

台湾岛邻近海域台风浪的模拟研究

陈 希 沙文钰

闵锦忠

(解放军理工大学气象学院海洋气象教研室, 南京)

(南京气象学院 KLME, 南京)

摘 要 基于目前国际上较为先进的第三代近岸海浪数值模式 SWAN (Simulation Waves Near-shore), 在充分考虑相关物理过程(风生浪、底摩擦、白帽耗散、深度诱导波破碎、非线性波-波相互作用)基础上, 以较高的分辨率对影响台湾岛邻近海域的 9015 号台风浪过程进行了模拟研究。模式所需风场由藤田台风风场模型同化相应台风资料后提供; 用自嵌套方式提供模式波谱边界条件。模拟结果与实际台风浪资料相符较好。台风过程模拟结果表明: 台风中心位于台湾岛邻近海域的不同位置, 台风浪有效波高的分布特征和传播方向都有着较大的差异, 可以为整个台湾岛邻近海域台风浪分布特征的了解与认识提供较好的参考。

关键词: 台湾海峡; 台风浪; SWAN 近岸海浪模式; 数值模拟

中图分类号: P445 **文献标识码:** A **文章编号:** 1003-0239(2002)-04-0001-10

1 引言

台湾岛邻近海域, 是台风浪袭击的多发生区。研究表明^[1]: 从 1966~1990 年的 24 年期间, 该海域波高大于 6m 以上的台风浪有 68 次。伍伯瑜^[2]指出: 菲律宾以东洋面上形成的台风, 每年 5~9 月频繁地侵入台湾海峡。海峡冬季盛行东北风, 夏季盛行西南风, 由于狭管效应, 海峡地形对气流起着明显的加强作用。顾平等^[3]指出: 台湾海峡海浪有明显季节变化, 夏秋两季常受台风袭击, 台风影响频数 5~15 个。林雨良等^[4]也指出: 台湾海峡是大风频繁发生的区域, 台风侵袭该海区年平均可达 5 次左右。海峡内极易出现灾害性海浪, 20m/s 以上的东北风可产生十余米高的巨浪。因此, 台湾海峡及邻近海区, 台风和巨浪频繁发生。

台湾海峡及邻近海域, 波浪生成、传播过程较为复杂。海峡内水深较浅, 平均深度不足 50m, 而台湾岛东侧的水深则为几千米, 该海域在强风浪的混合作用下, 可使得整个海域的流、温、盐跃层等物理要素等发生巨大改变, 这对于潜艇的水下活动、水中通

本文于 2002 年 2 月 19 日收到。

作者简介: 陈希 (1974-), 男, 博士, 主要研究方向: 海洋环境及海气相互作用。

南京气象学院 KLME 资助项目: 台湾海峡灾害性风浪的模拟研究

讯、声纳反潜探测及鱼雷、布雷等都有极为重要的影响。该海域地形、地貌较为复杂,海峡内水深较浅,风-浪相互作用、深度诱导波破碎、底摩擦、地形狭管效应等对该海域影响巨大,这些因素都使得该海域海浪的预报极为困难。由于多种原因,长期以来台湾海峡的水文调查工作开展较少。现有的海浪观测资料多限于大陆东部和台湾西部沿岸的一些记录,要提供该海域详细的波浪场资料基本上是不可能的^[5];因此,利用物理过程考虑得较为全面的第三代近岸海浪模式 SWAN (Simulation Waves Nearshore),对台风过程中,整个海峡及邻近海域台风浪时空分布特征进行模拟研究具有重要的现实意义。

2 模式及物理过程

第三代近岸海浪模式 SWAN 采用二维波作用密度谱平衡方程作为控制方程,具有如下形式:

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

$N=N(\sigma, \theta)$ 是波作用密度谱。方程左边项分别代表波作用密度的局地变化、波作用密度在物理空间 x, y 方向上以 C_x, C_y 的速度传播、在 σ (相对频率) 空间由于水深及流的变化而导致相对频率的转移及折射传播等。方程右边是生成、耗散及波-波相互作用的源与汇。下面将模式所包含的物理过程进行简要论述。

