

0414 号“云娜”台风浪数值试验

闻 斌, 于福江

(1. 中国海洋大学 山东 266003; 2. 国家海洋环境预报中心, 北京 100081)

摘 要: 利用美国 NOAA/NCEP 开发的海浪数值模式 WAVEWATCH。以每天 4 次的 NOAA/NCEP 再分析风场资料为输入, 模拟了 2004 年 8 月 8~12 日西北太平洋海域的 0414 号“云娜”台风引起的海浪。通过分析 TOPEX/Poseidon (以下简称 T/P) 高度计的星下轨迹浪观测资料和 WAVEWATCH 模式后报的有效波高大小, 可以看出模式能够较好地模拟台风浪。

关键词: WAVEWATCH 模式; 有效波高; 高度计资料; 台风浪

中图分类号: P731 文献标识码: A 文章编号: 1003 - 0239 (2006) 2 - 0010 - 09

1 引言

海浪的数值模拟一直是海浪研究的重要方面, 是海浪预报和分析的主要手段和工具。海浪的数值模拟发展到 20 世纪末已达到比较成熟的阶段, 第三代海浪模式的特征是考虑了波-波非线性相互作用, 通过积分作用量(能量)平衡方程, 并且不对谱形预加任何约束, 其改进归结为各源函数项的计算; 第三代海浪模式的另一优点为能够处理风速、风向的骤然变化, 而较早的模式无此能力。现在由 WAMDI 小组开发的海浪模式 WAM 已被国际上广泛使用, 许多国家将其作为业务化的运行模式发布区域或全球的海浪场预报。但在近岸浅水区, 由荷兰科学家开发的 SWAN 模式具有较好的海浪模拟精度。美国 NOAA/NCEP 环境模拟中心海洋模拟小组(OCEAN MODELING BRANCH)近年在 Delft 技术大学和美国航空航天局 Goddard 空间飞行中心分别开发的 WAVEWATCH 和 WAVEWATCH 的基础上, 新开发了一个全谱空间的第三代海浪数值模式 WAVEWATCH, 简称为 WWATCH, 该模型主要用于大尺度空间波浪传播过程, 在传播过程中考虑了地形和海流空间变化导致的波浪折射作用和导致的浅水变形作用以及线性的波浪传播运动等; 模型在波浪的成长和消减的能量变化过程中考虑了风成浪作用、白浪的消减作用、海底底摩擦作用、波-波的非线性能量转移作用等。该模式在过去模式的控制方程、程序结构、数值和物理的处理方法等作了改进, 使得该模式不仅在考虑波流相互作用和海浪物理机制方面更加合理, 而且利于采用并行计算技术, 从而提高模式的性能和效率。

由于近年来计算机和遥感技术的迅猛发展, 风场模式和海浪数值模式的日趋成熟, 为海浪数值预报业务化的实现提供了根本的保障。本文将 WWATCH 移植到西北太平

洋海域,针对0414号“云娜”台风引起的台风浪,使用NOAA提供的NCEP再分析资料作为驱动风场,模拟了2004年8月8~12日西北太平洋海域的台风浪,将模式结果与同时的TOPEX/Poseidon卫星高度计有效波高观测资料作了对比分析。

2 WWATCH 模式简介

2.1 模式的控制方程

对于随机海浪来说,海面的不规则变化可以用谱密度 $F(k, \sigma, \omega, x, t)$ 描述,其中 k 为波数矢量(波数 k 和方向 θ), σ 、 ω 分别为固有频率和绝对频率; x 、 t 分别代表地理空间和时间,参数 k 、 σ 、 ω 不是相互独立的,它们通过波动的频散关系和多普勒方程建立联系。以前的海浪模式基本都是以频率和方向为参数,建立控制方程。WWATCH 模式选择以波数 k 和方向 θ 为基本的参数组成谱 $F(k, \theta)$,但模式的输出仍然采用以往模式的频率和方向谱作为基本输出,这两种谱的转换可以通过雅可比向前变换来实现^[1-2]。

