

文章编号: 1005-9865(2003)01-0024-10

碟形浮标观测方向波谱误差分析及修正

高家俊¹, 钱 桦¹, 邱铭达¹, 庄士贤²

(1. 成功大学 水利及海洋工程研究所, 台湾 台南 70101; 2. 成功大学 近海水文中心, 台湾 台南 70101)

摘 要: 改进了方向波谱的分析方法及噪声谱经验公式, 使本法随测波环境及仪器特性自动修正经验参数值, 更易于实际应用。基于 Maximum heave/pitch quad-spectrum method, 由时域及频率域上的浮标动力反应数值计算, 推求反应增益因子及相位延迟项, 并进一步将其导入方向波谱计算, 使其能修正资料浮标对波浪之轴不对称动态反应所造成的相位延迟不一致及主波向误差。经数值仿真验证, 该方法的确能消减因资料浮标对波浪之轴不对称动态反应所造成的相位延迟及对主波向估算所造成之影响。应用花莲现场观测资料验证改良之主波向估算方法, 得出是否考虑波浪运动与浮标运动间之振幅响应因子及相位延迟因子, 所得之主波向的差异介于 0~12° 之间。

关键词: 方向波谱; 一维能谱; 方向分布函数; 资料浮标; 误差分析

中图分类号: P715.2 文献标识码: A

Error analysis of the wave directional spectrum measurement by Disc Buoys

KAO Chia-Chuen¹, CHIEN Hwa¹, CHIOU Ming-Da¹, CHUANG Laurence Z. H.²

(1. Hydraulic and Ocean Engineering, Cheng Kung University, Tainan 70101, China; 2. Coastal Ocean Monitoring Center, Cheng Kung University, Tainan 70101, China)

Abstract: Data buoys which have the characteristics of comparative reliability and robustness are the most frequently applied devices for the measurement of oceanographical data. The objective of the present study is to improve the accuracy of directional spectra measurement and analysis. In order to improve the accuracy of directional estimation, a proposed method is developed based on Maximum heave/pitch quad-spectrum method. The response gain factor and phase lag can be merged into the directional spectrum estimator to reduce errors. The new method is then validated by numerical simulations. The results demonstrate that the difference of the main direction between the target and the output ranges from 0 to 20 degrees when the method is applied to the field wave data.

Key words: wave directional spectrum; data buoy; error analysis

在海洋工程、海岸防灾领域中, 相对于所有海气象因子, 波浪是其中最重要且最复杂的自然现象。不论是海岸侵蚀、海岸结构物之设计, 都与海面上波浪的作用力大小及方向有直接的关系。

波浪观测方法大致分为直接观测与遥测。前者系指观测仪器直接与波浪接触, 直接观测波浪之特性, 如波高、周期、流速、波面垂直方向加速度以及波面坡度等。常见的观测方法有仪器数组法、资料浮标法、水压式波浪计及双向流速仪法等。遥测则利用摄影或无线电波来取得海浪资料, 如超音波量测法、立体摄影法及运用卫星、雷达测波等^[1]。相对于其它波浪观测仪器, 资料浮标具有许多不易被取代的优点: 如坚固的结构可做长期作业化的现场量测, 庞大的筹载使其具有相当大的仪器扩充性, 仪器设置简便, 机动性高且不受水深限制, 相对较低的费用等, 因此目前被作为台湾环岛观测波浪资料的主要工具。

资料浮标并非直接对于波高、周期及波向进行观测, 而是记录浮标壳体的运动, 经转换以获得波浪水面的垂直加速度及东西向、南北向的水面倾度, 再经过方向波谱分析才能得到波浪信息^[2]。考虑测波实务作业

收稿日期: 2001-12-10

作者简介: 高家俊(1950-), 男, 浙江人, 教授, 系主任, 主要从事近海水文环境观测研究。

中, 不可避免地会受现场环境干扰、仪器限制等因素影响。本文在现行浮标硬件设计架构下, 修改分析方法, 以求得更正确的方向波谱信息。

1 浮标测波误差来源分析

1.1 资料浮标测波系统

本文分析对象为海气象资料浮标, 此作业化资料浮标包含下列四个系统: 浮标壳体与锚系、仪器与酬载、岸上系统及作业支持。其中浮标壳体与锚系统设计及所使用的观测仪器特性影响波浪量测的准确度及精度, 关于浮标壳体与锚系统设计及所使用的观测仪器设计叙述如下:

1) 浮标壳体与锚系系统

碟形浮标在垂直及倾侧方面均具有较高的随波性^[3], 本文探讨之对象即属此一型式, 其外观示意如图 1。壳体直径 250 cm, 全高 495 cm, 总重为 1 310kg, 总预浮力为 3 220 kg, 保留之预浮力保持在 1 400 kg 以上。其中心部份为一内径 60 cm, 高度 54 cm 之仪控室, 浮标控制系统即安装于此。在锚链联结三角鼎下挂有附转环之 O 型铁链, 连接底床沉箱或锚定块。

2) 波浪量测仪器

记录浮标壳体随水面之垂直起伏及倾度运动资料, 用以计算方向波谱密度函数。所应用之量测仪器为加速度计、倾角计及罗盘仪。加速度计目的在观测浮标随水面起伏(Heave)之加速度时序列, 倾角计则观测浮标随水面之倾度时序列, 共观测二个正交方向之浮标壳体倾度, 而利用罗盘仪所观测之资料可将相对于浮标壳体之倾度资料转为东西及南北向倾度资料。其中加速度计及倾角计之安装位置为甲板下约 22 cm 处。

本文分析资料为 2000 年 8 月花莲资料浮标站实测资料。花莲资料浮标布放于花莲港北方七星潭外海, 水深 31m, 坐标为 121°38'52"E, 24°2'7"N。测站之相关地理位置如图 2 所示。波浪的观测资料包含垂直加速度与两正交方向之倾角及罗盘读数, 观测数据的取样频率为 2Hz, 每 2 小时观测一次, 每次的观测时间为 10min。