2.1 风-浪间的相互作用

关于风生浪的计算方案采用 Phillips^[6] 1957 年提出的“共振”机制及 Miles^[7] 1957 年提出的平行流不稳定性风浪生成理论的结合形式。前者适用于风浪的发生及初始阶段,后者适用于风浪成长的主要阶段,两者之间互为补充。

2.2 耗散作用

海浪成长、消亡过程中,耗散作用显著,它也是决定海浪能否充分发展的重要因素。该模式主要考虑三种耗散机制。白帽 (whitecapping)、底摩擦及深度诱导波破碎 (depth-induced breaking) 所引起的能量耗散。

2.2.1 白帽耗散作用

海面在风的持续作用下,风浪不断产生、发展,其中一部分破碎,波破碎直接形成海洋白帽,白帽衰败后留下的泡沫要在很长时间内才消亡。同时,与白帽伴生的还有海水中的气泡和空气中的水沫滴。研究表明:白帽在海-气交换中起着重要作用^[8~9]。本文白帽耗散取 WAMDI-group^[10] 的表达式。

2.2.2 底摩擦作用

底摩擦作用与海底地形及粗糙度有关,本文选取 Hasselmann^[11] 的方案,其表达式

为: $S_{bottom}(\sigma, \theta) = -C_{bottom} \frac{\sigma^2}{g^2 \sinh^2(kd)} E(\sigma, \theta)$ 。 C_{bottom} 是底摩擦系数。

2.2.3 深度诱导波破碎作用

深度诱导波破碎的表达式取文献 [12] 的形式, 波破碎源函数的表达式可写为 $S_{breaking}(\sigma, \theta) = -D_{tot} \frac{E(\sigma, \theta)}{E_{tot}}$, 其中 $D_{tot} = -\frac{1}{4} \alpha_{BJ} Q_b \left(\frac{\bar{\sigma}}{2\pi}\right) H_m^2$ 代表水平方向上, 由于波破碎导致单位面积上能量的平均耗散率, $\bar{\sigma}$ 为平均频率; H_m 为给定深度的最大波高; E_{tot} 的表达式为: $E_{tot} = \int_0^{2\pi} \int_0^{\infty} E(\sigma, \theta) d\theta d\sigma$

2.3 非线性波-波相互作用

波浪从风中获得能量后增长, 能量又在不同波之间再分配。因此, 波-波相互作用, 是海浪生成、成长的重要机制。在近岸浅海区, 由于海底地形复杂, 因此一般须考虑三波和四波之间的相互作用。四波相互作用的计算较为复杂, 本文采用 Hasselmann^[13] 提出的方案; 而三波相互作用则根据 Eldeberky 的方案计算。综上述, 该模式可以考虑波在计算海域的传播; 由于海底地形和流的变化而导致波的折射和群集; 由于流和次网格作用而导致对波的阻挡作用等物理过程。

2.4 台风风场

对台风浪的模拟, 风场的正确、合理给出十分重要。本文风场是在经典藤田台风风场模型中引入相应时次台风特征等压线; 并配合对应的 NCAR/NCEP 网格点资料提供台风外围风场, 同时辅以同时段的单站资料进行同化所得。通过模型风场提供初始场, 利用实际观测资料对该初始场进行订正, 可以较为准确、合理地给出实际台风风场。

