

①784-87

第18卷第3期
2000年8月海洋工程
OCEAN ENGINEERINGVol. 18 No. 3
Aug. 2000

文章编号:1008-9865(2000)03-0084-04

一种更有效的测量短波的方法*

靖春生, 隋世峰

(中国科学院 南海海洋研究所, 广东 广州 510301)

摘 要:使用传统的在海底(或海底以上几米处)固定压力测波仪的方法观测波浪,因水层的滤波作用而无法有效地观测到高频短波。本文提出一种新的观测方法——使用悬挂压力测波仪的方法观测波浪。通过数值方法模拟与实际比较吻合的波面,然后模拟固定压力测波仪和悬挂压力测波仪两种不同的方法获取此波面的水下压力记录曲线。应用传统谱分析的方法得到各自的压力频谱,再根据不同的情况分别换算成表面谱。通过数值的方法可以证明使用悬挂压力测波仪是一种更有效的测量短波的方法。

关键词:观测方法;短波;数值模拟**中图分类号:**P229**文献标识码:**A

波浪, 海洋

P714.1

A more effective method for short wave measurement

JING Chun-sheng, SUI Shi-feng

(South China Sea Institute of Oceanology, Academia Sinica, Guangzhou 510301, China)

Abstract: In this paper, the numerical method is used to simulate an ideal wave series, then by using different measuring means, two different pressure series are got. From these series and their pressure and surface frequency spectrums, a more effective method for short wave measurement using hung pressure wave gauges is obtained.

Key words: numerical simulation; short wave; measuring means

海浪观测与计算在海洋工程中始终占着很重要的位置,例如港口与桥梁的设计、海上石油平台的建造等都需要有一些必要的海浪参数。传统的压力式测波方法多是将压力测波仪固定在水底以上一定的高度上。众所周知,表面波的作用随深度衰减,水层的过滤作用是非线性的,且随频率而异,对于高频的短波衰减得很快,对于低频的长波就衰减得慢。这样在压力测波仪放置的深度上,短波很大部分被衰减掉,再加上周围环境噪音的干扰,测到的资料对分析短波很不理想,无法满足研究短波的要求。本文给出一种新的短波观测方法,并用数值方法证明用它观测短波是更加有效的。

1 原理及方法

1.1 压力测波的原理

在海面上,等压面就是海表面。海面以下某深度处的压力由两部分组成:一是静压,即由平均海平面到此深度的水体产生的压力;二是动压,即主要由波动产生的压力。如果此深度不是很大,则等压面同海面类似,也是上下波动的。由波动产生的压力随深度的增加而逐步衰减,当深度足够大的时候,动压就衰减为零,不再起作用,这时的等压面就是水平的。

* 收稿日期:1999-04-23

基金项目:“九五”中国科学院资源与环境研究重大项目资助(KZ951-A1-405)

作者简介:靖春生(1974—),男,硕士,主要从事海洋数值模拟研究工作。

如前所述,传统的测量波浪的方法是在海底或海底以上几米处固定压力测波仪(以下简称测波仪),由压力探头感应压力的变化,从而记录到海面的波动。但是当水深比较大的时候,比如水深达到水平等压面深度时,由固定测波仪测到的只是一条直线,无法反应海表面的情况。相反如在海面放一个浮标,下面挂一个测波仪,并假定绳子足够长,使测波仪所在深度的等压面为水平。这样,测波仪随着波面的起伏上下运动,测到的完全是静压,并且测到的压力曲线和波面记录曲线是一一对应的,只不过是两种波动位相相差 180° 。当然,这是很理想的情况,实际上是很难做到,一来工程海区并不是很深,无法达到上述的深度;二来由于流场的存在,如果绳子过长位置会有很大的偏差;另外仪器的灵敏度也是制约因素之一。

