近似模型改进而得.

## 2 结果与分析

### 2.1 太湖波浪数值模拟与验证

SWAN 模式以  $U_{10}, V_{10}$  风场作为驱动场,全湖采用实际风场. 将太湖划分为  $155 \times 140$  个网格,  $x, y$  方向上计算域长度均为 69 km. 模式物理过程考虑底摩擦效应、白浪损耗和非线性波-波之间相互作用等耗散机制. 计算时间步长为 15 min, 计算结果每一小时输出一次.

选取梅梁湾栈桥观测的 2010 年 10 月 3 日 5:00 时至 10 月 4 日 19:00 时共 39 个时次的有效波高和谱峰周期与模拟结果进行比较. 结果表明,模拟的有效波高与实测波高变化趋势基本一致(图 1), 相对误差范围

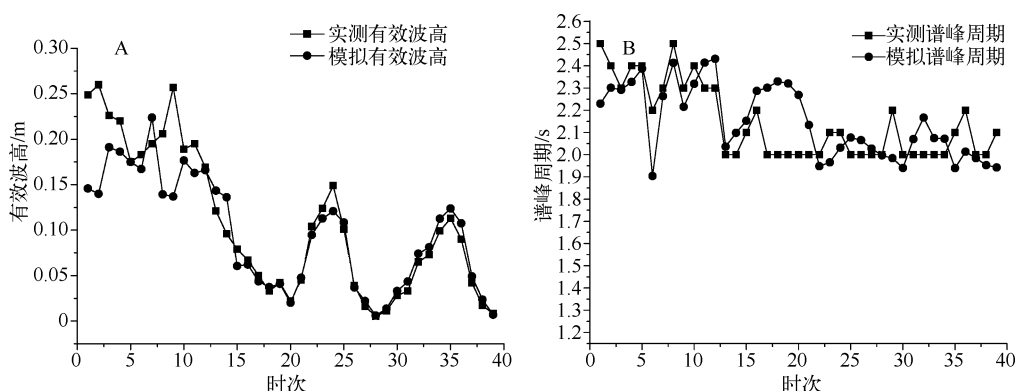


图 1 有效波高与谱峰周期与实测数据的对比

Fig. 1 Comparison of the observation and simulation peak wave frequencies

为 0~50%, 平均相对误差为 16.6%。在模拟初期, 实测值与模拟值误差较大, 随着模拟时间的推移, 风浪场逐渐形成, 模拟值与实测值越来越接近。谱峰周期的相对误差在 0.1%~16.5% 之间, 平均相对误差为 5.5%, 其模拟的变化趋势与实测谱峰周期也很接近。误差来源可能是: 其一, 由于全湖采用的是空间均匀风场, 与实际风场有一定的误差, 对于在阻挡物较多的狭长水域以及湾内, 以此空间均匀风场带来的误差影响就会大些; 其二, 由于观测点离湖岸较近, 波浪观测误差可能较大; 其三, 由于本文所采用的风场是逐时的, 与实际风场的时间分辨率有一定的差距。但总的来说, SWAN 模式能够适用于太湖, 能够较好地模拟太湖的波浪场。

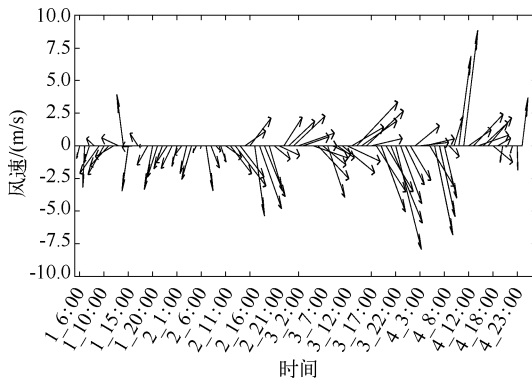


图 2 太湖逐时风速风向

Fig. 2 Time series of wind of Lake Taihu

(图 3)。风是引起波浪的主要驱动力, 上风向区域较下风向区总是先受到风驱动作用, 而风是在不断变化的, 下风向区域波浪的成长较上风向区发达, 因此其携带的能量较大, 绝对频率较小。同时波浪的成长受到风区风时的影响, 再加上水深的作用, 在湖心区这样的开阔水域, 波浪成长比梅梁湾、贡湖湾、竺山湾等湾区发达, 因此较为开阔水域的绝对频率自然要比其他水域低些。然而, 由于实际风场总是在不断变更, 可能波浪还没有完成成长, 风速、风向已经改变, 那么湖区的频率分布会出现一定的延迟现象, 例如 4 日 12:00 时, 可以看出此时之前的若干时次主要是西北风, 分布在太湖西北沿岸的绝对频率还是较高。为此, 以 11 个选取点为例, 对各个选取点的能量密度谱在其波的传播方向上进行积分, 并对积分值求其时间平均 (图 4)。