3 计算海域波谱边界条件

波作用密度谱方程在时间、地理位置、及谱空间中采用有限差分方案。采用固定的时间积分步长 Δt , 为了提高空间分辨率, 模式在空间上采用曲线计算网格。在谱空间中, 选用固定的方向及相对频率分辨率。本文对袭击台湾岛邻近海域的 9015 号台风浪的模拟中, 模式所需边界条件通过白嵌套获得。首先选取分辨率为 $3\text{km} \times 3\text{km}$ 左右 (因为是曲线网格), 范围为 $(15.2^\circ \sim 35.1^\circ\text{N}, 115.2^\circ \sim 134.5^\circ\text{E})$ 的计算区域 (以下简称为 I 区), 通过 I 区模式运行结果提供嵌套区域 $(20.027^\circ \sim 27.452^\circ\text{N}, 117.03^\circ \sim 125.15^\circ\text{E})$ (以下简称为 II 区) 的波谱边界条件。然后以 $1\text{km} \times 1\text{km}$ 左右的高分辨率计算 II 区的风浪场。模式时间积分步长在 I、II 区都取为 10min。I 区取在这个区域是因为对于该次台风过程, 模式开始计算时间 (1990 年 8 月 28 日 06 时) 和积分结束时间 (1990 年 9 月 1 日 03 时) 台风中心位置均应位于模拟海域 I 区内。因 SWAN 近岸海浪模式在边界条件处理时的特点采用只允许浪从计算区通过边界传出而不考虑浪从外部传入计算区的方案。因此, 为了合理地提供 II 区的波谱边界条件, I 区的计算范围应当包含台风中心在内。

4 台湾岛邻近海域台风浪的模拟

4.1 台风路径特征和模拟海域水深分布

本文以 9015 号台风为研究对象。该台风起源于 12.5°N , 143°E , 途经台湾岛北部海域, 沿西北方向在 28.2°N , 121.8°E 附近登陆, 然后北上影响长江口沿岸海区, 消失于朝鲜半岛的东北方向。台风路径如图 1 所示。从中可以看出, 这是较为典型的主要影响台湾岛邻近海域的一次台风浪过程, 对它进行研究, 可以有较好的代表性。模拟研究海区 II 区的水深分布如图 2 所示, 该模拟海区包含台湾岛在内。该图表明, 台湾岛的北部、西南部及台湾海峡水深都在 100m 以内, 而台湾岛的南、东、东南等海域水深都超过 500m 以上, 可见, 该区域的地形、地貌是较为复杂的。

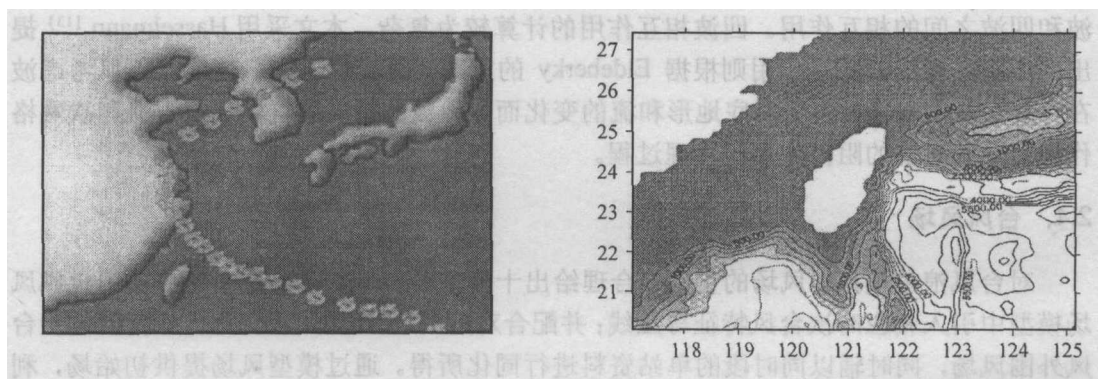


图 1 1990 年 15 号台风路径示意图

图 2 台湾岛邻近海域 (II 区) 的计算范围及水深分布图 (单位: m)