在不考虑流的影响时,一个波包的能量是守恒的,而考虑了流对波浪平均动量传输所做的功时,这种能量就不再守恒^[3],但一般认为,波作用量 $A \equiv E/\sigma$ ^[4-5]是守恒的,因此,在WWATCH 模式的控制方程中使用了波作用量密度谱,即 $N(k, \theta) \equiv F(k, \theta)/\sigma$ 。这样,波浪的传播方程就可以表示为:

$$\frac{DN}{Dt} = \frac{S}{\sigma} \quad (1)$$

S 代表与海浪谱有关的源和汇的总和。在球坐标下方程(1)的欧拉形式的平衡方程可写为:

$$\begin{aligned} \frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos\phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \dot{\phi} N \cos\theta + \frac{\partial}{\partial \lambda} \dot{\lambda} N + \frac{\partial}{\partial k} \dot{k} N + \frac{\partial}{\partial \theta} \dot{\theta}_g N = \frac{S}{\sigma} \\ \dot{\phi} = \frac{c_g \cos\theta + U_\phi}{R} \\ \dot{\lambda} = \frac{c_g \sin\theta + U_\lambda}{R \cos\theta} \\ \dot{\theta}_g = \dot{\theta} - \frac{c_g \tan\phi \cos\theta}{R} \end{aligned} \quad (2)$$

式中, R 是地球半径; U_λ 和 U_ϕ 分别是平均海流在经、纬方向的分量; λ 、 ϕ 分别为经、纬度。

2.2 模式的源函数项

WWATCH 源函数项与以往模式的考虑是一样的,一般情况下包括了风能量输入项,波-波非线性相互作用项 S_{nl} 和耗散(白冠)项 S_{dis} ,在浅水区考虑了底摩擦 S_{bot} ,用公式表示为:

$$S = S_m + S_{nl} + S_{\omega} + S_{\sigma} \quad (3)$$

2.3 数值方法

进行数值计算时，在方程(2)的右边加入 Jacobean 转换项，方程变为：

$$\frac{\partial N}{\partial t} + \frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \phi N \cos \theta + \frac{\partial}{\partial \lambda} \lambda N + \frac{\partial}{\partial k} k N + \frac{\partial}{\partial \theta} \theta N = J \frac{S}{\sigma} \quad (4)$$

其中： $J = \left[2\pi \left(1 + \frac{\tilde{u} \cdot e_s}{c_g} \right) \right]^{-1}$ ， e_s 表示方向 θ 的单位矢量。计算采用分步算法(Fractional Step Method)，波的传播过程和生成过程分开来处理。

对于波的传播过程，不加入源项时守恒方程可写为：

$$\frac{\partial N}{\partial t} = -\frac{1}{\cos \phi} \frac{\partial}{\partial \phi} \phi N \cos \theta - \frac{\partial}{\partial \lambda} \lambda N - \frac{\partial}{\partial k} k N - \frac{\partial}{\partial \theta} \theta N \quad (5)$$

用于计算(5)的基本数值方法是显式预估校正法，这种方法的主要优点是没有数值耗散而且可以用于多维空间，主要缺点是无条件不稳定而导致数值振荡。这种振荡是与负的作用量相关的。但对该方法作些小的修正就可以把它消除掉。方程离散后为：

$$\left[\frac{N^{n'} - N^n}{\Delta t} \right]_{i, k, \theta} = \mathcal{L}_\phi^n + \mathcal{L}_\lambda^n + \mathcal{L}_k^n + \mathcal{L}_\theta^n \quad (6)$$

n' 和 n 分别代表旧时刻和预报时刻的离散的时间上标。右边各项代表传播中 ϕ 、 λ 、 k 、 θ 空间的算子。在下一步的计算中用 $n+1$ 代替 n' ， n 代替 n ，其中：

