

太湖波浪数值模拟*

李一平^{1,2,3}, 逢勇^{1,2,3}, 刘兴平^{1,2,3}, 罗激葱⁴, 徐秋霞^{1,2,3}

(1: 水文水资源与水利工程科学国家重点实验室, 南京 210098)

(2: 浅水湖泊综合治理与资源开发教育部重点实验室, 南京 210098)

(3: 河海大学环境科学与工程学院, 南京 210098)

(4: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 南京 210008)

摘要: 在太湖实际波浪观测的基础上, 采用率定验证后的第三代动谱平衡方程, 考虑实际水底地形、波浪折射、浅化、反射、破碎、湖流等条件下, 对太湖波浪进行数值模拟, 研究太湖波浪的主要影响因素。结果表明: SWAN 模型可以较好地模拟风作用下太湖风浪的生成和传播过程, 模型在太湖应用是合适的; 波高、波长、波周期等波浪参数在太湖的分布与风速、风向、水深等因素密切相关; 在相同风向、不同风速情况下, 太湖波浪发展至稳定状态的时间不一样; 在不同风向, 相同风速持续作用下, 有效波高达到稳定的时间差不多, 变化趋势也比较相同。说明波浪的发展不光取决于风速的大小, 还同风的持续吹的时间和风区长度有关。

关键词: 太湖; 波浪; SWAN 模型; 动谱方程

Numerical modeling of waves in Lake Taihu

LI Yiping^{1,2,3}, PANG Yong^{1,2,3}, LUO Liancong² & XU Qiuxia^{1,2,3}

(1: *State Key Laboratory of Hydrology-Water Resource and Hydraulic Engineering, Nanjing 210098, P. R. China*)

(2: *Key Laboratory of Integrated Regulation and Resource Development on Shallow Lakes, MOE, Nanjing 210098, P.R.China*)

(3: *College of Environmental Science and Engineering, Hohai University, Nanjing 210098, P. R. China*)

(4: *Nanjing Institute Geography and Limnology, CAS, Nanjing 210098, P. R. China*)

Abstract: On the basis of measured data about wave in Lake Taihu, the calibrated wave model which was described by the third-generation spectral action balance equation was obtained. The several key waves' factors were considered in SWAN model such as bottom topography, wave refraction, depth-induced dissipation, wave break, lake current, etc. The wave in Lake Taihu was simulated and the main influence factors of wave were analyzed by this model. The results showed that the SWAN model can well describe the process of wave's growth and propagation in Lake Taihu. The distribution of wave heights, wave lengths, wave periods, etc, were closely related to wind speed, wind direction, water depth, etc. On the condition of the same direction and different wind speed, the required time from wave growth to wave stabilization was different; However, On the condition of the different direction and same wind speed, the required time was nearly the same. Therefore wave's growth were not only depended on wind speed, but also depended on the wind's sustained action and fetch.

Keywords: Lake Taihu; wave; SWAN; numerical model; spectral action balance equation

近年对大型浅水湖泊的研究表明, 强烈的水动力作用是导致水-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、生物过程的最重要驱动力, 其中波浪是表征湖泊水动力最主要的内容之一。然而, 到目前为止已报道的太湖波浪观测和研究还较少, 特别是对于太湖波浪的数值模拟更是少见。乔树梁等曾于 1992 年在太湖近岸区进行了太湖风浪特

* 教育部博士点基金项目(20070294019)、国家自然科学基金项目(50579015)和河海大学自然科学基金项目(2007416611)联合资助。2006-11-06 收稿; 2007-05-28 收修改稿。李一平, 1978 年生, 男, 博士, 讲师; E-mail: liyiping@hhu.edu.cn.