4.2 台风浪过程的模拟与分析

图 3 为 1990 年 8 月 28 日 15 时 I 区同化后的风场分布图。该图表明: 台风中心此时位于以 21°N , 134°E 为中心的海域, 模拟研究海域 II 区位于台风西部海区, 几乎受均匀一致的东北风所控制。图 4 为 II 区该时刻有效波高模拟图。结合图 3 可知: 在较为均匀一致的东北风控制之下, 台湾岛东侧有效波高可达 3.0m 以上, 波浪沿西西南方向传播 (本文波向作以下规定, 以正东方向为 0° , 逆时针旋转的度数为波的传播方向)。海峡内, 模拟有效波高最大可达 1.4m 左右。这说明, 台湾岛对其东边洋面向西传播的波浪有很大的阻挡作用, 使得海峡内的波浪大为减小。在台湾岛的西南海域, 波高都在 2.0m 以上, 如 21.012°N , 119.010°E 的海区, 波高可达 2.8m 左右。波浪在向偏西方向传播过程中浪高逐渐减小。波浪场的传播方向图 (图 4) 表明: 波浪在向西传播过程中, 遇到台湾岛, 以两条路径进入台湾海峡内; 在台湾岛的偏北方向上, 波浪以西西南方向传入海峡内, 如 25.5°N , 120.03°E 的海区, 波向为 192.97° 左右。在台湾岛的南部, 波浪以西

北方向传入台湾海峡地区，如 21.012°N , 119.01°E 的海域，波浪向为 173° 。因此，通过上面的分析可知：当台风处于台湾岛的东部海域时，台湾海峡内受一致的东北风控制，台湾岛北部的波浪以西西南方向，南部的波浪以西西北方向传入台湾海峡，使得台湾海峡内的波向场分布较为复杂。这对于海峡内波浪场的模拟和预报都有着较好的参考价值。14h 后的 1990 年 8 月 29 日 05 时，台风中心位于台湾岛以东 23°N , 129°E 为中心的海域，风场分布特征与图 3 几乎一致，而浪高和浪向与图 4 有较为一致的分布特征，这里不再作详细的分析。

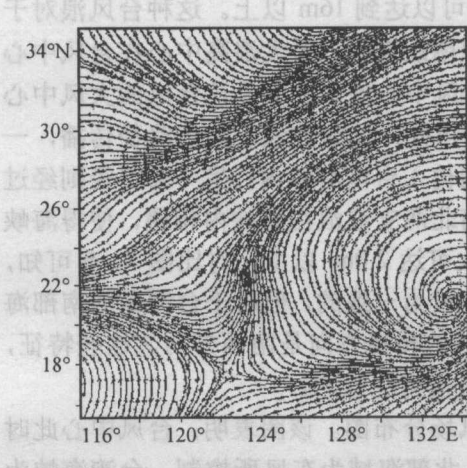


图 3 积分 9h 后即 1990 年 8 月 28 日 15 时 I 区同化后的风场分布图

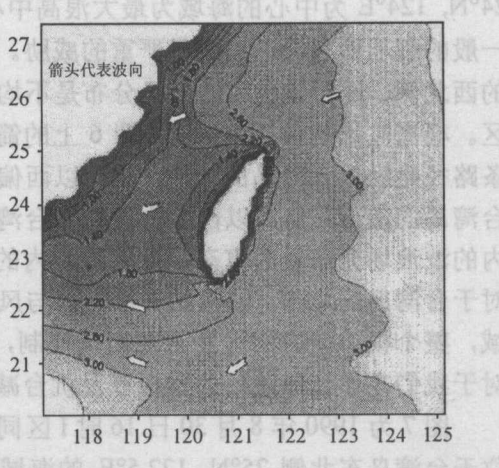


图 4 积分 9h 后即 1990 年 8 月 28 日 15 时 II 区有效波高分布图 (单位: m)