所有样点绝对频率主要集中在中高频段, 0.45~0.80 Hz (图 4), 这也反映了就全太湖而言, 绝对频率集中在中高频段, 与海洋上集中在低频段相比存在明显区别。太湖是大型浅水湖泊, 水深平均不到 2 m, 且模拟时间段内最大风速不超过 10 m/s, 其产生的波浪自然与高能量的海浪相比差异明显。

处于湾区内的 1<sup>#</sup>、2<sup>#</sup>、3<sup>#</sup>、8<sup>#</sup> 的能量密度基本上在  $(1 \sim 8) \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{Hz}$  左右, 而位于开阔水域及附近的 4<sup>#</sup>、9<sup>#</sup>、10<sup>#</sup>、11<sup>#</sup> 的能量密度都大于  $2 \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{Hz}$ 。由于开阔水域的阻挡物较少, 风区长度较湾区内大, 其水深也比湾区内大的多, 在此条件下有利于波浪的成长, 自然波浪成长较发达, 携带的能量也高。同时, 能量密度较高的相应其绝对频率较低, 即由开阔水域向湾区内分析, 随着能量密度的增长, 绝对频率向低频偏移。6<sup>#</sup> 点位于西山岛东南面狭长的水域内, 邻山阻挡作用较大, 比湾区内其受风区限制更大, 且水深较浅 (图 5), 那么波浪的能量密度处于整个湖区最低, 比湾区内、开阔水域的低一个数量级。

**2.2.2 太湖频谱的变化特征** 选择湾区内 1<sup>#</sup>、8<sup>#</sup> 点, 西山岛附近狭长水域内 6<sup>#</sup> 点, 以及湖心区 10<sup>#</sup> 点 4 个相对典型水域分析太湖 2010 年 10 月 2 日 0:00 时、3 日 22:00 时、4 日 12:00 时的频谱空间变化规律。

在相应的风向条件下, 沿与风向相反的方向上几乎没有能量的存在, 绝大部分能量分布于沿风向的方向上及附近 (图 6)。能量的分布基本上是对称的, 其形式与频率有关。对于不同的区域点, 波向分布的跨度也不一样, 在湾区、西山岛附近波传播的方向较宽广, 以 4 日 12:00 时为例, 6<sup>#</sup> 点波向在 0~120° 之间 (本文中波向以笛卡尔坐标下 x 轴为起始 0°, 逆时针旋转计算; 此与图 5 标示的表示风向的圆周刻度不同; 波向 0° 对应风向 90°), 1<sup>#</sup>、8<sup>#</sup> 点波向在 0~105° 之间, 而位于湖心区的 10<sup>#</sup> 点波向在 0~90° 之间分布。在水域较小的梅梁湾及西山岛附近, 由于此的风向是偏西南向, 波沿着与风向一致的方向传播, 他们的地理位置在此时有利

## 2.2 太湖风浪谱的时空特征分析

为了分析太湖风浪谱的时间、空间特征, 在竺山湾 (1<sup>#</sup>)、梅梁湾 (2<sup>#</sup>)、贡湖湾 (3<sup>#</sup>)、西山岛附近 (4<sup>#</sup>、5<sup>#</sup>、6<sup>#</sup>)、胥口湾 (7<sup>#</sup>)、东太湖 (8<sup>#</sup>) 以及湖心区 (9<sup>#</sup>、10<sup>#</sup>、11<sup>#</sup>) 共选择 11 个点位, 分析波浪频、谱随时间和空间的变化特征。

**2.2.1 太湖绝对频率的空间分布特征** 模拟时间段内太湖风速风向保持不断变化 (图 2)。基本上, 风向以东北、西北以及西南向为主。选择 10 月 2 日 0:00 时、3 日 22:00 时、4 日 12:00 时相应典型的风向, 探讨不同风向条件下, 太湖绝对频率的空间分布。