征观测^[1], 逢勇等利用此资料进行傅立叶快速变换开展了波谱分析^[2]. 这些观测结果在初步认识太湖风浪特征和计算太湖风浪波高方面发挥了重要作用, 但由于其观测点离湖岸较近, 通常小于 200 m, 且均为单点, 其结果能否适用太湖其它区域有待进一步的深入研究和检验. 罗激葱^[3]利用观测资料对太湖的波高进行了描述, 发现其服从瑞利分布, 并利用浅水 SMB 模式, 计算了不同风速风向情况下太湖不同区域波高的分布情况. 胡维平等^[4]依据太湖北部梅梁湖多站点 1000 多组观测数据, 对太湖北部风浪波高进行无量纲化处理分析及最小二乘拟合, 给出太湖北部不同区域风浪平均波高的通用计算模式和经验公式.

然而这些关于太湖波浪的研究均停留在观测和经验公式的基础上, 还未从波浪产生的机理和特征上进行精细的数值模拟. 模拟波浪产生机理的浅水波浪数值预报模型主要有缓坡方程^[5]、Boussinesq 方程^[6]、Texel.Marsen 和 Arsole Spectrum(TMA)谱预报法及能量平衡方程等, 各有侧重, 各有特色. 传统的折射—绕射联合模型虽能计及波浪浅化、摩擦、折射、绕射等机制, 但由于其将波浪视为规则波, 难于合理模拟风能输入、白浪、破碎、及波与波之间非线性效应; Boussinesq 方程则由于在一个波长内计算网格密度要求较高和其在长时间计算中的稳定性问题, 一般在较小区域内适用; 基于动谱平衡方程的 SWAN (Simulating Waves Nearshore)模型尽管对波浪的绕射效应模拟的不理想, 而且模拟不能计算出波生流^[7-9], 但是却适用于湖泊风浪预报. 能量平衡方程预报浅水风浪始于 20 世纪 80 年代后期, 海浪模拟项目组(Sea Wave Modeling Project SWAMP Group)^[10]将适用于深海的相平均谱波浪模型进行改进, 使其适用于近岸风浪预报; Tolman 提出了基于动谱平衡方程的 WAVEWATCH 第三代波浪预报模型 R.C.Ris 等^[11]总结历年来的波浪能量输入、损耗及转换的研究成果, 研制出适用于海岸、湖泊及河口波浪的 SWAN 模型. N.Booij 等^[8]以波浪线性理论及现场观测资料对 SWAN 模型进行了验证. 结论表明, 第三代浅水谱波浪模型 SWAN 能准确合理的模拟复杂的潮流、地形、风场环境下的波浪场. 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、单位水面所受波力等重要参数. 该模型的局限性在于未将波浪绕射效应计入, 虽能模拟流场中的波浪场, 却不能计算出波生流. 本文研究了 SWAN 模型在太湖的适用性, 并对太湖波浪的生消过程进行了动态模拟.

1 太湖波浪动谱能量平衡方程

1.1 基本方程^[12]

SWAN 不是以二维能谱密度而是以二维动谱表示随机波, 因为在流场中, 动谱密度守恒, 而能谱密度不守恒, 动谱密度与能谱密度和相对频率的关系为: $N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma \times N(\sigma, \theta)$ 随时间、空间而变化. 在笛卡尔坐标系下, 动谱平衡方程可表示为:

$$\frac{\partial}{\partial t} N + \frac{\partial}{\partial x} C_x N + \frac{\partial}{\partial y} C_y N + \frac{\partial}{\partial \sigma} C_\sigma N + \frac{\partial}{\partial \theta} C_\theta N = \frac{S}{\sigma}$$

式中, 方程左边第 1 项为 N 随时间的变化率, 第 2、3 项表示 N 在地理坐标空间 x 、 y 方向上的传播(C_x 和 C_y 分别为 X 和 Y 空间的传播速率), 第 4 项为由于流场和水深所引起的 N 在相对频率 σ 空间的变化; 第 5 项为 N 在谱分布方向 θ 空间(谱方向分布范围)的传播, S 为以谱密度表示的源汇项, 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_σ 和 C_θ 分别代表在 x 、 y 、 σ 和 θ 空间的波浪传播速度. 这几种传播速度的具体表达形式均根据线性波浪理论求得.