把在有限深度用固定测波仪得到的压力记录换算为海面的波谱,是处理压力资料比较常用的方法。具体的做法是:先算出压力记录的压力谱,然后利用下面的公式(1)把压力谱换算为海面波谱。

$$S_{\zeta}(f) = S_{pp}(f)/k_p^2 \quad (1)$$

其中 $S_{pp}(f)$ 代表固定测波仪的压力谱, $S_{\zeta}(f)$ 代表表面谱, k_p 为换算系数。具体形式为:

$$k_p = \frac{\cosh k(d+z)}{\cosh kd} \quad (2)$$

由(2)式可知, k_p 的值随频率的增加而减小,目的是放大衰减比较厉害的短波信号以达到还原的目的。但是实际观测的资料会包含实测现场的一些干扰因素,例如船舶马达的振动、测波仪附近鱼群的游动等高频干扰信号,这些干扰信号通过放大会使得换算得到的表面谱曲线在高频部分向上翘,覆盖了波面原来的短波信号,出现失真。

2.2 方法的变通

既然使用固定在海底的测波仪因方法的原因无法有效地测到短波,而船用测波仪又有水深的限制,因此采取一个折中的方案:用浮标悬挂一个测波仪,测波仪和浮标之间的距离保持不变,设为 z 。这样测波仪随波面起伏上下摆动,那些在深度 z 处完全被水层过滤掉的短波可以被有效地观测到,缺点是对长波的测量不利。不过同样可以将压力谱通过换算公式(3)换算成表面谱,得到比较真实的结果。

$$S_{\zeta}(f) = S_{pp}(f)/(k_p - 1)^2 \quad (3)$$

上式中的 $S_{pp}(f)$ 代表悬挂压力测波仪的压力谱, $S_{\zeta}(f)$ 代表表面谱。这里的压力补偿换算比把压力测波仪固定在水下某深度上所需要的压力补偿换算效果要好得多,前者由于短波信号衰减大,环境噪音混淆严重,所以无法恢复海面短波的状况,而后者所要补偿的是频率较低的长波信号,虽然记录到的长波信号也可能很弱,但可以和环境噪音分开,换算不易失真。

3 数值模拟及验证

3.1 波面的数值模拟

用波的叠加^[1,2]来模拟海浪,主要采用文献[1]的方法。令 $S(f)$ 代表以频率 $f(=1/T, T$ 为周期)表示的双侧谱,则一维波面可以表示为

$$\zeta(t) = 2 \int_0^\infty \sqrt{S(f)} df \cos(kx - 2\pi f t + \varepsilon) \quad (4)$$

其中 x, t 分别代表位置和时间, ε 为在 $(0, 2\pi)$ 区间内均匀分布的随机相位,波数 k 通过频散关系:

$$(2\pi f)^2 = kg \tanh kd \quad (5)$$

与 f 相联系,上式中 g 为重力加速度, d 为水深。

设谱 $S(f)$ 于范围 $f > F$ 已小得可以忽略。将频率范围 $(0, F)$ 依等能量的划分方法选定频率 $f_0, f_1, f_2, \dots, f_m$,且 $0 = f_0 < f_1 < f_2 < \dots < f_m = F$,使各频率间隔内的能量相等。并取频率间隔 $\Delta f_i = f_i - f_{i-1}$ 的中间频率

$$\tilde{f}_i = \frac{f_i + f_{i-1}}{2} \quad (6)$$

代表离散频率。

这样把 m 个简单波动叠加起来以得到波面

$$\zeta(t) = 2 \sum_{i=1}^m \sqrt{S(\tilde{f}_i) \Delta f_i} \cos(k_i x - 2\pi \tilde{f}_i t + \varepsilon_i) \quad (7)$$

取 5m/s 风速下的 P-M 谱为靶谱,子波个数 $m=400^{[3]}$,模拟波面如图 1 所示。

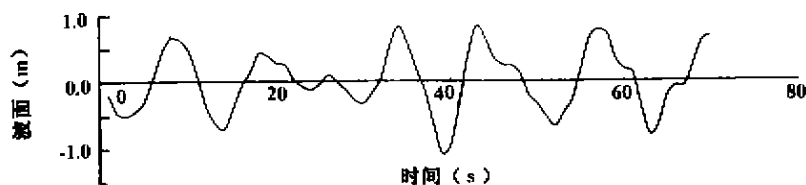


图 1 模拟波面的部分记录

Fig. 1 Partial record of simulated wave surface

对模拟的波面进行谱分析,得到它的频谱(单侧谱),作为验证的依据,见图 2。图中虚线为靶谱,实线为模拟的谱,基本上能达到模拟的要求。在 0.5~1.0Hz 的频段上,仍然有能量存在,说明模拟的波中有 1—2s 的短波存在。