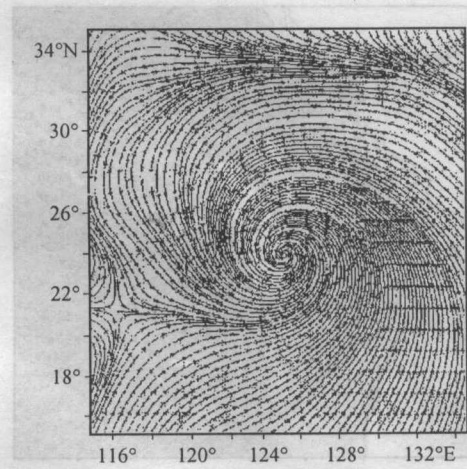


图 5 积分 43h 后即 1990 年 8 月 30 日 01 时 I 区同化后的风场分布图

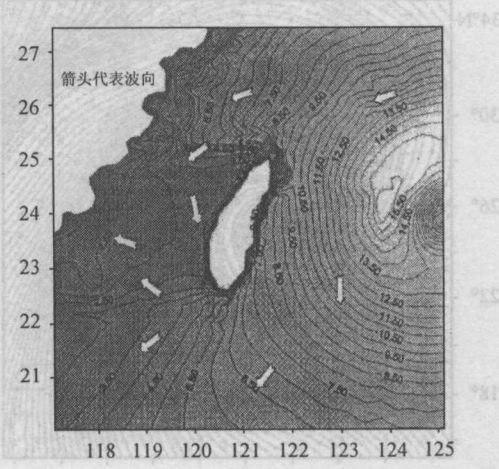


图 6 积分 43h 后即 1990 年 8 月 30 日 01 时 II 区有效波高分布图 (单位: m)

1990 年 8 月 30 日 01 时同化后的风场分布图 (图 5) 表明: 此时刻, 台风中心位于以 24°N , 125°E 为中心的海域。模拟研究海区 II 的北部为北风控制, 台湾海峡及台湾岛的东部海域为西北风所控制, 而台湾岛的南部海域为西南气流所控制。与此相对应, 图 6 为模式积分 43h 后即 1990 年 8 月 30 日 01 时的有效波高分布图, 箭头表示波的传播方向。该图表明: 以 24°N , 125°E 为中心的海域有一波高的低值中心, 对比图 5 可知, 台风中心此时也正好处于这个位置。这说明台风中心是风速较小的区域, 相应的浪高值也较小。这种现象与理论分析和实际观测结果是较为一致的。在台风中心的西北部即以 24°N , 124°E 为中心的海域为最大浪高中心, 浪高可以达到 16m 以上。这种台风浪对于一般的舰船而言, 已构成了严重的威胁。浪高模拟图还表明: 最大浪高中心在台风中心的西北侧, 说明该台风的风场分布是不均匀的, 台风中心的西北侧是该台风的大风中心区。根据波浪的传播方向图 (图 6 上的箭头方向) 可知, 此时波浪以两条路径传播, 一条路径是经过台湾岛的北部, 然后以西偏南的方向传入台湾海峡内; 另一条路径则经过台湾岛的南部, 然后以西北方向传入台湾海峡。南北两支波浪在海峡内相遇, 使得海峡内的波浪场分布较为复杂。此时海峡内的波高最大可达 2.0m 以上。对比图 5、6 可知, 对于台湾岛的北部, 波浪的传播方向与风的去向是较为一致的。但对于台湾岛的南部海域, 整个模拟研究海区 II 为西南风控制, 但是, 波的传播方向是南西方向。这些特征, 对于我们在作台风浪场的预报以及抗台减灾时, 是值得注意的。

图 7 为 1990 年 8 月 30 日 16 时 I 区同化后的风场分布图。该图表明: 台风中心此时位于台湾岛东北侧 25°N , 122.5°E 的海域。台湾岛北部海域为东风所控制, 台湾海峡为西北气流所控制, 台湾岛南部海域为一致的西南气流所控制, 而东部海域则为南风所控制。与此对应的图 8 为模式积分 58h 后即 1990 年 8 月 30 日 16 时 II 区有效波高模拟结