$$N^n = \frac{1}{2} (N^{n'} + N^n)$$

对于波生成过程，作用量方程可以写为：

$$\frac{\partial N}{\partial t} = \frac{S}{\sigma} \quad (7)$$

源项是用来计算谱密度 $F(f, \theta)$ 的变化，它可以通过作用量 $N(k, \theta)$ 经过 Jacobean 变换得到。对于风输入项可以直接计算。非线性项很复杂，并且包括有一个在五维空间的四波共振组。在该模式中考虑到四波的对称性，可以写为：

$$\sigma_1 = \sigma_2 \quad \sigma_3 = (1+\lambda)\sigma_1 \quad \sigma_4 = (1-\lambda)\sigma_1 \quad (8)$$

对于这样的组合，Hasselmann (1985) 提出了一种用于深水的方便快捷的方法，在浅水中 S_{nl} 需乘上一个常数因子。对于(7)采用简单的 Euler 方法：

$$\Delta F(f_r, \theta) = S(f_r, \theta) \Delta t \quad (9)$$

计算出的 $\Delta F(f_r, \theta)$ 变化量，通过 Jacobean 转换成作用量 $N(k, \theta)$ 直接代入传播方程中。

2.4 模式结构

图1是WWATCH运行流程图。WWATCH包含三个预处理程序和一个主程序。具体运算时,首先程序ww3_grid生成写有地形文件和所使用的物理、数值参数的文件,接着ww3_strt进行模式初始化,然后ww3_prep处理风场、水位场、流场等外界强迫数据。最后主程序ww3_shel调用上述预处理程序生成的文件进行运算并将计算所得的结果输出于文件out_grid.ww3(网格点上的波参数),out_pnt.ww3(指定位置的谱),track_O.ww3(某一轨迹上网格点的谱)中。

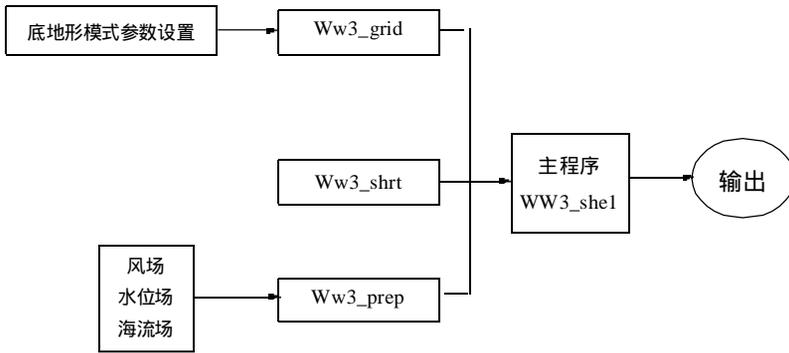


图1 模式运行流程图

3 卫星高度计波浪资料简介

卫星高度计是一种主动式微波测量仪,它具有独特的全天候、长时间历程、观测面积大、观测精度高、时间准同步、信息量大的能力和特点,利用卫星高度计回波信号的强度和延迟时间可以获得海面有效波高的信息。美国与法国合作于1992年(国际空间年)8月11日发射了Topex/Poseidon卫星及其雷达高度计。这颗卫星是世界上第一颗专门为研究世界大洋环流而设计的高度计卫星,目前仍在轨运行。它的卫星轨道高度为1336km,轨道倾角为 66° ,轨道重复周期约为10d。星上装载有两部高度计:一部是美国航天局研制的Topex高度计,另一部是法国空间局国家空间研究中心(CNES)研制的Poseidon高度计。Topex高度计为双频高度计(13.6GHz和5.3GHz),对电离层散射引起的测高误差具有校正能力。Poseidon高度计为单频(13.6GHz)固态雷达高度计,具有体积小、重量轻、耗电省的特点,且它的电离层校正采用的是最新的Dorris Doppler数据、GPS数据和全球电离层模型(如IRI90模型),因此它的大气传播影响也降低到最低程度。