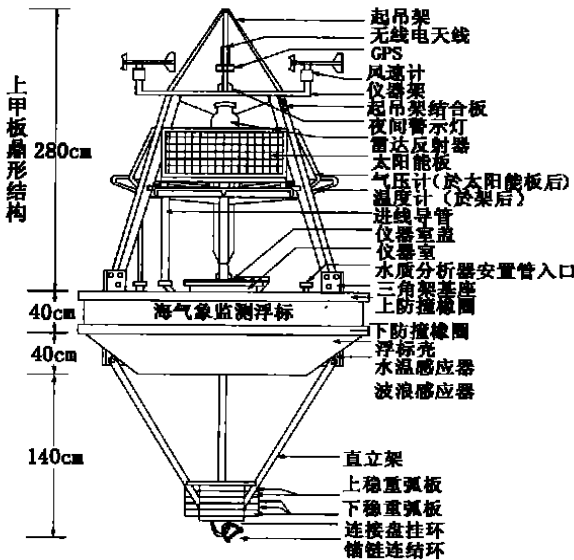


图 1 资料浮标侧视图

Fig. 1 Layout of the data buoy

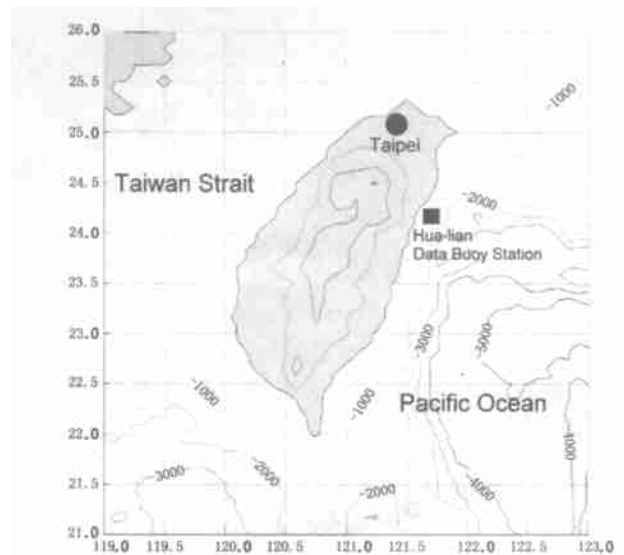


图 2 花莲资料浮标站地理位置

Fig. 2 Topography map of Hua-lian Data Buoy Station

1.2 浮标观测方向波谱基本原理

浮标观测方向波谱理论简述如下: 假设水面变化 η 可以用无限多个不同振幅、频率、相位及入射波向的余弦函数叠加来表示, 如下式:

$$\eta(x, y, t) = \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} a_{ij} \cos\{k_i [\cos(\theta_j)x + \sin(\theta_j)y] - 2\pi f_i t + \epsilon_{ij}\} \quad (1)$$

式中, $\eta(x, y, t)$ 为波型函数, 表示水面波浪与位置及时间有关; f_i 为成份波频率; k_i 为对应于 f_i 的波数; θ_j 为

入射波的波向; a_{ij} 、 ϵ_{ij} 为对应于频率及波向的振幅及相位。

若浮标完全跟随水面运动, 则浮标所观测之垂直加速度 Z_1 、相对于浮标壳体坐标 x 及 y 轴之倾度 Z_x 、 Z_y 可由式(1)对时间微分二次、分别对 x 、 y 微分一次而得:

$$Z_1(x, y, t) \Big|_{x=y=0} = - \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} (2\pi f_i)^2 a_{ij} \cos(2\pi f_i t + \epsilon_{ij}) \tag{2}$$

$$Z_x \Big|_{x=y=0} = - \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} a_{ij} k_i \cos(\theta_j) \sin(2\pi f_i t + \epsilon_{ij}) \tag{3}$$

$$Z_y \Big|_{x=y=0} = - \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} a_{ij} k_i \sin(\theta_j) \sin(2\pi f_i t + \epsilon_{ij}) \tag{4}$$

倾度计观测值为相对于浮标壳体坐标之倾度, 可利用下式依据罗盘方位将该倾度转换成东西向及南北向的倾度:

$$Z_2 = \frac{\sin(y)\sin(Z_x)}{\cos(Z_x)} + \frac{\cos(y)\sin(Z_y)}{\cos(Z_y)} \tag{5}$$

$$Z_3 = \frac{\cos(y)\sin(Z_x)}{\cos(Z_x)} - \frac{\sin(y)\sin(Z_y)}{\cos(Z_y)} \tag{6}$$

式中: y 为罗盘方位读数, Z_2 、 Z_3 分别为经罗盘读数校正后之东西、南北方向的倾度。 Z_2 及 Z_3 可用以计算交错谱 ϕ_{ij} :

$$\phi_{ij}(f) = \frac{1}{T} F_i(f) F_j(f) = C_{ij}(f) - i Q_{ij}(f) \tag{7}$$

其中: $F_i(f)$ 为 $Z_i(t)$ 之傅立叶转换共轭函数; $F_j(f)$ 为 $Z_j(t)$ 之傅立叶转换函数; T 为取样时间; $C_{ij}(f)$ 称为同位谱; $Q_{ij}(f)$ 称为转向谱; 下标 i, j 表示所量测之物理量; 1 为垂直向加速度; 2 为东西向倾度; 3 为南北向倾度。方向波谱与交错谱具如下之关系:

$$\phi_{ij}(f) = \int e^{-ikx_{ij}} \cdot S(f, \theta) d\theta \tag{8}$$

将式(8)导为一计算方向波谱的通式(9)^[4]:

$$\phi_{ij}(f) = \int_{-\pi}^{\pi} H_i(f, \theta) \cdot \overline{H_j}(f, \theta) \cdot \{ \cos[k \cdot (x_{ij} \cos \theta + y_{ij} \sin \theta)] - \sin[k (x_{ij} \cos \theta + y_{ij} \sin \theta)] \} \cdot S(f, \theta) d\theta \tag{9}$$

其中: x_{ij} 及 y_{ij} 为量测仪器间的几何距离; $H_i(f, \theta)$ 、 $H_j(f, \theta)$ 为不同观测物理量间的传递函数, 可由线性理论的脉冲响应法或频率响应法计算得到。相关传递函数如表 1 所示。