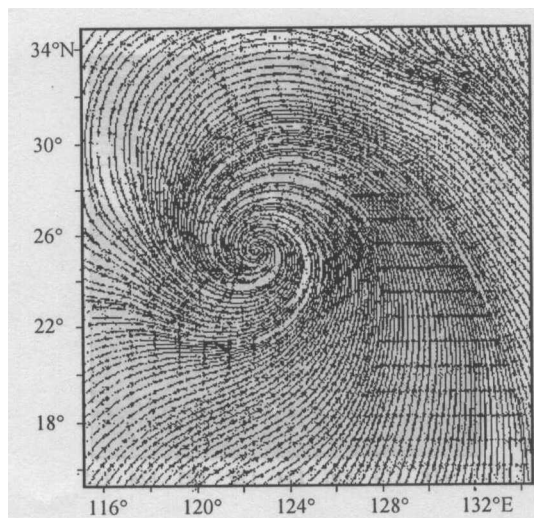


图 7 模式积分 58h 后即 1990 年 8 月 30 日 16 时 I 区同化后的风场分布图

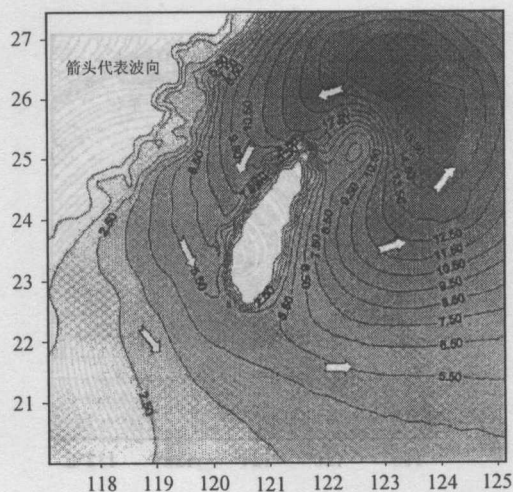


图 8 模式积分 58h 后即 1990 年 8 月 30 日 16 时 II 区有效波高模拟结果 (单位: m)

果。该图表明：台风中心为波高低值区，最低达到 7.5m 左右。台风中心的东北侧为波高的大值区，有效波高最大可达 15.5m 左右。在最大浪高中心的西部海域，波浪向偏西南方向传播，如 26°N , 122.5°E 的海区，浪向为 205.9° 。浪向模拟结果表明：在台湾岛北部海域波浪沿偏西南方向进入台湾海峡内。海峡内的波浪沿着偏南方向传出海峡。此时，海峡内由单一西北风所控制，波浪传播出海峡后，在海峡西南侧西南风的作用下，沿着 NNW 方向传播。台风中心以南台湾岛以东的海区，波浪向为 ENE。这些海区的波浪向与本海域的风场分布特征是较为一致的。波浪由最大浪高中心经台湾岛北部进入台湾海峡内，在向南的传播过程中逐渐减小。在海峡北部的入口处，波高最大可达 10m 以上，而出了台湾海峡后，波高就减为 5.0m 左右。可见，海峡对波浪的阻挡作用是较为强烈的。由浪高、波向模拟结果（图 8）表明：在海峡内和海峡外，即使是有效波高的量值相同，由于风场和其他要素场的作用，波浪的传播方向可能是完全相反的。同时，对比图 6 可知，在图 5 风场分布特征分布下，波的传播方向和风的去向是不完全一致的。因此，我们在作统计预报时，完全只考虑风场而不考虑地形等其他要素对波浪的影响而作的预报，得出的结果与实际波浪的分布特征差别可能是很大的。

1990 年 8 月 31 日 03 时 I 区内同化后的风场分布图（图 9）表明：台风中心此时位于台湾岛北部以 27°N , 121.5°E 为中心的海域内。海峡内盛行西北气流，南部海域为西南气流所控制，东部海域为均匀一致的南风所控制。与此对应，图 10 为模式积分 69h 后即 1990 年 8 月 31 日 03 时 II 区有效波高分布图，箭头代表波向。在有效波高模拟图中（图 10），以 27°N , 121.5°E 为中心的海域有一有效波高的低值区，最小值为 5.5m 左右，此低值中心正好与台风中心相对应。而此海域最大浪高中心则位于台风中心东部的 26.5°N , 123.2°E 海域。台湾海峡内的波浪沿着偏东方向传播，如在 25.5°N , 121.05°E 海域，波向