在对高度计测波资料的反演中,对有效波高的验证已经成为信息反演的重要内容。迄今已有许多作者应用浮标观测数据对高度计有效波高的测量精度进行了验证(Fedo et al, 1982、Dobson et al, 1987、Carter et al, 1992、Ebuchi, 1994),结果表明高度计测得的有效波高是可信的,其典型精度为10%或0.5m。

4 模式结果与高度计风浪观测资料的对比分析

0414 号台风“云娜”于 8 月 8 日 20h 在 18.2°N、130.4°E 西北太平洋海域生成，并迅速发展为台风，12 日在浙江省温岭市登陆，登陆时中心气压 950hPa，中心附近的最大风速达 45m/s。这是 1956 年“8·1”台风之后的 49 年中登陆浙江最强的台风。据不完全统计，此次台风造成受灾人口 1818.2 万，死亡 183 人（另有 9 人失踪），农作物受灾面积 74.08 万公顷，倒塌房屋 7.32 万间，损坏房屋 21.26 万间，直接经济损失 201.4 亿元，表 1 为“云娜”台风的中心的具体数据。

表 1 2004 年 0414 “云娜”台风中心数据

时间	北纬	东经	中心气压 (hPa)	近中心风力 (级)	风速 (m/s)
08/08/20:00	18.2	130.4	992	8	20
08/09/02:00	19.2	130.4	992	8	20
08/09/08:00	19.6	130.3	990	9	23
08/09/14:00	20.3	130.1	990	9	23
08/09/20:00	20.6	129.7	990	9	23
08/10/02:00	20.9	128.8	990	9	23
08/10/08:00	21.2	128.0	985	10	28
08/10/14:00	22.0	128.1	980	11	30
08/10/20:00	22.5	127.9	980	11	30
08/11/02:00	22.8	126.9	975	12	33
08/11/08:00	23.2	126.3	975	12	33
08/11/14:00	23.8	125.5	970	12	35
08/11/20:00	24.5	125.0	955	13	40
08/12/02:00	25.4	124.4	950	14	45
08/12/08:00	26.4	123.7	950	14	45
08/12/14:00	27.2	122.6	950	12	45
08/12/20:00	28.3	121.6	950	14	45
08/13/02:00	28.4	120.0	975	11	30
08/13/08:00	28.9	118.8	988	9	23
08/13/14:00	29.1	117.5	992	8	18
08/13/20:00	28.8	116.7	994	7	16
08/14/02:00	28.8	116.3	995	7	14
08/14/08:00	29.7	115.9	995	7	14
08/14/14:00	29.9	114.5	997	6	12
08/14/20:00	29.4	113.7	999	5	10
08/15/02:00	28.4	112.5	1000	5	10

图 2 为“云娜”台风路径图，为模拟 0414 “云娜”台风浪，模式的输入风场为 2004 年 8 月 05 日 00 时~2005 年 08 月 15 日 00 时 NCEP 一天 4 次再分析全球风场，空间分辨率为 0.5°(经度)×0.5°(纬度)。在进行数值计算时，海面风场将在时间和空间两个方向线性插值到模式每个时间步长及网格点上。模式计算区域为 100°~170°E, 0°~45°N, 地理空间网格采用 0.25°(经度)×0.25°(纬度)的分辨率，相应的网格水深使用全球 5'×5' 水深数据形成相应精度的水深数据。WWATCH 是在波数和方向的二维谱空间上计算的，采用频率分段方法即