表 1 传递函数 $H(f, \theta) = h(f) \cos^\alpha \theta \sin^\beta \theta$

Tab. 1 Transfer functions				
物理量	符号	$h(f)$	α	β
波面波动	η	1	0	0
波面垂直加速度	Z_a	$-(2\pi f)^2$	0	0
波面坡度(x)	Z_x	ik	1	0
波面坡度(y)	Z_y	ik	0	1

又, 浮标观测空间上定点之垂直加速度及倾度 $x_{ij} = 0$ 及 $y_{ij} = 0$, 故式(9)可简化如下:

$$\phi_{ij}(f) = \int_{-\pi}^{\pi} H_i(f, \theta) \overline{H_j}(f, \theta) S(f, \theta) d\theta \tag{10}$$

式(10)中之交错谱 $\phi_{ij}(f)$ 为观测值, 以碟型资料浮标来说, 观测波面的垂直加速度及二个方向的倾度资料, 共可得六组交错谱, 将此六组交错谱分别代入式(10), 应用方向波谱分析方法可获得方向波谱信息。常见的方向波谱分析方法有有限傅立叶级数法、最大概似法、最大熵法、贝氏推估法及参数推估法等。其中有限傅立叶级数法具有计算快速、不易发散等优点, 为目前最常应用之方向波谱计算方法。有限傅立叶级数法假设方向波谱可以展开成有限阶数的傅立叶级数:

$$S(f, \theta) = \frac{1}{2} a_0(f) + \sum [a_n(f) \cos n\theta + b_n(f) \sin n\theta] \tag{11}$$

将式(11)代入式(10)及式(7)中可求得傅立叶系数:

$$a_0(f) = \frac{C_{11}(f)}{\pi (2\pi f)^4}, a_1(f) = \frac{Q_{12}(f)}{-(2\pi f)^2 k\pi}, a_2(f) = \frac{Q_{22}(f) - C_{33}(f)}{k^2 \pi}, b_1(f) = \frac{Q_{13}(f)}{-(2\pi f)^2 k\pi}, b_2(f) = \frac{2C_{23}(f)}{k^2 \pi}$$

上式中之 k 为波数, 可由下式计算获得:

$$k = (2\pi f)^2 \sqrt{\frac{C_{22}(f) + C_{33}(f)}{C_{11}(f)}} \quad (13)$$

方向谱可视为一维能谱与方向分布函数之内积:

$$S(f, \theta) = S(f) \cdot D(\theta/f) \quad (14)$$

其中: $S(f)$ 为一维波谱; $D(\theta/f)$ 为波浪能量的方向分布函数。一维能谱估算方式如下:

$$S(f) = \int_{-\pi}^{\pi} S(f, \theta) d\theta = C_{11}(f)/(2\pi f)^4 = a_0(f)\pi \quad (15)$$

由上式知, 一维能谱为浮标观测之加速度讯号同位谱与转换函数 $(2\pi f)^{-4}$ 之积。式 (15) 代入式 (11) 得方向分布函数如下:

$$D(\theta | f) = \frac{1}{a_0(f)\pi} \cdot \left[\frac{1}{2} a_0(f) + a_1(f)\cos\theta + b_1(f)\sin\theta + a_2(f)\cos 2\theta + b_2(f)\sin 2\theta \right] \quad (16)$$

方向分布函数可改写如下:

$$D(\theta | f) = \frac{1}{\pi} \times \left[\frac{1}{2} + r_1(f)\cos(\theta - \theta_1(f)) + r_2(f)\cos(2\theta - \theta_2(f)) \right] \quad (17)$$

其中: $r_1(f) = (2\pi f)^2 \frac{\sqrt{Q_{12}(f)^2 + Q_{13}(f)^2}}{k(f)C_{11}(f)}$, $r_2(f) = (2\pi f)^4 \frac{\sqrt{(C_{22}(f) - C_{33}(f))^2 + (2 \times C_{23}(f))^2}}{k(f)^2 C_{11}(f)}$, $\theta_1(f) = \arctan(-Q_{13}(f), -Q_{12}(f))$, $\theta_2(f) = \arctan(C_{22}(f) - C_{33}(f), 2C_{23}(f))$ } (18)

式中: $\theta_1(f)$ 、 $\theta_2(f)$ 为波向, $r_1(f)$ 、 $r_2(f)$ 代表对应的波浪方向分布宽度。实务计算上, 设定波浪传递前来的方向以北为 0° , 正时钟旋转方向为正, 由于反正切函数值域在 $-\pi \sim \pi$ 之间, 为方便角度之转换, 方向分布可以下式表示:

$$D(\theta | f) = \frac{1}{\pi} \left\{ \frac{1}{2} + r_1(f)\cos\left[\frac{3\pi}{2} - (\theta - \theta_1(f))\right] + r_2(f)\cos\left[\frac{3\pi}{2} - (2\theta - \theta_2(f))\right] \right\} \quad (19)$$

计算得方向波谱对方向及频率积分后波谱的零次矩 m_0 及二次矩 m_2 , 经由下式可计算得示性波高 H_s 及平均周期 T_z :

$$H_s = 4.004 \sqrt{m_0} \quad (20)$$

$$T_z = \sqrt{m_0/m_2} \quad (21)$$

1.3 误差来源

应用浮标进行测波的误差及噪声来源有量测系统误差及计算器精度误差。其中量测系统误差又分为逻辑误差及数据拮取误差。前者产生之原因为量测原理或量测方式之限制造成; 后者肇因于量测过程中数字化取样及量测仪器电子组件性能的限制。

浮标测波的逻辑误差主要为测波时外在环境实际状况与量测原理中的假设前提不完全符合所致^[5]。应用浮标进行波浪方向性观测所做的主要假设有二: 1) 浮标壳体具有理想的随波特性, 亦即假设浮标壳体的运动与波浪水面变化在振幅及频率上是一致的, 且水位起伏造成浮标壳体上下位移、倾斜的反应是没有时间差的; 2) 对轴对称浮标的碟型浮标而言, 两正交方向之倾角反应是对称的。

实际测波作业上, 浮标壳体之随波性非为假设中的理想状态, 尤其对频率较高、波长较短的波浪, 良好的随波性的假设并不能适用^[6]。另一方面, 浮标壳体经由系缆锚定于固定的海域之中, 在风及流的作用下, 浮标壳体将被流体牵引, 由于底部受系缆牵制, 导致浮标壳体倾斜于流向, 而使浮标水下体积失去轴对称性, 使两正交方向之倾角对波浪作用力的反应不对称。