虽然在不同的风向条件下, 但是在上风向区的绝对频率绝大部分大于下风向区域

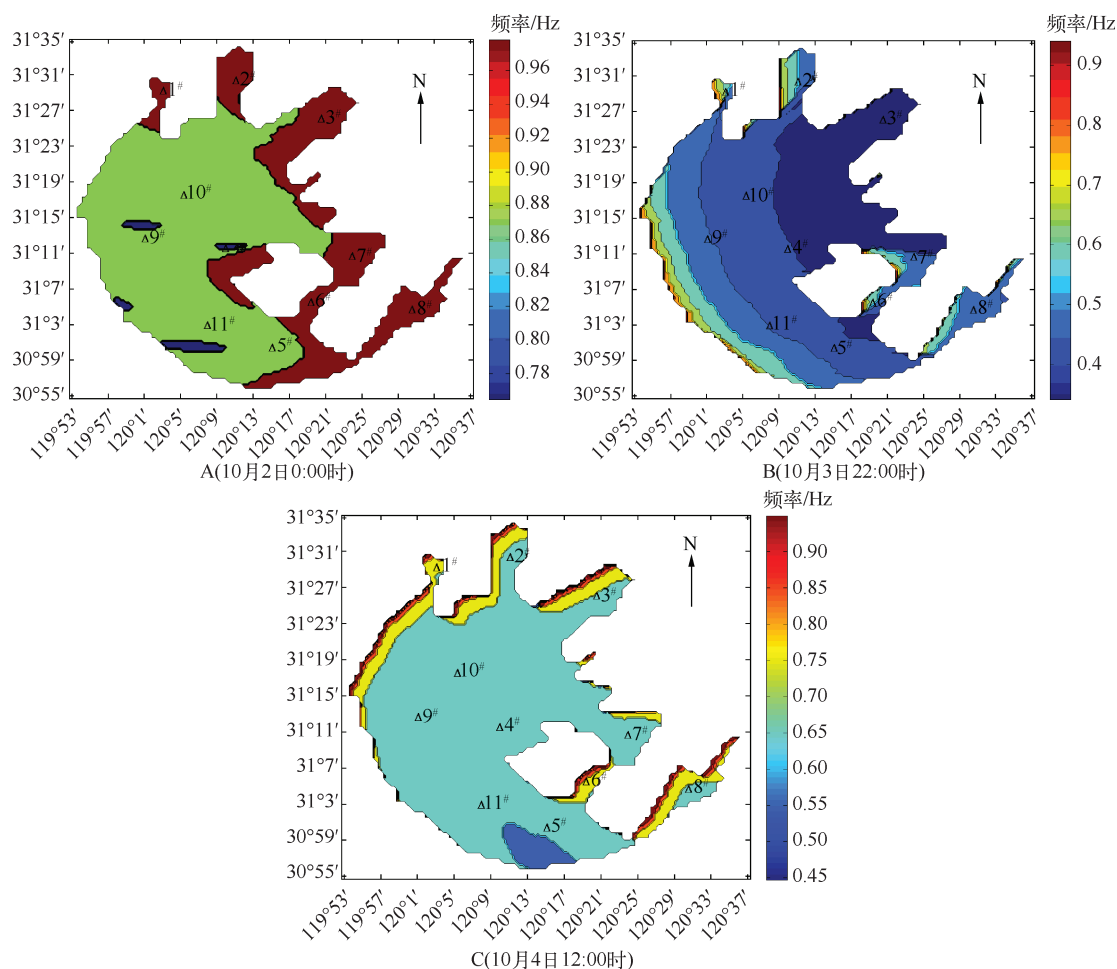


图3 不同风速风向下太湖频率的分布

Fig. 3 Distribution of frequency on the condition of different wind directions and speeds in Lake Taihu

于波的传播;而在开阔水域,尽管其地理位置有利于波浪的传播,但因水深较深,能量的传播范围就相对变小。

从这四个区域点不同时间段的频率分布来看,其绝对频率分布于0.6~1.0 Hz之间,并且呈现出在湾区频率高、开阔水域区频率低。能量谱的形式也随着频率分布不同而不同,对于同一个点位而言,当谱峰频率较高时,方向传播较宽;反之较窄。

当然,实际风场不断变化下的复杂情况下,导致能量谱的分布总有一定的时间延迟,例如6#点4日12:00时的谱峰频率比2日0:00时的要低,但谱宽却更宽。6#点水域的特殊地形条件加上风场的变化,给波浪的成长与传播带来更加复杂的结构条件。

### 2.3 定常风作用下太湖波浪数值模拟与敏感性分析

为了更加深入的了解太湖波浪时空变化规律,现以4、6、8 m/s不同风速条件下,分别给定8种不同风向(东、南、西、北、东南、东北、西南、西北)进行SWAN波浪数值模拟得到频谱(图7、图8),并选取11个点位进行敏感性分析,结果表明在开阔水域,无论在何种风向下,4、6、8 m/s风速下产生的稳定的频谱谱形基本一致,能量密度谱最大值分别约为 $(2.4 \sim 17.0) \times 10^{-5}$ 、 $(0.9 \sim 6.5) \times 10^{-4}$ 、 $(2.1 \sim 14.0) \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{Hz}$ 。在湾区以及西山岛附近的狭长水域频谱谱形差异较大,湾区在4、6、8 m/s风速下产生的能量密度谱最大值约为 $(0.9 \sim 9.5) \times 10^{-5}$ 、 $(2.6 \sim 28.0) \times 10^{-5}$ 、 $(5.4 \sim 62.0) \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{Hz}$ ;西山岛附近的能量密度谱最大值约为