1.2 源汇项的处理方法

1.2.1 波浪能量输入、损耗项 风能输入在模型中使用共振机制^[12]和反馈机制^[13]来描述, 波浪能量的耗散项主要是白浪, 底部摩擦和由水深引起的波破碎. 白浪主要由波陡度控制, 根据 Hasselmann 等提出的脉动平均模型进行计算^[14]; 底摩擦采用 Collins 拖曳理论模型^[15]; 水深引起的波破碎基于 Miche 准则, 随机波的最大破碎波高 H_m 与水深 d 的关系可表示为: $H_m = \gamma d$, 并选取常量 $\gamma = 0.8$ 作为波破碎参数.

1.2.2 波与波之间非线性相互作用 在 SWAN 模型中, 四相波—波相互作用采用 Hasselmann 等^[14]提出的离散相互作用近似法(DIA)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)^[16], 它由 Eldeberky 和 Battjes 的离散三相近似模型^[17]改进而得.

1.3 动谱能量平衡方程的数值算法

取 Δt , Δx , Δy , $\Delta \sigma$ 和 $\Delta \theta$ 为时间步长、地理空间 x, y 方向步长、谱空间相对频率 σ 和方向分布 θ 的步长; 由于谱的分布在 360° 范围内不同, 绝大部分能量分布在 $\theta_{min}-\theta_{max}$, 因此可在 $\theta_{min}-\theta_{max}$ 之间将谱方向离散为等间距方向步长, 风浪情形下方向步长可选大一些, 约为 5-12; 离散频率定义在最低截断频率(如 0.04 Hz)和最高截断频率(如 1.0 Hz)之间. SWAN 模式采用全隐式有限差分格式, 无条件稳定, 允许较大的时间步长. 对动谱能量平衡方程采用空间后差时间后差格式(即 BSBT 格式)进行离散, 计算时采用 1 次迭代 4 次扫描技术.

2 模型验证

将太湖划分为 81×81 个网格, 网格距在水平方向上是常数, Δx , Δy 为 1km, 计算域长度均为 81km. 沿逆时针方向的谱分布方向 θ 空间(即谱方向分布范围)的谱方向步长取为 10° , 谱频率 σ 计算范围为 0.04-1.00Hz, 网格数为 15, 在频率轴频率呈对数分布. 以 JONSWAP 谱和 4 阶余弦函数表示二维谱. 底摩擦引起的消耗采用 Collins 模型, 底摩擦系数取 0.025; 破碎系数在计算时取其均值 0.73. 由于入湖河道对太湖波浪影响不大, 故当作陆域边界处理. 采用第 3 代非稳态波浪数值模型对太湖 2004 年 9 月 8 日 9:35 至 17:00 的波浪进行模拟, 时间步长取为 5min. 风速风向采用自动风向风速仪每 5min 一次的实测数据. 风速变化范围为 1.4-5.8m/s 之间, 变化较大, 风向基本上为北风和西北风, 风向变化不大.

为了验证模式计算的结果, 将梅梁湾中部($31^\circ 25.8967'N$, $120^\circ 12.7083'E$)有效波高和有效波周期的观测结果和模型计算结果作了对比(图 1 和图 2). 有效波高计算值与实测值的对比表明(图 1), 两者变化趋势比较接近. 相对误差的绝对值范围为 0.1%-37.5%, 均值为 9.1%. 可见有效波高的模拟值能较好的反映太湖波浪的实际情况. 在计算初期, 9:35 至 10:35 时段内, 模拟值要明显小于实测值, 可能是由于没有考虑背景风场的原因. 然而随着模拟时间的增长, 风浪场逐渐发展成形, 与实测值也就更接近. 有效波周期的模拟值与实测值变化趋势也很接近, 相对误差绝对值的平均值为 23.2%. 比有效波高模拟的效果要稍差一点, 但也能较好的反映太湖波浪周期的实际情况. 可见, SWAN 模型可以较好地模拟风场作用下太湖波浪的生成和传播过程, 模型在太湖应用是合适的, 可以利用该模型对太湖波浪进行深入研究.