在资料撷取误差方面, 资料浮标观测波浪的一维能谱, 是由量测浮标壳体随水表面的起伏运动垂直加速度, 经函数转换求得水位谱。转换函数 $(2\pi f)^{-4}$ 为频率之函数, 必须注意的是, 在例如 $f=0.05\text{Hz}$ 等低频带的转换上, 加速度计极些微的噪声经 1.6×10^5 倍放大, 往往造成在水位谱低频处失真。

此外, 目前惯性姿态仪如双轴加速仪或陀螺仪被应用于浮标壳体倾度的量测上, 然而浮标壳体除了因海面坡度所产生倾度之外, 浮标不可避免亦会随波浪水粒子行圆周运动, 圆周运动之程度与锚系张力有关。圆

周运动之向心加速度作用力与实际海面倾度的重力分量将同时作用于倾度计上。此两力方向相反, 导致倾度计量测值讯号偏小。若浮标动态反应呈轴对称时, 上述两力合力方向并不会受到影响, 仍然是浮标倾斜的方向; 然而当浮标动态反应不呈轴对称反应时, 上述两力之合力方向便不与浮标倾斜方向一致, 造成波向分析的偏差。

方向波谱可视为一维能谱与方向分布函数内积, 由上述知: 因加速度谱与水位谱之转换函数造成的低频噪声放大是造成一维能谱观测误差主要来源; 浮标动态反应轴不对称是造成方向分布观测误差的主要来源。以下, 本文针对上述量测系统误差, 应用相关理论进行方向波谱分析修正, 减低误差影响, 确保分析结果之正确性。

2 一维能谱分析误差修正

2.1 低频噪声滤除经验公式

针对水位谱中低频噪声的滤除, 本文采用经验公式修正法: 先求得因加速度谱转换至水位谱时引入的噪声谱, 再将水位谱减去噪声谱以获得不受噪声影响的水位谱。假设资料浮标观测及分析得之水位谱可区分为三频带, 第一极低频, 为频率低于 0.02 Hz 之频带^[7], 重力波在此频带能量非常低, 然而观测值中的噪声由于经过转换函数的放大, 远大于实际波浪能量, 因此可将此频带内之讯号视为噪声; 第二为噪声能量与波浪能量值级范围接近之频带, 此频带内若不进行噪声滤除, 将会造成观测结果误差, 因此该频带区域之涵盖范围、噪声影响程度为本文探讨之对象; 第三区为噪声能量相对远小于波浪能量之频带, 在此区域的噪声干扰相对不明显。由于噪声大小与仪器特性及当时海况有关, 本文以海况相关的噪声谱经验公式修正减低第二区中噪声的影响。Lang^[7] 建议噪声谱可以下式表示:

$$NC(f) = K \times G [C_{11m}(0.01), C_{11m}(0.02)] \times (CF - f) \quad (22)$$

其中: $NC(f)$ 为噪声谱; CF 为截断频率, 为第二频带的上限, 表受噪声影响之频率范围; K 为经验常数; G 为 $C_{11m}(0.01)$ 与 $C_{11m}(0.02)$ 的函数。 $C_{11m}(0.01)$ 为 $f=0.01$ Hz 之实测加速度谱能量; $C_{11m}(0.02)$ 为 $f=0.02$ Hz 之实测加速度谱能量。经验常数 K 及函数 G 的形式则决定噪声谱之斜率。

2.2 本文方法及其应用

上述噪声谱中, 首先应先决定截断频率(CF), 确定噪声影响之范围。假设第一频带中的讯号为噪声, 每一观测记录中第一频带的噪声能量与不同频带能量间讯号能量之相关系数可以求出。图 3 为不同频带能量与噪声能量之相关系数一例, 图中较低频部分具有高度相关性, 表示该频带中隐含大量的噪声, 视该频带为仍受噪声影响之频带。随着频率的增加, 真实波浪能量逐渐反应于加速度谱上, 所观测得之加速度谱能量与噪声能量相关性逐渐减低, 而截断频率的决定即为决定噪声谱的影响范围。截断频率之决定非常重要, 截断频率的值估计过大, 虽然发生低频异常能量出现的机率降低, 但整个计算得到之一维波谱的能量势必变小, 而截断频率若估计过小, 则低频噪声将影响水位能谱之正确性。考虑统计上相关系数 ≤ 0.3 时可视为不相关, 本文选择相关系数为 0.3 所对应之截断频率 0.07 Hz 为噪声截断频率。

在经验常数 K 与 G 函数形式的决定上, Lang^[7] 统计 700 笔之实测资料后以人为之经验判断其值; Huang and Chen^[8] 则以试误法求解其值。然而不论是以人为经验判断, 或是以试误法求解, 所得结果往往因人而异, Huang^[8] 曾重新分析 Lang^[7] 之资料, 甚至无法重现其结果。另外, 上述之方法一旦决定 K 及 G 值, 其值便固定不变。因此为了使其较能适应各种海况, 常常要在一定的观测数据库中取一低频噪声较明显之资料, 做为求解 K 及 G 值的依据。本文改良前人方法, 令 $G = \text{MAX}[C_{11}(f \leq 0.02 \text{ Hz})]$, 其中对应之频率为 f_m , 为使噪声谱能完全包含 $f \leq 0.02$ Hz 时之加速度谱能量, K 为大于 $1/(CF - f_m)$ 的最小整数。此法优点为只需简单决定截断频率, 便能够针对不同的观测数据及不同之噪声能量自动地估算 K 值, 决定最佳化的噪声谱。如此不但可减低人为主观的判断, 并易于应用在作业化的计算器自动分析程序中。

图 4 为 2000 年秋季 1700 笔实测加速度频谱的平均值, 由图可知, 在 0.01 ~ 0.05 Hz 的极低频带受白噪音噪声之影响, 仍有相当些微噪声的存在。此平均加速度谱经转换后得到平均的水位谱如图 5 所示。由于转换函数将低频噪声放大, 在水位谱 0.05 Hz 以下的极低频带出现极大的伪能量值。为减低伪能量对于一维频谱分析产生的误差, 应用上述方法可求得每一笔实测数据之噪声谱如图 6 中粗线所示, 讯号能谱减去噪声谱后经转换所得水位谱经平均绘于图 7。本法确实可减低低频噪声放大之影响。实测 1700 笔资料的分析结果, 应用本文