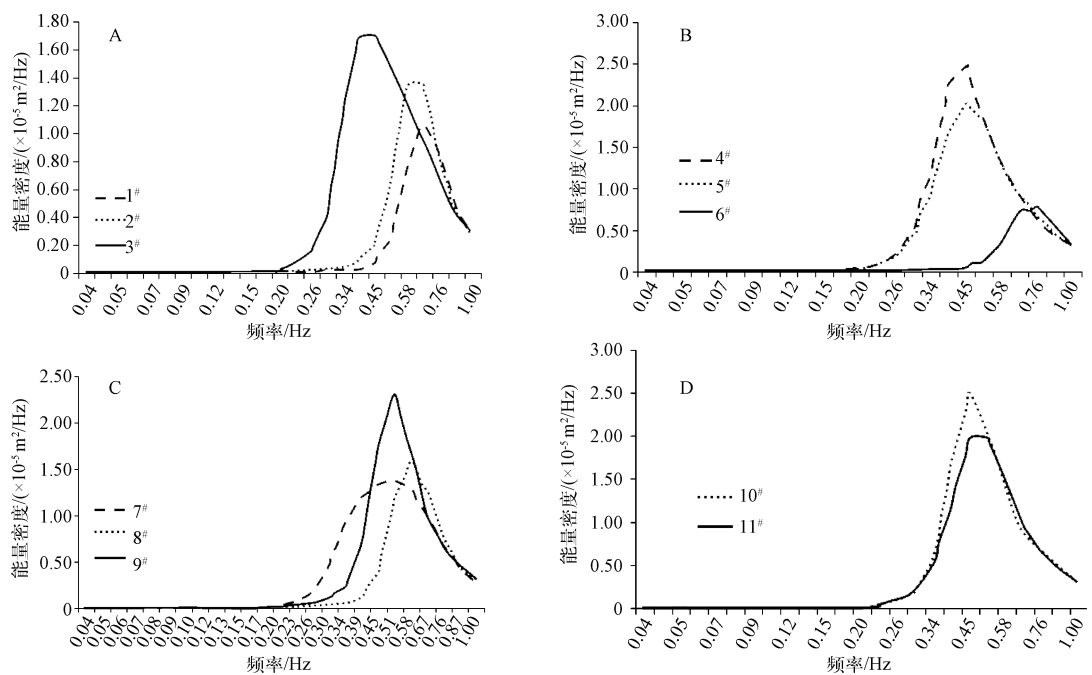


图4 各区域点方向积分上的时间平均能量密度谱  
Fig. 4 The wave spectrum of integral of wave direction in each time

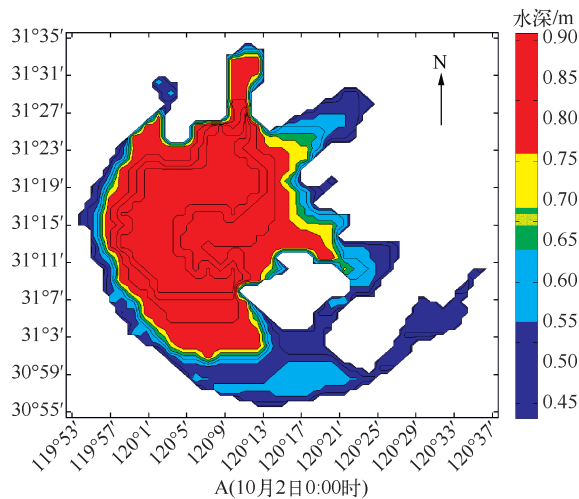


图5 太湖水深分布  
Fig. 5 Water depth of Lake Taihu

$(1.6 \sim 5.5) \times 10^{-5}$ 、 $(4.5 \sim 16.0) \times 10^{-5}$ 、 $(1.1 \sim 3.1) \times 10^{-5} \text{ m}^2/\text{Hz}$ . 可见,在开阔水域风向对频谱的影响较小,而在阻挡物较多的湾区及西山岛附近,风向的影响较大. 为了说明太湖频谱随风速风向的时空变化,选择东南风和西北风两个太湖盛行风风向进行分析.

2.3.1 一定风速下频谱的空间变化规律 无论是东南风还是西南风的持续作用,在相同的风速条件下,湾区以及西山岛附近总是比湖心区先稳定,例如梅梁湾、西山岛附近  $4 \text{ m/s}$  风速时第7个时次已经基本稳定(每两个时次间相隔  $0.5 \text{ h}$ ),湖心区则在第17个时次才稳定下来. 显然,在不同水域由于风场的变化带来的波浪的时间延迟不同. 风开始吹于水表面时,水体表面出现震荡产生波浪,其绝对频率也由刚开始的高频波逐步向低频波发展,最后稳定在一个频段附近. 但是太湖的复杂地形条件,各水域最