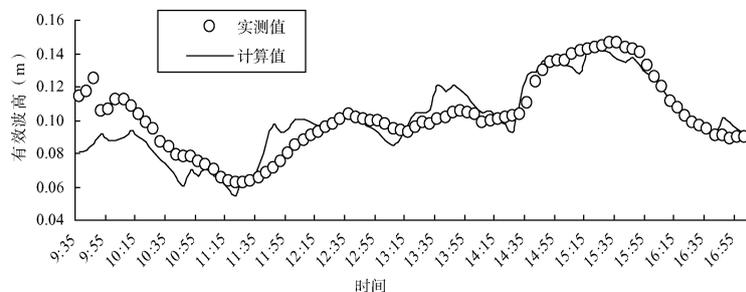


图 1 梅梁湾中部($31^\circ 25.8967'N$, $120^\circ 12.7083'E$)有效波高实测值与计算值对比

Fig.1 Comparison of measured and calculated value about significant wave height in the center of Meiliang Bay

3 太湖波浪模拟计算

为了研究太湖波浪的生成、发展及衰减的规律, 不同风速风向下太湖波浪场的分布情况, 太湖波浪场受流场、水深及风场的具体影响等, 本文利用验证后的 SWAN 模型对太湖波浪进行了进一步计算研究. 计算区域还是划分为 81×81 个网格, 网格距在水平方向上是常数, Δx , Δy 为 1km.

3.1 定常风作用下太湖波浪模拟

根据 SWAN 模式, 对太湖 8 种不同风向下(东、南、西、北、东南、东北、西南、西北), 风速分别在 5.0m/s、10.0m/s、20.0m/s 定常风时太湖的有效波高、有效波周期、波陡、波向、底部切应力及最大轨迹流速等波浪要素进行了模拟. 下面以有效波高为例, 分析各种情况下全太湖有效波高的分布情况. 结果

表明,太湖各湖域的有效波高随风速的增大而增大,在风向吹程较大和湖水相对较深处变幅更大.下面首先分析有效波高最大值随风速风向的关系.无论在何种风向下,5.0m/s、10.0m/s、20.0m/s 风速下产生的有效波高最大值分别约为 22–24cm、45–50cm、90–95cm.可见,不同风向下,太湖有效波高的最大值随风速的变化较大.全太湖有效波高的均值也是随风速的增大而增大.当风速相同,风向不同时,太湖有效波高最大值略有差别,但相差不大.至于有效波高的空间分布,与风速风向和水深有很大的关系.波高最大值主要分布在风区长度较大和水深相对较深处.风速越大,风区长度对有效波高的影响越大,水深对有效波高的影响也增大.当风速达到 20.0m/s 时,不同风向下有效波高大值中心与水深大值中心形状非常相似,位置也相差无几.说明在太湖中,水深对波高的影响是非常重要的.而且,随着水深的变浅,波高的分布愈来愈集中在其平均波高附近,这说明在波浪向浅水地区传播时,波高较大的波浪,由于水深变浅而变形破碎,使其波高逐渐减小;而波高较小的波浪,则由于水深的变浅而在传播过程中逐渐消失.另外,太湖的其他波要素(周期、波长、波陡等)随风速风向和水深的变化也较大.