方法与 Lang 法所分析得之示性波高及平均周期差异机率分布柱状图分别绘于图 8 及图 9, 结果显示 90% 的波高差异在 0.30 m 以内、平均周期在 0.3 s 内, 差异有限。然若比较图 8 中显示差异较大的实测资料如图 10 所示。

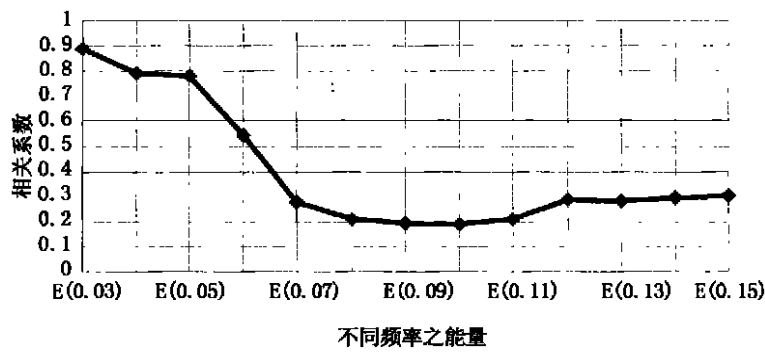


图 3 不同频率之加速能谱密度值与平均之噪声能谱密度值的相关系数
Fig. 3 Correlation coefficients between acceleration spectral density and mean noise spectral density in each frequency band

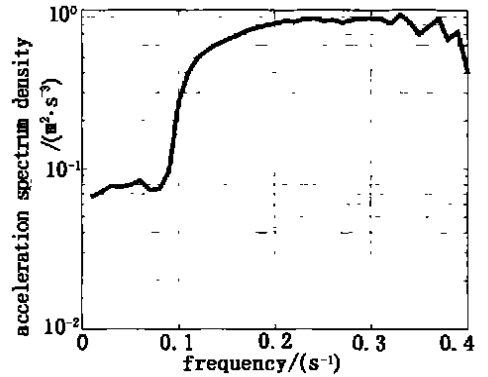


图 4 花莲资料浮标 2000 年 6~10 月观测垂直加速度谱平均

Fig. 4 The average of vertical acceleration spectra measured by Hua-lien data buoy from June to October 2000

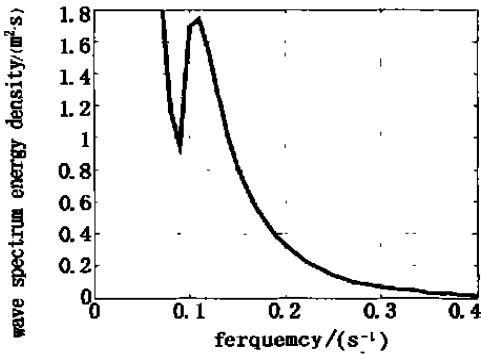


图 5 花莲资料浮标 2000 年 6~10 月实测垂直加速度谱转后得之水位能谱

Fig. 5 The average of vertical displacement spectra that are transferred from acceleration spectra, measured by Hua-lien data buoy from June to October 2000

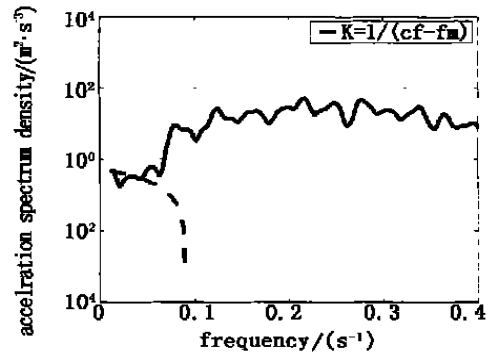


图 6 花莲资料浮标 2000 年 6 月 20 日 08:00 实测浮标垂直加速度谱及依据本文方法求出的噪声谱

Fig. 6 The vertical acceleration spectra measured by Hua-lien data buoy at 08:00, June 20, 2000 and the noise spectrum estimated by the proposed method

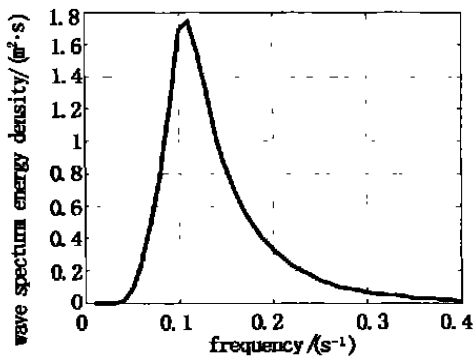


图 7 经本文方法修正的花莲资料浮标 2000 年 6~10 月水位谱

Fig. 7 The average of the spectra from Hua-lien data buoy from June to October 2000, corrected by the proposed method

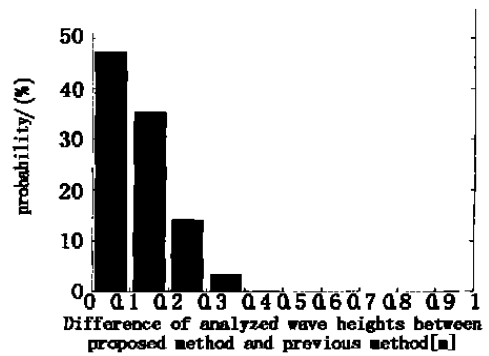


图 8 本文方法与 Lang 法修正花莲资料浮标 2000 年 6~10 月后波高分析差异机率分布柱状图

Fig. 8 Probability histogram of the differences of the wave heights analyzed by the proposed method and Lang's method respectively (The data were measured by Hua-lien buoy from June to October 2000)