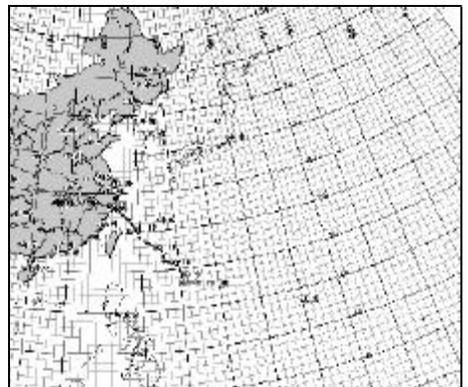
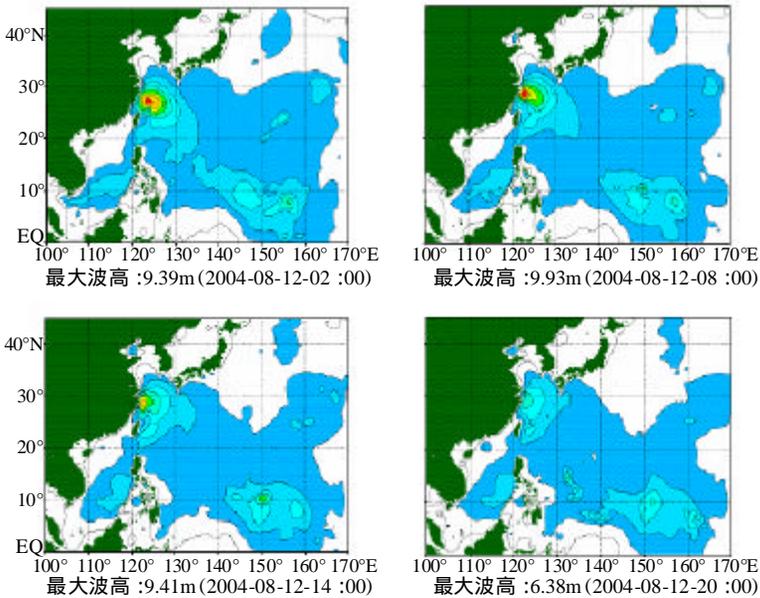


图 2 0414 “云娜”台风路径图

$\sigma_{m+1} = X_{\sigma} \sigma_m$, 由频率和频散关系换算出波数的各个格点值, 波数空间的网格是随水深变化的(水深的函数), 因此克服了由于水深变浅带来的谱空间分辨率降低的问题。其中 X_{σ} 取 1.1, 为 WWATCH 默认值; m 取 25, σ_0 取 0.0418。海浪谱网格为 25×24 , 频率分布从 0.0418Hz~0.41Hz 共 25 个频段, 波向共 24 个, 分辨率为 15° 。传播计算步长采用 900s, 地理空间传播步长和内部谱的传播步长也是采用 900s, 源函数的积分时间步长为 600s。模式由 2004 年 8 月 5 日 00 时的海面风场及 JONSWAP 谱初始化, 计算时间区域为 2004 年 8 月 5 日 00 时~2004 年 8 月 15 日 00 时, 模式结果采用网格输出, 时间间隔为每小时一次, 其中前 3d 为启动阶段, 2004 年 08 月 08 日 00 时~2004 年 08 月 12 日 23 时结果被用来进行分析。