终波浪发达程度不一样,稳定的绝对频率也不同. 东南风向下,以梅梁湾  $1^\#$ 、西山岛附近  $6^\#$  及湖心  $10^\#$  为例,  $4 \text{ m/s}$  时,  $1^\#$  点稳定的谱峰频率在  $0.765 \text{ Hz}$ ,  $6^\#$  点稳定的谱峰频率在  $0.675 \text{ Hz}$ ,  $10^\#$  点稳定的谱峰频率在  $0.51 \text{ Hz}$ ,  $10^\#$  点波浪比  $1^\#$ 、 $6^\#$  点发达,能量密度大. 依次  $6 \text{ m/s}$  与  $8 \text{ m/s}$  时,稳定的谱峰频率分别在  $0.45 \sim 0.70 \text{ Hz}$ 、 $0.34 \sim 0.60 \text{ Hz}$  之间,并且  $10^\#$  点的谱峰频率总比  $1^\#$ 、 $6^\#$  的要低,携带能量较大. 总的来说,就全湖而言,其频率还是集中在  $0.4 \sim 0.8 \text{ Hz}$  左右的中高频段,并且湖心区稳定的谱峰频率在  $0.342 \sim 0.585 \text{ Hz}$  之间,而湾区及西山岛附近狭长水域稳定的谱峰频率在  $0.447 \sim 0.765 \text{ Hz}$  之间. 在西北风向下,也可以得到类似的结论.

2.3.2 不同风速下一分布点频谱的时间变化规律 对于太湖中同一水域点而言,风浪谱与风时、风速、风向等因素有关.以湖中心10<sup>#</sup>点为例,东南风向时,4、6、8 m/s 风速下波浪稳定的时间约在第17、13、9个时次,即8 m/s 时稳定的时间约是4 m/s 时的2倍,可见风速越大,太湖波浪稳定的越快.随着风速的增加,稳定之后的能量密度也随之增加.同时发现,在4 m/s 时的第一个时次,能量还在成长中;6 m/s 的第一个时次依然是成长中;而到了8 m/s 的第一个时次,波浪就已经达到了此时能量的峰值.这充分说明了风速的增长有利于波浪的成长.另外,4、6、8 m/s 风速下的谱峰频率依次是0.51、0.45、0.34 Hz,谱峰频率随着风速的增大而沿低频推移.对于东南风向下的1<sup>#</sup>、6<sup>#</sup>来讲,当风速由4 m/s 增加到8 m/s 时,谱峰频率分别由0.765、0.675 Hz减小到0.585、0.510 Hz.因此,太湖频率随着风速的增大而减小,在湖区区谱峰频率最小不低于0.340 Hz,在湾区以及狭长水域地带其谱峰频率不低于0.447 Hz.