相较于 Lang 法, 本文方法对去除实测能谱于 0.03 ~ 0.04 Hz 之噪声之效果为优。

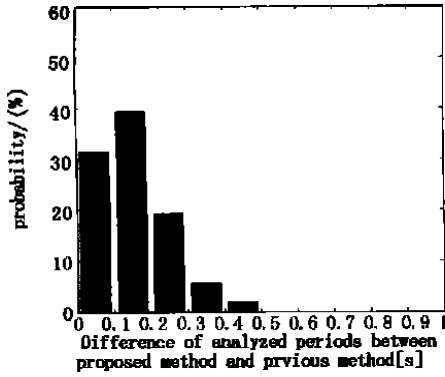


图 9 本文方法与 Lang 法修正花莲资料浮标 2000 年 6 ~ 10 月后周期分析差异机率分布柱状图

Fig. 9 Probability histogram of the differences of the wave periods analyzed by the proposed method and Lang's method respectively (The data were measured by Hualien buoy from June to October 2000)

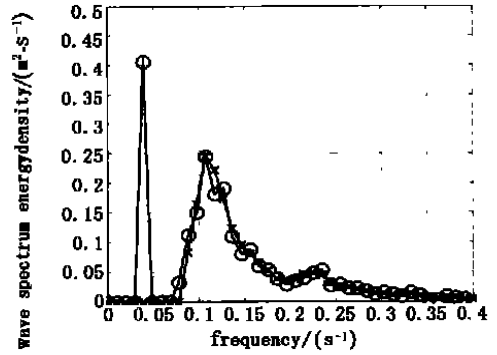


图 10 应用本文方法及 Lang 法修正花莲资料浮标 2000 年 9 月 28 日 04:00 实测资料之比较 (o 为 Lang 方法, x 为本文方法)

Fig. 10 Comparison of the displacement spectra by the proposed method (x) and Lang's method (o) (The data were measured by Hualien buoy from June to October 2000)

3 方向分布分析误差修正

3.1 波浪方向分析误差来源

前述造成波向观测产生误差的各种因素, 终将反应至浮标的观测讯号上, 包括垂直加速度、两正交方向之倾度讯号。若假设浮标壳体运动与水面之水位变化具有线性关系, 则浮标壳体运动与水面之水位变化间存在误差转换函数, 误差函数分别表示了浮标壳体运动与波浪水面运动在大小及时间上的差异, 相对于振幅的误差函数可分为垂直加速度振幅响应因子 R_h 及倾度振幅响应因子 R_s ; 在相位上的误差函数有垂直加速度相位延迟因子 ϕ_h 及倾度相位延迟因子 ϕ_s 。依据上述四项误差函数, 式(2)、(3)、(4)可表示为:

$$\left. \begin{aligned} (Z_a)_m &= \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} - (2\pi f)^2 (R_h)_{ij} a_{ij} \cos(2\pi f_{it} + \epsilon_{ij} + (\phi_h)_{ij}) \\ (Z_x)_m &= \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} - (R_s)_{ij} a_{ij} k_i \cos(\theta_j) \cos(2\pi f_{it} + \epsilon_{ij} + (\phi_s)_{ij}) \\ (Z_y)_m &= \sum_{j=1}^{\infty} \sum_{i=1}^{\infty} - (R_s)_{ij} a_{ij} k_i \sin(\theta_j) \cos(2\pi f_{it} + \epsilon_{ij} + (\phi_s)_{ij}) \end{aligned} \right\} \quad (23)$$

上式中等号左项下标 m 表示浮标观测仪器读数。若重复上一章之推导步骤, 可将同位谱及转向谱改写为:

$$C_{11} = \frac{C_{11m}}{R_h^2}, C_{22} = \frac{C_{22m}}{R_s^2}, C_{33} = \frac{C_{33m}}{R_s^2}, C_{23} = \frac{C_{23m}}{R_s^2}, Q_{12} = \frac{[Q_{12m} \cos(\phi_h - \phi_s) + C_{12m} \sin(\phi_h - \phi_s)]}{(R_h R_s)},$$

$$Q_{13} = \frac{[Q_{13m} \cos(\phi_h - \phi_s) + C_{13m} \sin(\phi_h - \phi_s)]}{(R_h R_s)}$$

将上式代入式(18), 可得:

$$\left. \begin{aligned} r_1 &= (2\pi f)^2 \frac{R}{k} \frac{\sqrt{Q_{12s}^2 + Q_{13s}^2}}{(C_{11m})}, \\ r_2 &= (2\pi f)^4 \frac{R^2}{k^2} \frac{\sqrt{(C_{22m} - C_{33m})^2 + (2 \times C_{23m})^2}}{C_{11m}} \\ \theta_1 &= \arctan(-Q_{13s} - Q_{12s}) \\ \theta_2 &= \arctan(C_{22m} - C_{33m}, 2C_{23m}) \end{aligned} \right\} \quad (24)$$

其中:

$$R = \frac{R_h}{R_s} \quad (25)$$

$$\phi = \phi_h - \phi_s \quad (26)$$

$$Q_{12s} = Q_{12m} \cos \phi + C_{12m} \sin \phi \quad (27)$$

$$Q_{13s} = Q_{13m} \cos \phi + C_{13m} \sin \phi \quad (28)$$

由于计算之主波向及方向分布宽度已经将振幅响应因子及相位延迟因子考虑在内, 若能决定 R 及 ϕ , 则可以求得正确之方向波谱。

R 及 ϕ 的推求方法可分为二类: 一为以数值模式或实验求得 R_h 、 R_s 、 ϕ_h 及 ϕ_s , 然由于影响浮标壳体运动的外在因素, 如锚定设计、风及流的效应, 均会改变浮标运动与水面波动间的转换关系, 以数值方法或实验求得 R_h 、 R_s 、 ϕ_h 及 ϕ_s 的值并不足以完全代表场观测的各种状况; 第二种方式则是利用浮标运动所观测得到之波数 k_m 与 R 及 k 之关系, 以及利用波浪垂直加速度及倾度之同位能谱密度函数 ϕ , 求得观测时刻浮标运动与水面波动间之正确的转换关系^[9]。然而该法只适用于浮标呈现中心轴对称的情况, 对于造成波向观测误差的主要原因, 浮标动带反应对中心轴不对称的状况, 无法处理。