图 3 为模式模拟的 12 日 4 个时次的台风浪有效波高, 台风中心的最大波高分别为



模式模拟“云娜”台风有效波高

图 3 WWATCH 模式后报“云娜”台风 12 日 02、08、14、20 时有效波高图

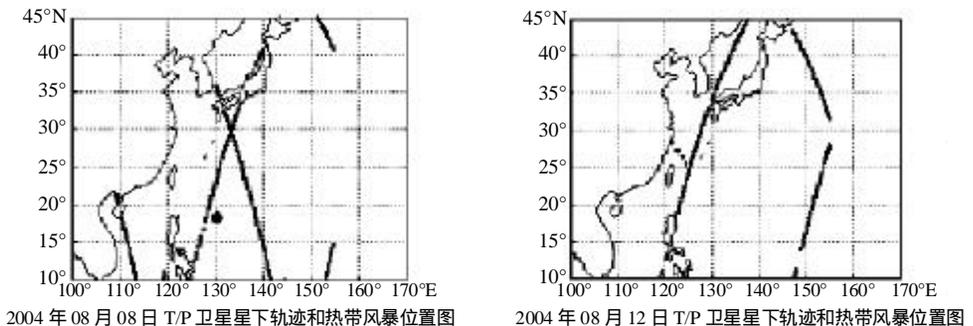


图 4 2004 年 8 月 8、12 日 T/P 卫星星下轨迹和“云娜”台风位置图

9.39、9.93、9.41、6.38m, 20 时台风已经登陆, 有效波高明显减小。图 4 分别为 8、12 日 T/P 卫星下轨迹和“云娜”台风中心位置。

为了将后报结果与 T/P 卫星数据进行二维空间比较, 首先将每一个网格内的模式后报结果进行四点平均, 再对网格内同一时刻包含的所有卫星观测点的数据平均, 得到网格平均的后报值和观测值。

12 日正好有一条扫描轨迹扫过台风附近, 图 5 为模式模拟有效波高和 T/P 观测有效波高图, 可以看出, 模拟效果比较理想, 特别是对大浪的模拟, 但总体有偏小的趋势。

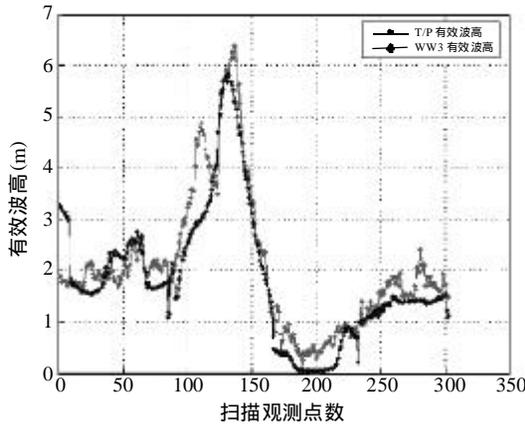


图 5 2004 年 08 月 12 日有效波高比较

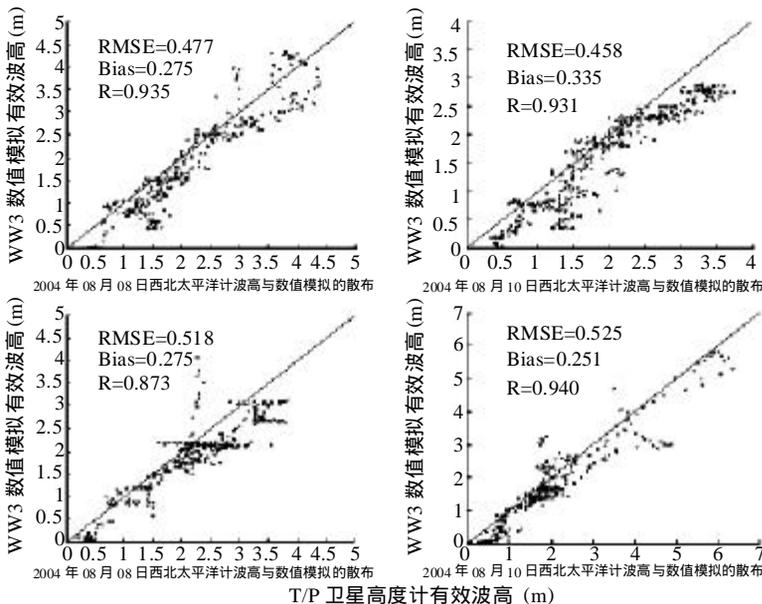


图 6 模式后报值和高度计观测值的散布图

为更直观地比较模式后报值和高度计观测值的差异,计算了一些常用的统计量,包括:均方根误差(RMSE),定义为观测值与后报值之差的均方根

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum (y_i - x_i)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (10)$$

偏差(Bias)定义为观测资料平均值和模式平均值之差

$$Bias = \bar{y} - \bar{x} \quad (11)$$

相关系数(r)定义为:

$$r = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\{[\sum (x_i - \bar{x})^2][\sum (y_i - \bar{y})^2]\}^{\frac{1}{2}}} \quad (12)$$