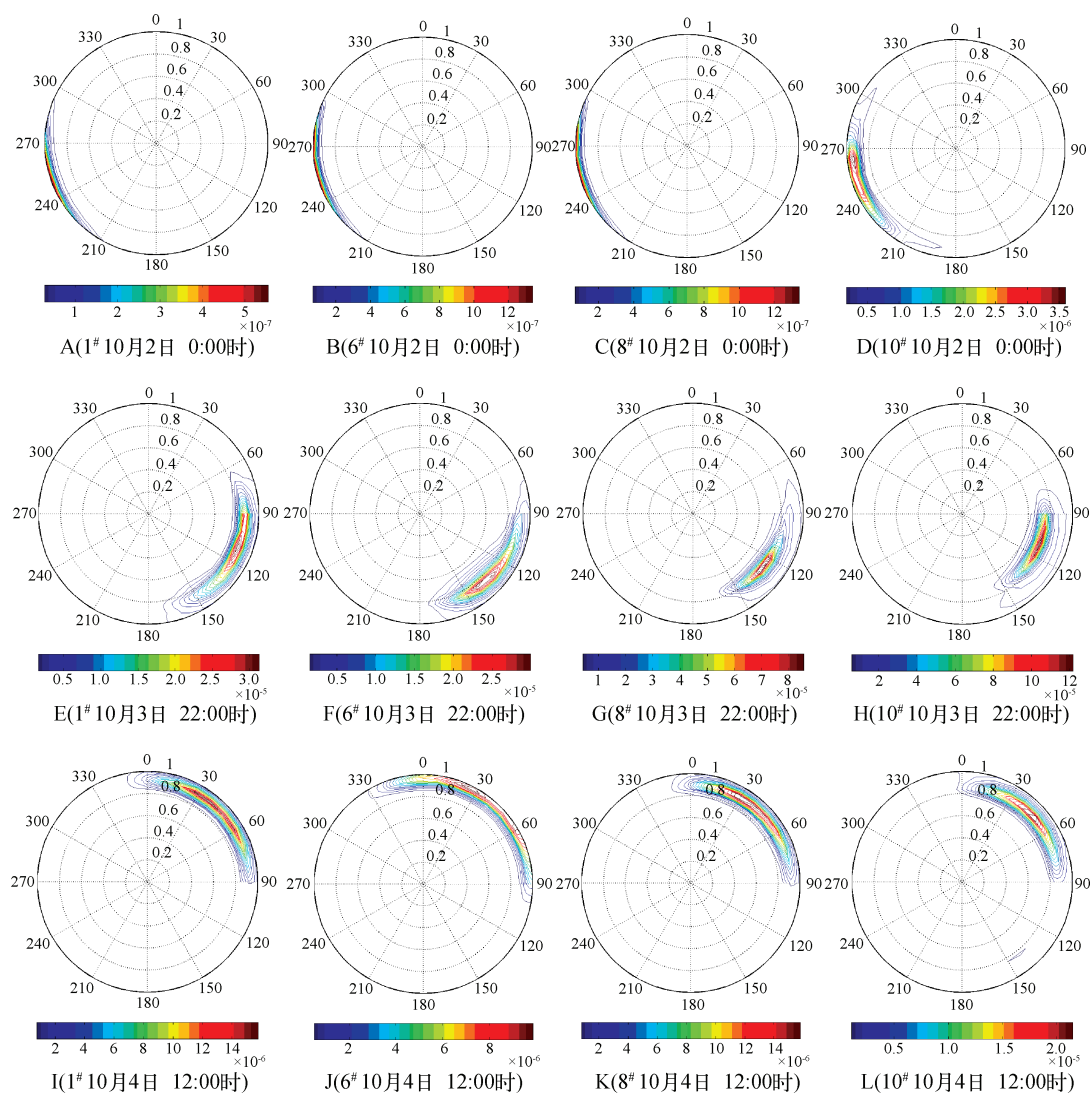


图6 不同风向条件下个别点位的波方向谱(单位: $\text{m}^2/\text{Hz}$ )

Fig. 6 Wave direction spectrum of several stations on the condition of different wind directions

在西北风下,10<sup>#</sup>点的能量密度稍比东南风时大些,其谱形还是基本一致的.而位于梅梁湾的1<sup>#</sup>点,其谱形差异稍微大些.在东南风的6、8 m/s 时,都会出现类似双峰的谱形,其双峰较西北风时明显.其原因可能是