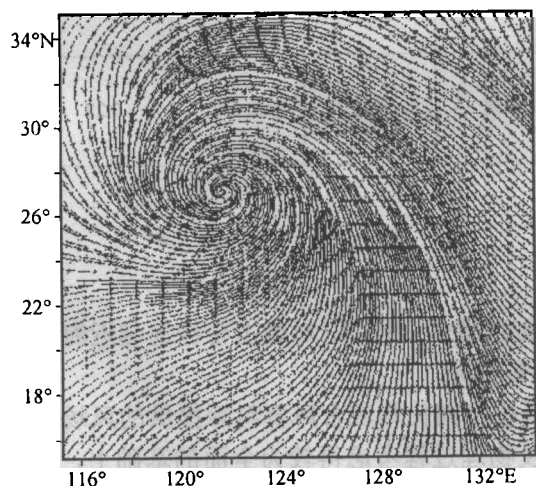


图 9 模式积分 69h 后即 1990 年 8 月 31 日 03 时 I 区内同化后的风场分布图

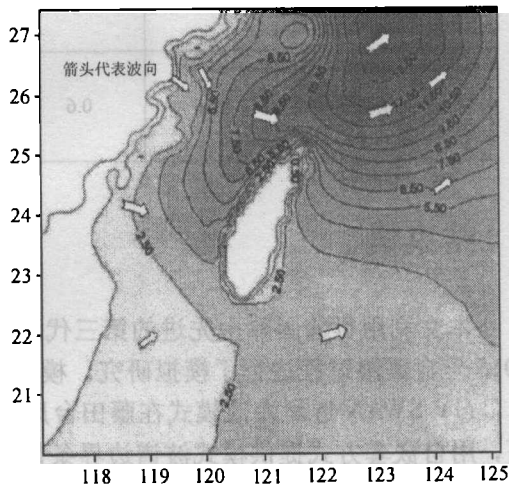


图 10 模式积分 69h 后即 1990 年 8 月 31 日 03 时 II 区有效波高分布图（单位：m）

为 349.8° 。波的传播方向与风的去向是较为一致的。在台湾岛的南部、东部地区,波向偏东北方向传播。波在向东北方向传播时,浪高逐渐增大。最大浪高中心的传播方向也为一一致的东北方向。可见该种情况之下,风场对波浪传播作用影响较大。比较前面分析 4 个时次的风场和浪高分布图可知,随着台风向西北方向移动时,台风中心与最大浪高中心的相对位置也发生着较大的变化。这在理论和实际应用中,是值得注意的一个问题。

本文提到的有效波高 H_s 由方程 (1) 计算所得,其中 $E(\omega, \theta)$ 为波活动密度谱。

$$H_s = 4 \sqrt{\iint E(\omega, \theta) d\omega d\theta} \quad (1)$$

为了检验该次台风浪的模拟效果,选出位于 30.6167°N , 121.6167°E 的滩浒岛测站从 1990 年 8 月 30 日 14 时~1990 年 8 月 31 日 14 时 6 个观测记录的最大波高、平均波高与该海区模拟的有效波高的比较(见表 1)。从表 1 可以看出,有效波高模拟值与实测平均波高的绝对平均误差为 0.36m,与实测最大波高的平均绝对误差为 0.29m,可见,模式模拟的效果还是比较理想的。

表 1 滩浒岛海域模拟的有效波高与实测的最大波高、平均波高的比较 (单位: m)

时 间		8 30.14	8.30.17	8.31.08	8.31.11	8.31.14	8.31.17
滩 浒 岛	实测平均波高	1.5	1.3	2.1	2.5	2.5	2.7
	实测最大波高	1.8	1.5	2.4	2.8	2.8	3.0
	模拟特征浪高	1.94	1.90	2.68	2.71	2.55	2.43
	模拟有效波高 与实测最大波 高的绝对误差	0.14	0.4	0.28	-0.09	-0.25	-0.57
	模拟有效波高 与实测平均波 高的绝对误差	0.44	0.6	0.58	0.21	0.05	-0.27

5 结束语

本文利用目前国际上先进的第三代近岸海浪模式 SWAN,对袭击台湾岛邻近海域的 9015 号台风浪过程进行了模拟研究。模拟结果表明:

(1) SWAN 近岸海浪模式在藤田台风风场模型同化相应台风资料后提供的风场驱动下,用自嵌套方式提供模式波谱边界条件以及物理过程考虑得较为全面的基础上,台风浪高模拟结果与实际台风浪观测资料相符较好。