3.2 压力资料的获取

为简单起见,假定波动沿 $+x$ 轴方向传播。在海面以下 z (取为 -7m) 处放置两个测波仪,一个为悬挂放置(称为测波仪 1),另一个为固定放置(称为测波仪 2)。根据已经模拟出的波面以及压力衰减公式(8)可以得到理想状况下两个不同的时间序列:测波仪 2 测到的压力记录 $P_2(t)$ 是由波面记录按组成波分别衰减到海面以下 $z\text{m}$ 处得到的;测波仪 1 测到的压力记录 $P_1(t)$ 为波面记录减去测波仪 2 的压力记录,即 $P_1(t) = \zeta(t) - P_2(t)$;两组压力记录分别以相应水柱的高度来表示。

$$P(t) = P_w g a \frac{\cosh k(d+z)}{\cosh kd} \cos(kx - 2\pi ft) \quad (8)$$

式(8)中 z 轴向上为正,波沿正 x 轴传播, k 为波数 ($=2\pi/L$, L 为波长), a 为自由表面上的振幅, P_w 为水的密度, d 为至水底的深度。

为了进一步验证此方法的有效性,对香港维多利亚港用 S_{147W} 测得的实测资料进行处理,去掉压力记录的低频部分,得到其高频信号,并以此作为噪音干扰信号。分别在压力记录 $P_1(t)$ 和 $P_2(t)$ 中加入这一高频的噪音干扰信号以模拟较实际的压力资料,分别得到另外两组压力记录,记为 $P_1'(t)$ 和 $P_2'(t)$ 。

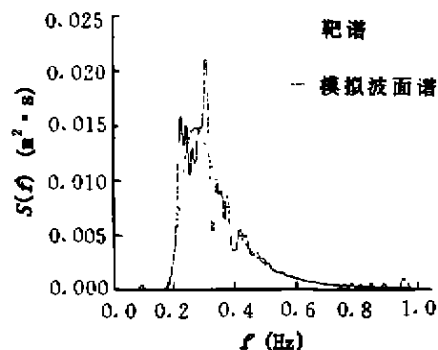


图 2 模拟表面谱与靶谱的比较

Fig. 2 Comparison between simulated spectrum and target spectrum

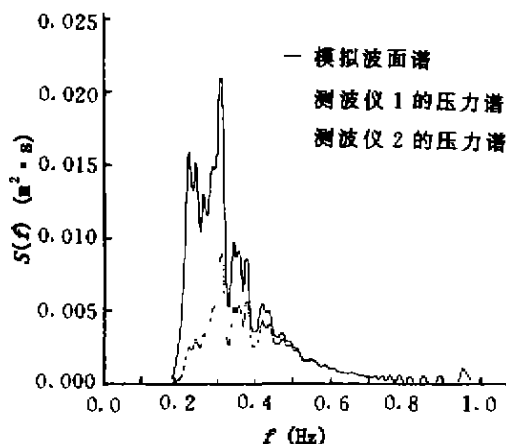


图 3 表面谱与测波仪 1、2 的压力谱

Fig. 3 Surface spectrum and pressure spectrums

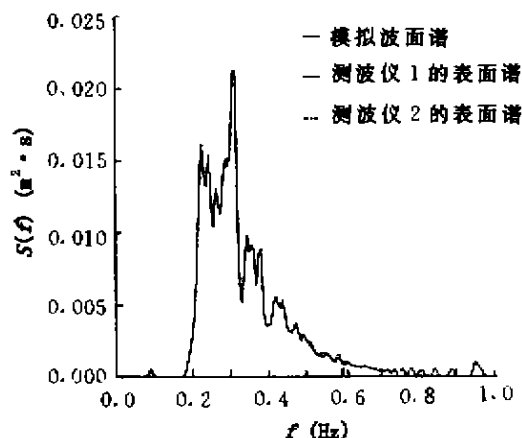


图 4 模拟表面谱与换算后的压力谱

Fig. 4 Simulated spectrum and converted pressure spectrums

3.3 由不同压力记录计算表面谱的效果

3.3.1 对得到的测波仪1和测波仪2的压力记录 $P_1(t)$ 和 $P_2(t)$ 计算其压力谱,见图3。测波仪1的压力谱在高频部分($f > 0.4\text{Hz}$)比较接近模拟表面谱,说明用悬挂测波仪的方法测量短波比较有效;而测波仪2的压力谱在低频部分($f < 0.4\text{Hz}$)比较显著,说明用固定压力测波仪的方法对长波的测量是有效的。