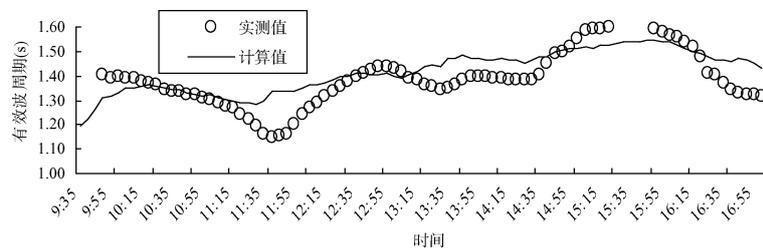


图2 梅梁湾中部(31°25.8967' N, 120°12.7083' E)有效波周期实测值与计算值对比

Fig.2 Comparison of measured and calculated value about significant wave period in the center of Meiliang Bay

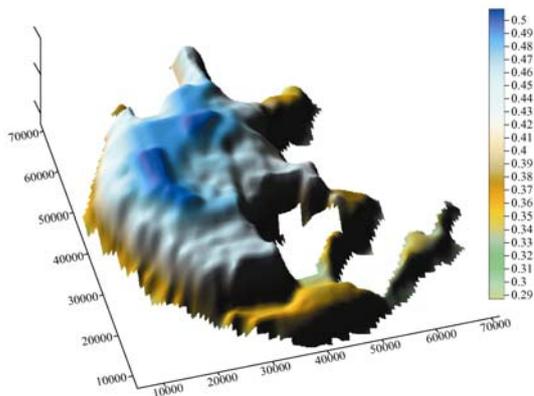


图3 10m/s 东南风持续作用下有效波高分布

Fig.3 The distribution of significant wave height by the sustained action with southeast wind of 10m/s

为了说明太湖波浪各要素随风速风向的变化,选取东南风和西北风两个盛行风向进行计算,以获得太湖在盛行风作用下的波浪特征.风速选取 10m/s,因为在此风速下太湖波动特性较为明显,便于分析太湖波浪性质.下面只给出太湖有效波高和有效波长的计算结果(图3–图5).

上文描述了 8 种风向下太湖有效波高最大值的分布规律及影响因素,在此不再细述,只是具体说明一下有效波高分布与水深的关系.比较太湖水下地形图(图6)和 10m/s 东南风持续作用下有效波高分布(图3)可得,水深最大区域和有效波高最大值区域十分相似,均位于湖心西北部,并且水深越大,有效波高值也越大.有效波高小值分布在水深较小的湖域及岸边带,并且西北部岸边带的有效波高大于东南部岸边带.因为在东南风作用下,西北部湖域风区长度要大于东南部湖域,

说明风区长度也是影响有效波高的一个重要因素.

根据 10m/s 东南风和西北风持续作用下有效波长(图4)和有效波周期分布可得,全太湖中有效波长的最大值为 6.5–7.0m,有效波周期最大值为 2.0–2.5s,两者最大值分布区域比较相近,均位于湖心西部湖域,且位于水深相对较大处.说明在太湖波浪中,波长和波周期受水深影响较大.另外,在两种不同风向下,波长和波周期的等值线图均呈现上风向等值线稀疏,下风向等值线相对要密集的规律.对于西北部湖域来讲,在相同的地点,在东南风作用时的波长和周期比西北风时要大,东南部湖域的情况则刚好相反.

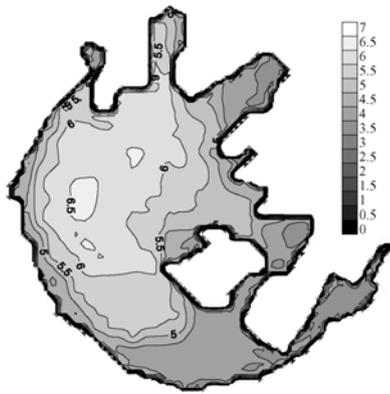


图 4 10m/s 东南风持续作用下波长分布

Fig.4 The distribution of wave length by the sustained action with southeast wind of 10m/s