(2) 台风中心位于不同位置时,风浪的传播方向和浪高的分布特征有较大的差异;当台风中心位于台湾岛东部时,台风浪在向西传播时,浪高减小。浪向偏西方向传播,

遇到台湾岛后, 分成两支, 一支沿着台湾岛北部海域, 以 WSW 的方向传入台湾海峡内, 另一支则从台湾岛南部海域以偏西方向进入台湾海峡内, 海峡内受这两支波浪的影响, 浪高和浪向的分布特征较为复杂。

(3) 当波浪从台湾海峡的北部海域传入台湾海峡内时, 海峡内的波高比其入口处的浪高小很多。这说明台湾海峡对波浪的阻挡作用是较大的。

(4) 本次台风浪模拟表明, 台风中心对应着浪高的低值中心, 台风浪的最大浪高中心位于台风中心附近。随着台风的移动, 最大浪高的中心位置相对台风中心也发生着明显的变化。这对于抗台减灾和台风浪的准确预报尤为重要。

(5) 影响台风浪高和浪向的因子较多, 台风浪向与风向有一定的相关关系, 但并不完全受它们的制约。

但是, 本文的研究只是针对袭击台湾岛邻近海域的一次台风浪过程, 结果是否具有代表性, 还有待作更多的个例进行验证、说明。影响台风浪的物理因子较多, 它们对台风浪的生成、传播和耗散的影响和作用也很值得研究, 这也是作者以后应努力的地方。

参考文献

- [1] 许富祥. 中国近海及其邻近海域灾害性海浪的时空分布 海洋预报, 1996, 18 (2): 26~31.
- [2] 伍伯瑜. 台湾海峡的气候特征 台湾海峡, 1982, 1 (2): 14~18.
- [3] 顾平, 杨燕军. 影响我国近海航海的水文要素气候分析 海洋预报, 1997, 14 (2): 7~15.
- [4] 林雨良, 廖康明. 台湾海峡波浪研究概况. 台湾海峡, 1983, 12 (1): 20~27
- [5] 伍伯瑜. 台湾海峡环流研究中的若干问题, 台湾海峡, 1982, 1 (1): 1~7
- [6] Phillis, On the generation of waves by turbulent wind, J. Fluid mech., 1957, 2 (5): 417~445
- [7] Miles, On the generation of surface waves by shear flow, J. Fluid mech., 1957, 3 (2): 195~204.
- [8] Hasselmann, On the spectral dissipation of ocean waves due to whitecap, Boundary Layer Met, 1974, 6: 107~127.
- [9] Katsaros, Hexos, Humidity exchange over the sea. A program for research on water-vapor and droplet fluxes from sea to air at moderate to high wind speeds, Bulletin of the American Meteorological Society, 1987, 68 (5): 466~476.
- [10] WAMDI Group, The WAM model-a third generation ocean wave prediction model. J. Phys. Oceanogr., 1988, 18, 1775~1810.
- [11] Hasselmann et al. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project, Desch. Hydrogr. Z. Suppl., 12, A8.
- [12] Battjes Janssen, Energy loss and set-up due to breaking of random waves Proc. 16th Int. Conf. Coastal Engineering, ASCE, 1978, 569~587.
- [13] Hasselmann et al, Computations and parameterizations of the linear 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

THE SIMULATION OF TYPHOON WAVES AROUND TAIWAN ISLAND

Chen Xi Sha Wenyu

(Meteorology College, the Institute of Sciences and Engineering of the P. L. A., Nanjing)

Min Jinzhong

(The Nanjing Institute of Meteorology KLME, Nanjing)

Abstract—In this paper, we use the SWAN model to simulate typhoon waves at the nearshore around the Taiwan Island. Adding real data to typhoon model wind field to get the wind, we drive the wave model. We use the self-nested method to provide boundary conditions. And we also compare the results between real and simulated wave height. Base on this study, we discuss the distribution character of wave height and wave direction detailedly when the typhoon center locating at different sea area.

Keywords: waves of typhoon; wave model; numerical simulation