3.2 本文修正波向观测误差方法

为能减低浮标波项观测之误差, 本文依据 Maximum heave/pitch quad-spectrum method 之理论^[9], 进一步修改其方法, 使其能适用于浮标呈现中心轴对称的情况, 将式(22)代入式(13)得:

$$k_m = (2\pi f)^2 \sqrt{\frac{C_{22m}(f) + C_{33m}(f)}{C_{11m}(f)}} = \frac{R_s}{R_h} (2\pi f)^2 \sqrt{\frac{C_{22}(f) + C_{33}(f)}{C_{11}(f)}} = \frac{R_s}{R_h} k = \frac{k}{R} \quad (29)$$

将式(25)代入式(18)得:

$$r_1 = \sqrt{\frac{Q_{12s}^2 + Q_{13s}^2}{C_{11m}(C_{22m} + C_{33m})}}, r_2 = \sqrt{\frac{(C_{22m} - C_{33m})^2 + (2 \times C_{23m})^2}{(C_{22m} + C_{33m})}}, \quad (30)$$

$$\theta_1 = \arctan(-Q_{13s}, -Q_{12s}), \theta_2 = \arctan(C_{22m} - C_{33m}, 2C_{23m})$$

由式(30)可知, R_h 及 R_s 对 r_1 及 r_2 的影响已经消除, 又因 $C_{12} = C_{13} = 0$

$$C_{12m} \cos \phi - Q_{12m} \sin \phi = 0 \quad (31)$$

$$C_{13m} \cos \phi - Q_{13m} \sin \phi = 0 \quad (32)$$

所以:

$$\phi = \arctan(C_{12m}, Q_{12m}) \quad (33)$$

$$\phi = \arctan(C_{13m}, Q_{13m}) \quad (34)$$

当浮标壳体呈轴对称反应时, 式(33)、(34)计算得到之 ϕ 一致, 在此情况下, 主波向不会受到响应因子及相位延迟因子的影响。然而实务作业上大多数的情况下, 依据式(33)、(34)计算得到之 ϕ 并不一致。Steele 利用坐标变换求得最佳的 ϕ 值, 将计算得到之 ϕ 值带入式(27)、式(28)以计算 Q_{12s} 、 Q_{13s} , 修正波向。

然而此处必须注意的是: 式(33)、(34)所计算之 ϕ 分别代表 z 轴加速度与东西向之相位延迟及 z 轴加速度与南北向之相位延迟, 实际上在二个不同的 ϕ 值间取最佳值所代表的意义只是所得到之误差为最小, 并无法真正的消去因相位延迟所造成的误差。考虑 z 轴加速度与东西向、南北向之 ϕ 为已知, 本文已将已知的 ϕ 分别代入式(27)及(28)中, 可计算得 Q_{12s} 、 Q_{13s} , 此法可正确地修正相位延迟所造成之误差, 将式(27)、(28)改写如下:

$$Q_{12s} = Q_{12m} \cos \phi_{12} + C_{12m} \sin \phi_{12} \quad (35)$$

$$Q_{13s} = Q_{13m} \cos \phi_{13} + C_{13m} \sin \phi_{13} \quad (36)$$

因 $C_{12} = C_{13} = 0$, 故:

$$C_{12m} \cos \phi_{12} - Q_{12m} \sin \phi_{12} = 0 \quad (37)$$

$$C_{13m} \cos \phi_{13} - Q_{13m} \sin \phi_{13} = 0 \quad (38)$$

所以:

$$\phi_{12} = \arctan(C_{12m}, Q_{12m}) \quad (39)$$

$$\phi_{13} = \arctan(C_{13m}, Q_{13m}) \quad (40)$$

最后将式(39)、(40)代入式(30), 可求得正确的 r_1 、 r_2 、 θ_1 及 θ_2 。由此法可将浮标运动与海面运动间之响应因子、相位延迟因子、已导入资料浮标观测方向波谱之主波向及方向分布计算得到修正。

3.3 实测资料之主波向修正

本文分析花莲 2000 年 6~10 月共 1700 笔现场观测结果,应用本文修正方法所求得之主波向与修正前比较,其主波向差异机率分布柱状图如图 11 所示。修正前、后主波向的差值 72% 小于 5°, 差异最大者为 12°。其中差异大于 5°者约有 50%, 其示性波高小于 0.5 m, 另外 50% 发生于台风时期等示性波高大的时候, 其中主波向差异最大者发生于 2000 年 8 月 23 日 22:00, 时值强烈台风碧利斯侵袭台湾。图 12 为碧利斯台风行经路径, 其于 8 月 23 日凌晨登陆台湾台东县, 当时花莲浮标实测资料经由本文方法修正前后之比较如图 13 所示, 受强烈风速拖曳及锚系张力影响, 当时浮标壳体之东西向平均倾度为 3°, 并不为零的倾度表示壳体倾斜造成水下体积轴不对称, 使方向波谱估算产生偏差。进一步将该 1700 笔主波向的差值与平均倾度的关系绘于图 14, 可看出当平均倾度愈大时, 修正前后之主波向差值亦有愈大的趋势。

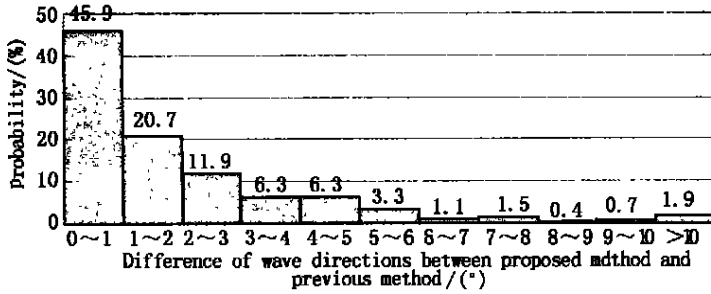


图 11 应用本文方法修正花莲资料浮标 2000 年 6~10 月实测资料前后主波向差异机率分布柱状图

Fig. 11 Probability histogram of the differences of the wave directions analyzed with correction and without correction(The data were measured by Hua-lien buoy from June to October 2000)