3.3.2 将压力记录 $P_1(t)$ 和 $P_2(t)$ 的压力谱分别按公式(1)和(3)换算成表面谱,结果都和模拟的表面谱比较吻合,见图4,原因是 $P_1(t)$ 和 $P_2(t)$ 是在无干扰信号的模拟情况下获得的。这只能说明两种方法都具有对长波测量的有效性,而不能说明对短波测量的效果。

3.3.3 分别计算加进了高频干扰信号的压力记录 $P_1'(t)$ 和 $P_2'(t)$ 的压力谱,然后再将压力谱换算成表面谱,见图5、图6。可以清晰地看到,那些由测波仪2记录的高频噪声干扰信号通过换算变得很大,完全失真;然而由测波仪1记录的高频噪声干扰信号经换算并未掩盖原来的短波信号。由此可以证明,通过悬挂压力测波仪的方法可以更有效地测到短波。

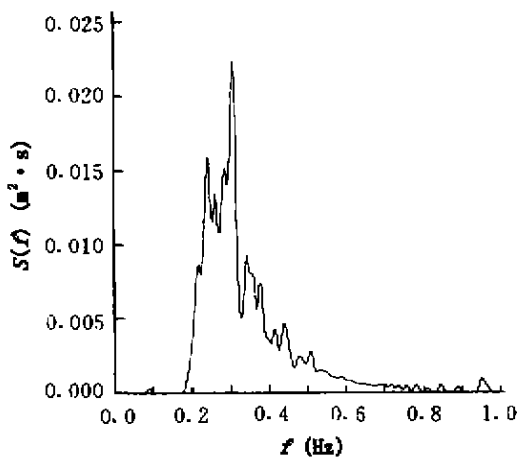


图5 $P_1'(t)$ 的换算表面谱

Fig. 5 Converted spectrum of $P_1'(t)$

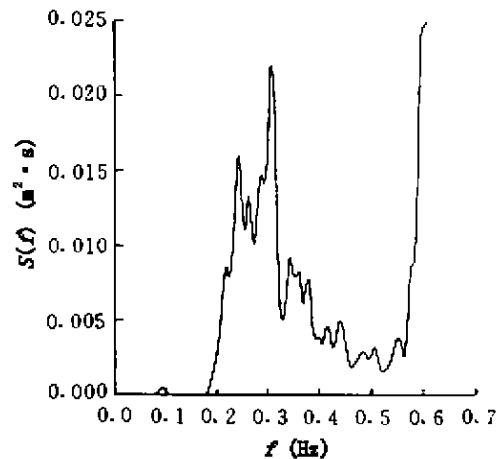


图6 $P_2'(t)$ 换算表面谱

Fig. 6 Converted spectrum of $P_2'(t)$

4 结论

在实际观测中,用固定压力测波仪的压力谱换算得到的表面谱,在高频部分会因放大的干扰信号而迅速翘升,掩盖了原来的短波信号,无法有效地测量短波。从模拟计算结果可以看到,通过由悬挂测波仪得到的压力资料得到的结果明显且有效地测到了短波,把悬挂测波仪的压力谱换算成表面谱,在高频段不会出现上述的翘升,保证了短波测量的有效性,效果比固定测波仪测到的资料要好得多。由此看来,使用悬挂测波仪测量短波是一个值得推广的测量短波的方法。

参考文献:

- [1] 文圣常,余宙文. 海浪理论与计算原理[M]. 科学出版社,1984,220-225;228-241;276-279.
- [2] 黎满球,陈俊昌. 由模拟波面统计分析波高-周期联合分布[J]. 热带海洋,1996,15(3):36-43.
- [3] 蒋德才,张大错. 海浪单过程的数值模拟[J]. 山东海洋学院学报,1981,11(1):32-44.
- [4] 俞聿修,柳淑学,李黎. 多向不规则波浪生成的数值方法[J]. 海洋学报,1992,14(4):140-146.