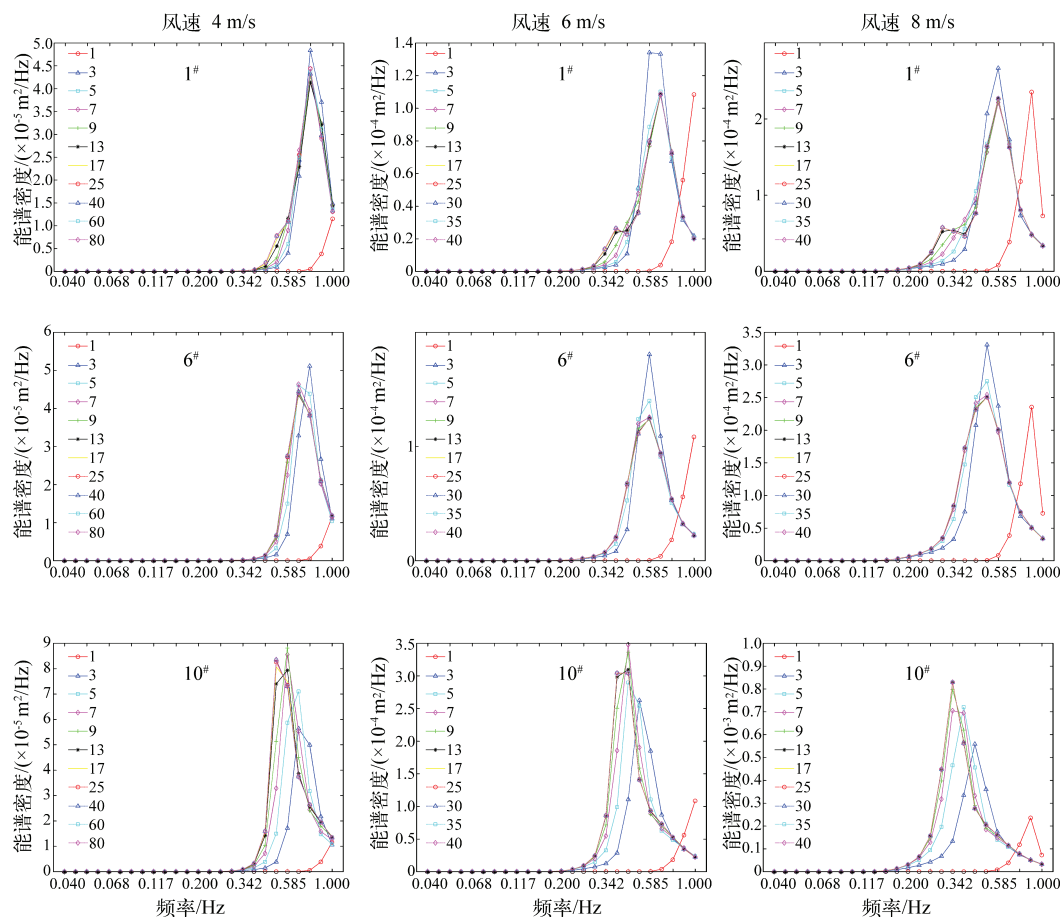


图7 东南风向持续作用下的频谱

Fig. 7 The frequency spectrum by the sustained action with southeast wind

由于1<sup>#</sup>点位于沿岸附近,风产生的波浪遇到岸边反射,反射波与风浪波叠加,出现了此时的双峰,风速越大双峰越明显.由于风向的改变,风区长度也随之改变,产生反射波的几率也随之变化.另外,风区长度的改变使其产生的波浪能量不同,在沿岸带,即使风速大小相同,但不同的风向所产生的波浪大小也是不同,即离岸风时波浪小,向岸风时波浪大<sup>[11]</sup>.因此在西北风、东南风向下1<sup>#</sup>点的谱形会有所差异,而湖心区风向的改变对其风区长度的变化几乎没有影响.可见,风区长度对风浪谱谱形有重要的意义.

### 3 结论

结合实际风场资料,利用第三代浅水波浪模式SWAN模拟了太湖的波浪情况,并与实测资料进行比对,表明SWAN模式能够很好的模拟太湖波浪,然后对模拟输出结果风浪谱进行分析,得到以下几个结论:

- 1) 太湖波浪的绝对频率集中在中高频率段,频率范围0.45 ~ 1.00 Hz,上风向区频率大于下风向区;能量密度在开阔水域最大,其次是湾区,西山到附近的狭长水域最小.
- 2) 风向与波向具有高度的一致性,能量集中在沿风向方向上.能量分布与频率有关,谱峰频率较高,其方向谱越宽,反之越窄.

太湖地形复杂,波浪成长与传播受到风时、风区、水深等因素的影响,因此进行了敏感性分析,结果表明:

- 1) 同一风速下,太湖不同区域波浪成长稳定时间不同,湾区、西山岛附近较开阔水域先稳定;湖心区稳



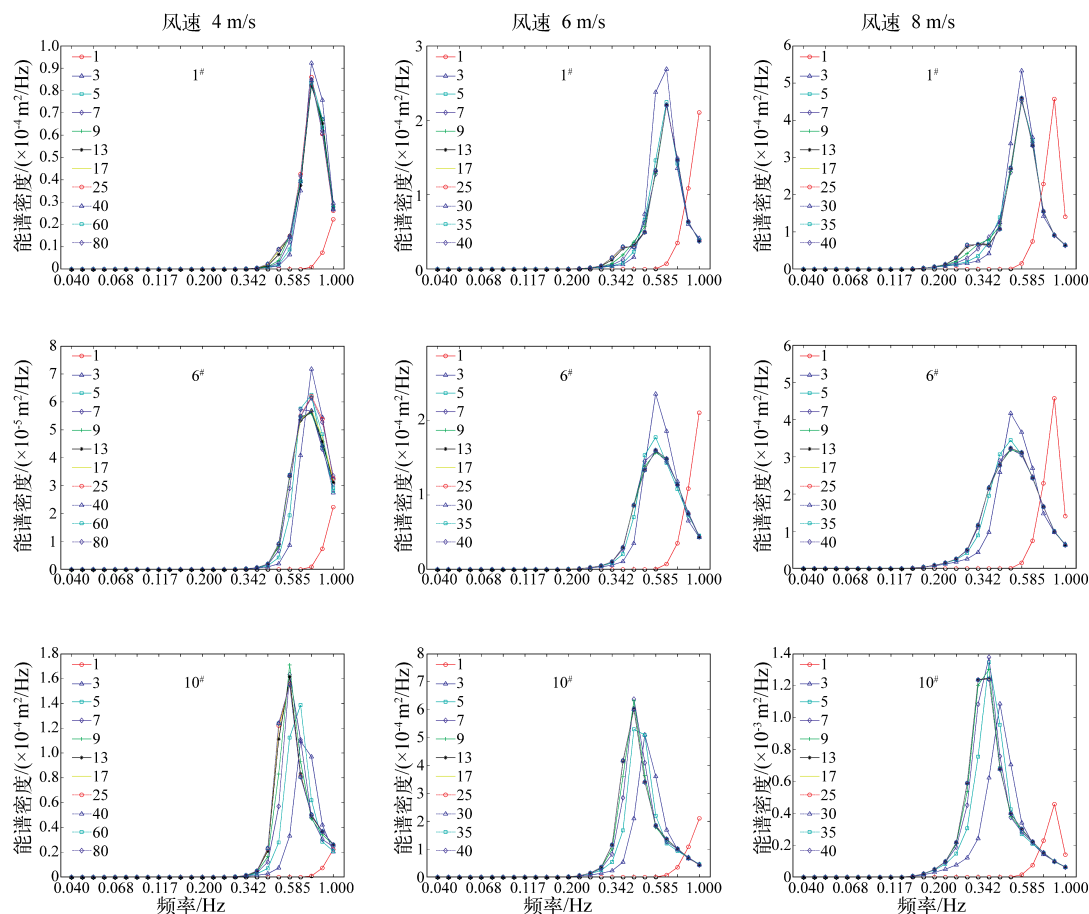


图8 西北风向持续作用下的频谱

Fig. 8 The frequency spectrum by the sustained action with northwest wind

定的谱峰频率在 0.342 ~ 0.585 Hz 之间,而湾区及西山岛附近狭长水域稳定的谱峰频率在 0.447 ~ 0.765 Hz 之间。

2) 同一区域内,随着风速增大,8 m/s 时稳定的时间约是 4 m/s 时的 2 倍,且相应的谱峰频率沿低频推移,在湖心区谱峰频率最小不低于 0.340 Hz,在湾区以及狭长水域地带其谱峰频率不低于 0.447 Hz;风向的改变对湾区及西山岛附近狭长水域的频谱谱形影响较大。

#### 4 参考文献

- [1] 秦伯强,胡维平,高 光等. 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,2003,48(17): 1822-1831.
- [2] Luettich RA, Harleman DRF, Somlyudy L. Dynamic behavior of suspended sediment concentrations in a shallow lake perturbed by episodic wind events. *Limnol & Oceanogr*, 1990, 35(5): 1050-1067.
- [3] Bailey MC, Hamilton DP. Wind induced sediment resuspension: A lake-wide model. *Ecological Modeling*, 1997, 99: 217-228.
- [4] Jin KR, Ji ZG. Calibration and verification of a spectral wind-wave model for Lake Okeechobee. *Ocean Engineering*, 2001, 28: 571-584.
- [5] Carper GL, Bachmann RW. Wind resuspension of sediments in a prairie lake. *Can J Fish Aquat Sci*, 1984, 41:

1763-1767.

- [ 6 ] 孙顺才, 黄漪平. 太湖. 北京: 海洋出版社, 1993.
- [ 7 ] 陆鸿滨, 魏桂玲. 太湖的风效应. 气象科学, 1989, **9**(3): 291-301.
- [ 8 ] 罗淑葱, 秦伯强, 胡维平等. 太湖波动特征分析. 水动力学研究与进展, 2004, **19**(5): 664-670.
- [ 9 ] 李一平, 逢 勇, 罗淑葱等. 波流作用下太湖水体悬浮物输运实验及模拟. 水科学进展, 2009, **20**(5): 701-706.
- [ 10 ] 逢 勇, 濮培民, 胡维平. 太湖北岸风浪谱的特征分析. 海洋与湖沼, 1996, **27**(5): 531-537.
- [ 11 ] 李一平, 逢 勇, 刘兴平等. 太湖波浪数值模拟. 湖泊科学, 2008, **20**(1): 117-122.
- [ 12 ] 刘兴平. 太湖波浪过程的数值模拟. 江苏大学学报: 自然科学版, 2009, **30**(1): 80-85.
- [ 13 ] Booij N, Holthuijsen LH, Ris RC. The SWAN wave model for shallow water. Orlando: Proceeding of the 25th International Conference on Coastal Engineering, 1996: 668-676.
- [ 14 ] 文圣常, 余迪文. 海浪理论与计算原理. 北京: 科学出版社, 1984.
- [ 15 ] Phillips OM. On the generation of waves by turbulent wind. *J Fluid Mech*, 1957, **2**: 417-445.
- [ 16 ] Madsen PA, Sorensen OR. Bound waves and triad interactions in shallow water. *Ocean Engineering*, 1993, **20**(4): 359-388.
- [ 17 ] Battjes JA, Stive MJF. Calibration and verification of a dissipation model for random breaking waves. *J Geophys Res*, 1985, **90**(C5): 9159-9167.
- [ 18 ] Hasselmann S, Hasselmann K, Allender JH *et al.* Computation and parameterizations of the nonlinear energy transfer in a gravity wave spectrum. Part II: Parameterizations of the nonlinear transfer for application in wave models. *J Phys Oceanogr*, 1985, **15**(11): 1378-1391.
- [ 19 ] Eldeberky Y, Battjes JA. Parameterization of triad interaction in wave energy models. Gdansk: Proc. Coastal Dynamics Conf, 1995: 140-148.