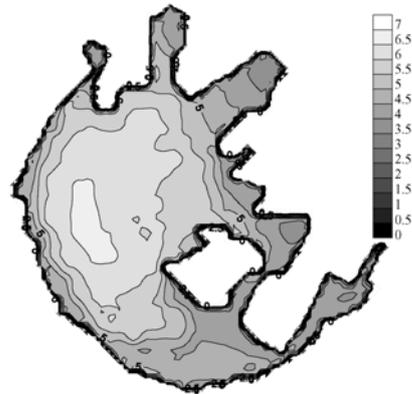


图 5 10m/s 西北风持续作用下波长分布

Fig.5 The distribution of wave length by the action with northwest wind of 10m/s

这说明在风区长度较小的区域, 波长和波周期的变化梯度较小, 反之亦然. 说明风区长度对波长和波周期的影响也比较重要.

3.2 太湖波浪影响因子分析

在上文已经提到, 波浪和风之间存在着直接密切的关系, 即波浪是从风获得能量的供给而发展起来的. 从实际波浪的观测中可知, 在湖心, 风速越大, 波浪越发达. 风吹的时间如果较短, 波浪就小, 但即使有很强风, 且吹的时间很长, 在沿岸带的波浪并不很大. 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. 从以上的观测事实可知, 波浪的发展不光取决于风速的大小, 还同风的持续吹的时间和风区长度有关. 也就是说, 波浪的发展同风速、风区长度、风持续作用时间有关. 下面给予具体分析.

以东南风持续作用为例, 风速分别取 5m/s、10m/s 和 20m/s. 在太湖乌龟山敞水区(31°20.5149'N, 120°13.8200'E)计算得到的有效波高与风持续作用时长、风速的关系(图 7); 可以看出, 在风作用初期, 有效波高较小并逐渐增大, 且增幅较大, 当增加到一定程度后, 增幅变小, 最后逐渐趋于平缓. 这反映了波浪在风持续作用下生成、发展到稳定的过程. 在相同风向、不同风速情况下, 波浪发展至稳定的时间不一样. 风速为 5m/s 时, 大约需要 120-150min; 风速为 10m/s 时, 大约需要 70-80min; 风速为 20m/s 时, 大约需要 45-60min. 可见风速大小对于风浪的形成过程有很大的影响, 而且对波浪特征影响也较大. 20m/s 风速时有效波高平均为 10m/s 时的 2 倍, 为 5m/s 时的 4 倍就是很好的说明. 另外, 在不同风向, 相同风速持续作用下(图 8), 有效波高达到稳定的时间差不多, 变化趋势也比较相同. 但稳定后有效波高不一样, 并且还相差较大, 也充分说明了风区长度对波浪的影响重要.

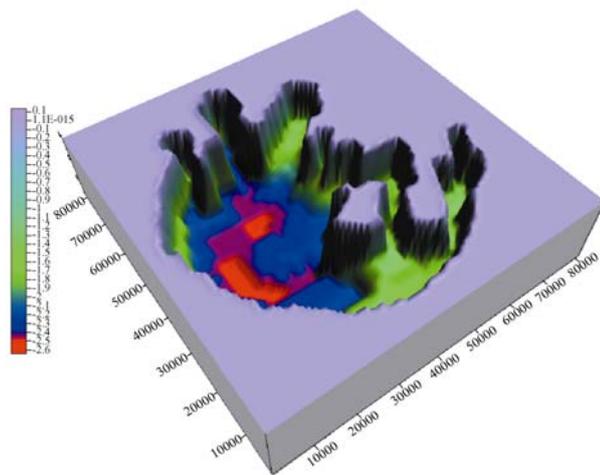


图 6 太湖水下地形图

Fig.6 The bottom topography of Lake Taihu

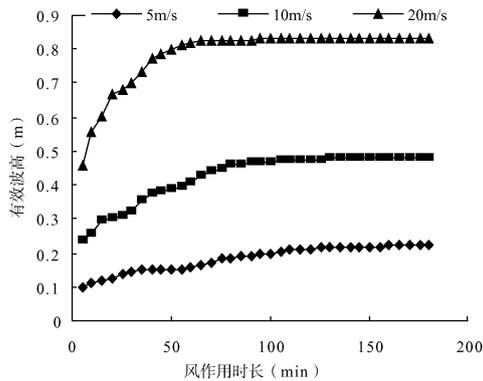


图 7 东南风作用时长与有效波高关系
Fig.7 The relationship between the sustained action duration of wind and significant wave height