其中 x_i 代表观测值, y_i 代表预报值, \bar{x} 和 \bar{y} 分别为观测和模拟的均值。

图6分别给出了2004年8月8、10~12日模式后报值和高度计观测值的散布图以及对应的偏差(Bias)、均方根误差(RMSE)、和相关系数(r)。从这些图可以看出,后报值和高度计的观测值相比有偏低趋势。每天的高度计观测值和后报值的均方根误差(RMSE)在0.4~0.5之间,偏差(Bias)为正,在0.25~0.33之间。从他们的相关系数看,基本上都能达到或超过90%,相对于高度计的观测精度^[6],可以认为模式后报的结果与高度计的观测结果一致。

5 结论和讨论

本文利用WWATCH模式计算出的有效波高和卫星高度计的风浪观测资料做了对比分析,结果显示,WWATCH模式采用NCEP再分析资料的风场作为输入,计算出的台风浪有效波高的结果与高度计的观测结果基本一致,它们的相关系数基本上都在0.90左右,偏差(Bias)为正,有整体偏小的趋势。造成偏小的原因可能反映了WWATCH模式的风能量输入项偏低或者耗散项考虑的过高,还有一个更重要的原因可能就是NCEP在分析风场的空间分辨率为 0.5° (经度) $\times 0.5^\circ$ (纬度),这不可能准确地描述台风实际风场情况,而对台风浪的模拟,风场的正确与合理的给出是十分重要,如果能够给出较为准确、合理的实际台风风场(如引入台风风场模型),相信能够取得更好的模拟效果。

参考文献:

- [1] User manual and system documentation of WAVEWATCH-III version 2002.2 :22.
- [2] TOLMAN H L, BOOIJ N. Modeling wind waves using wavenumber-direction spectra and a variable wavenumber grid[J]. Global Atmosphere and Ocean System, 1998,6 :295~309.
- [3] LONGUET-HIGGINS M S, STEWART R W. The changes in amplitude of short gravity waves on steady non-uniform currents[J]. J Fluid Mech, 1961,10 :529~549.
- [4] WHITHAM G B. A general approach to linear and non-linear dispersive waves using a Lagrangian[J]. J Fluid Mech, 1965,22 :273~283.

- [5] BRETHERTHON F P, GARRETT C J R. Wave trains in inhomogeneous moving media [J]. Proc Roy Soc London, 1968, A302 :529~554.
- [6] WITTER D L, CHELTON D B. A Geosat altimeter wind speed algorithm development [J]. J Geophys Res, 1991,96 : 853~860
- [7] 文圣常, 余宙文. 海浪理论与计算原理 [J]. 北京:科学出版社, 1984.
- [8] 管长龙. 我国海浪理论及预报研究的回顾与展望 [J]. 青岛海洋大学学报, 2000,30 (4) :549~556.
- [9] 许富祥. 海浪谱成长理论 [J]. 海洋预报, 2001,18 (3) :69~78.
- [10] 齐义泉,等. WWATCH 模式模拟南海海浪场的结果分析 [J]. 海洋学报, 2003,25 (4) :1~9.

0414 TYPHOON RANANIM WAVE HEIGHTS SIMULATION

WEN bin , YU Fu-jiang

(1. Ocean University of China, Shandong 266003 China ; 2. National Marine Environmental Forecasting Center , beijing 10081 China)

Abstract :A full-spectral third-generation ocean wind-wave model WAVEWATCH III, which has been developed at the Ocean Modeling (NCEP), is used to simulate the typhoon wave heights during August 5~15,2004 with wind input of NCEP re-analysis data 4 times daily in the Northwest Pacific Ocean. The significant wave heights (SWH) from WAVEWATCH III model and TOPEX/Poseidon (T/P) altimeter data under the scan points in the Northwest Pacific Ocean for the August 8-12,2004 are compared. The temporal variation of SWHs from WAVEWATCHIII is generally consistent with that from T/P.

Key words :WAVEWATCH model ; significant wave heights ; altimeter data ; typhoon wave