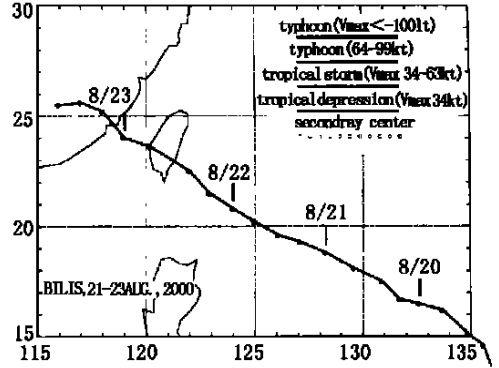


图 12 2000 年 8 月碧利斯台风路径图

Fig. 12 Path of Bilis typhoon

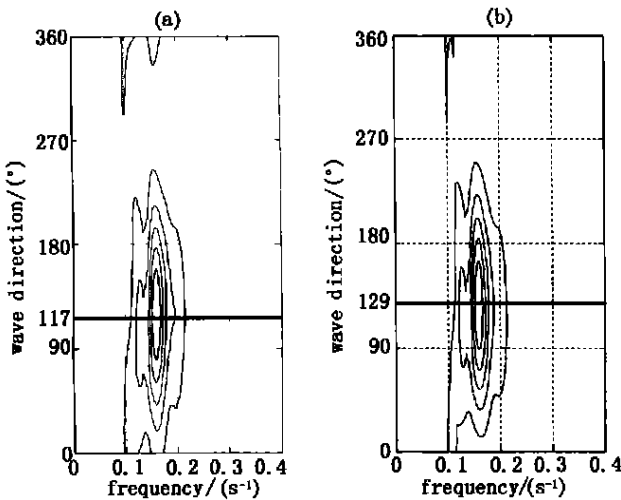


图 13 应用本文方法修正花莲资料浮标 2000 年 8 月 21 日 08:00 实测资料之方向波谱比较 (a) 为未经修正 (b) 为本文方法

Fig. 13 Comparison of directional wave spectra; (a) without correction, (b) corrected by the proposed method(The data were measured by Hua-lien data buoy at 08:00 August 21, 2000)

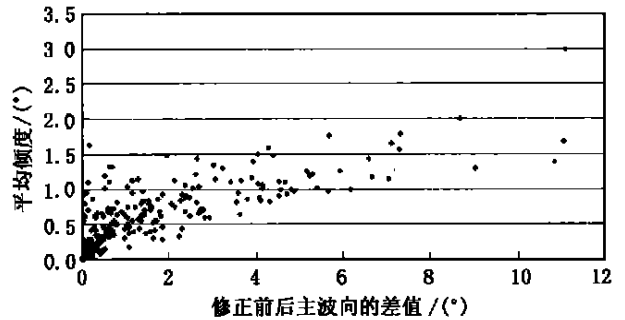


图 14 应用本法修正花莲资料浮标 2000 年 6~10 月实测资料前后主波向差值与浮标平均倾度关系

Fig. 14 The relationship of the average tilting angle of buoy hull to the difference of the wave propagation directions with correction and without correction.

4 结 语

方向波谱可视为一维频谱与方向分布函数内积, 本文分别讨论应用浮标观测一维能谱及方向分布函数之误差来源, 并企图减低误差之影响。在一维能谱噪声滤除方面, 本文将噪声滤除公式参数简化为单一个参

数(截断频率), 使易于应用于作业化的计算机自动分析, 并降低参数决定时人为主观因素的影响。在方向分布函数误差分析方面, 资料浮标对波浪之轴不对称动态反应是造成方向波谱分析中波向误差的主要原因, 而造成资料浮标对波浪之轴不对称动态反应的主要原因有仪器量测误差、风、流及锚系作用的影响。本文修正前人的方法, 使其能修正资料浮标对波浪之轴不对称动态反应所造成的相位延迟不一致所产生之主波向误差。经数值仿真验证, 本文的方法的确能消去因资料浮标对波浪之轴不对称动态反应所造成的相位延迟而对主波向之影响。本文实际分析花莲浮标之现场观测资料得知, 考虑与不考虑波浪运动与浮标运动间之振幅响应因子及相位延迟因子, 分析方向波谱之主波向的差异最大可达 12° , 在 5° 以内的有 72%。

参考文献:

- [1] 俞聿修. 随机波浪及其工程运用[M] . 大连: 大连理工大学出版社, 1992.
- [2] 王维纪. 浮标测波数据处理之评介[A] . 台北: 海象分析与预报研讨会论文集[C] . 1984.
- [3] 邓中柱. 作业化资料浮标之评介[A] , 台北: 海象预报与分析研讨会论文集[C] . 1994.
- [4] J Allender, T Audunson. The WADIC project: a comprehensive field evaluation of directional wave instrumentation[J] . Ocean Engineering, 1989, 16: 505—536.
- [5] M Isobe, K Kondo, K Horikawa. Extension of MLM for estimating directional wave spectrum[A] . Proc. Sympo. On Description and Modeling of Directional Seas[C] . 1984, Paper No. A—6.
- [6] K E Steele, C K Lau, Y H L Hsu. Theory and application of calibration techniques for an NDBC directional wave measurements buoy [J] . IEEE Journal of Oceanic Engineering, 1985, Vol. OE—10 NO. 4.
- [7] N Lang. The empirical determination of a noise function for NDBC buoys with strapped—down accelerometers[A] . Proc. IEEE Conference of Oceans' 87[C] . Halifax, NS Canada, 1987, 225—228.
- [8] M C Huang, J Y Chen. Wave direction analysis from data buoys[J] . Ocean Engng, 1998, 25(8): 621—637.
- [9] K E Steele, C C Teng, D W Wang. Wave direction measurements using pitch—roll buoys[J] . Ocean Engng, 1992, 19(4): 349—375.

(上接第 23 页)

- [5] 谢省宗, 钱 磷. 矩形柱体地震动水压力的近似计算[A] . 第一次全国流体力学学术讨论会论文集[C] . 上海科学出版社, 1964.
- [6] 肖天铎. 地震时变倾斜坝面的异重水压力[J] . 中国科学, A 辑, 1984, (7): 665—675.
- [7] 郑哲敏, 马宗魁. 悬臂梁一侧有水时的自由振动[J] . 力学学报, 1995, 3(2): 111—119.
- [8] Westergaard H M. Water pressures on dams during earthquakes[J] . Trans., ASCE, 1933, 98: Paper No. 1835, 418—433.