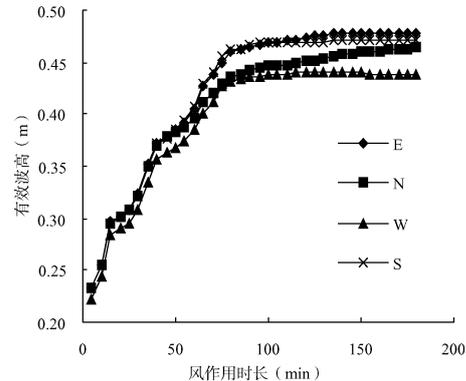


图 8 10m/s 风作用时长与风向、有效波高关系
Fig.8 The relationship among the sustained action duration of wind with 10m/s, wind direction and significant wave height

4 参考文献

- [1] 乔树梁, 杜金曼, 陈国平等. 湖泊风浪特性及风浪要素的计算. 水利水运科学研究, 1996, 9(3): 189-198.
- [2] 逢 勇, 濮培民. 太湖北岸风浪谱的特征分析. 海洋与湖沼, 1996, 5(5): 531-537.
- [3] 罗激葱. 太湖水动力学及其环境效应研究[博士论文]. 南京: 中国科学院南京地理与湖泊研究所, 2004.
- [4] 胡维平, 胡春华, 张发兵等. 太湖北部风浪波高计算模式观测分析. 湖泊科学, 2005, 17(1): 41-46.
- [5] Berkoff JCW. Computation of combined refraction-diffraction. *Proc of the 13th Conference Coastal Eng*, 1972, (1): 471-490.
- [6] Nowgu O. An alternative form of Boussinesq equations for nearshore wave propagation. *J of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 1993, 119(6): 618-638.
- [7] 徐福敏, 张长宽. 一种浅水波浪数值模型的应用研究. 水动力学研究与进展(A 辑), 2000, 5(4): 429-434.
- [8] Booij N, Holthuijsen LH, Ris RC. The SWAN wave model for shallow water. Orlando: Proceedings of the 25th international Conference on Coastal Engineering, 1996: 668-676.
- [9] 严以新, 徐福敏, 茅丽华. 一种新型的数值模拟近岸波浪的动谱平衡方程模型. 科学通报, 2001, 46(1): 73-77.
- [10] WAMDI Group. The WAM Model-A third generation ocean wave prediction mode. *J Phys Oceanogr*, 1988, 18(12): 1775-18101.
- [11] Ris RC, Holthuijsen LH, Booij N. A spectral model for waves in the Nearshore Zone. *Coastal Engineering*, 1994: 68-781.
- [12] Phillips OM. On the generation of waves by turbulent wind. *J Fluid Mech*, 1957, 2: 417-445.
- [13] Miles JW. Hamiltonian formulations for surface waves. *Applied Scientific Research*, 1981, 37: 103-110.
- [14] Hasselmann S, Hasselmann K, Allender JH *et al*. Computations 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.
- [15] Collins JJ. Prediction of shallow water spectra. *J Geophys Res*, 1972, 77(15): 2693-2707.
- [16] Eldeberky Y. Nonlinear transformation of wave spectra in the nearshore zone[Ph.D. thesis]. Netherlands: Delft University of Technology, Department of Civil Engineering, 1996.
- [17] Eldeberky Y, Battjes JA. Parameterization of triad interactions in wave energy models. Gdansk, Poland: Proc. Coastal Dynamics Conf, 1995: 140-148.