

海浪双峰方向分布的一种物理解释*

赵栋梁 臧小红

(青岛海洋大学物理海洋研究所 青岛 266003)

摘要 用18个波高计组成的直径为40cm的圆形阵列在大型风浪槽内系统地测量了风浪和涌浪方向谱。用两种分辨力较高的方向谱估计方法最大似然法(MLM)和贝叶斯方法(BDM)分析的结果表明:风浪高频域出现的依赖于估计方法的双峰方向分布是一种物理假象;在较成长的涌浪低频域,得到跟传播方向对称、两峰间隔大约 60° — 90° 非常规则的双峰方向分布,它跟频率和涌浪的成长状态有关,而跟估计方法无关,这种现象可以用非线性波-波相互作用过弱,在不同方向之间不能有效传递能量来解释。

关键词 双峰方向分布 非线性波-波相互作用 估计方法

学科分类号 P731.22

海浪谱一直是海浪研究的中心问题之一,卫星遥感、海工建筑物设计、海浪预报和大气海洋相互作用研究都需要了解海浪谱。经过多年的努力,对有限风区条件下的频谱演化有了一定的了解,并相继提出了 Neumann 谱、PM 谱、JONSWAP 谱和文氏谱等,并且在预报有效波高和有效周期方面获得了一定的成功。然而,对于海浪方向谱,尚有许多问题有待澄清。这一方面由于测量难度大,另一方面从观测资料获得方向谱远比获得频谱困难得多。迄今为止,人们对有限风区理想情形下的海浪方向谱的特征定性上达成一种共识,即方向分布呈单峰性且主波向跟风向一致,于峰频附近方向分布最窄,随着频率的增大或减小,方向分布逐渐变宽(Mitsuyasu *et al*, 1975; Hasselmann *et al*, 1980; Donelan *et al*, 1985)。Young 等(1995)用7个波高计组成的阵列在 George 湖的观测结果对方向分布单峰性这一传统观点提出了挑战,在二倍峰频附近的高频域,发现方向分布呈现双峰或多峰性,并将此归究于强非线性波-波相互作用使能量由风向向其他方向转移的结果;Banner 等(1994)利用 WAM 海浪数值预报模式,对高频域不加指数律限制,整个谱形由直接计算给出,发现除高频域外,低频也会出现双峰方向分布。

迄今关于方向谱的研究都是针对风浪而言,尚未见到涌浪方向谱的研究。本研究第一次用两种分辨力较高的方向谱估计方法分析风浪和涌浪方向分布,试图消除因估计方法不同和资料可靠性所造成的影响,从而对双峰方向分布做更深入细致的研究,探讨其物理本质。

* 留学回国人员科研基金资助项目。赵栋梁,男,出生于1964年3月,博士,讲师, E-mail: dlzhao@lib.ouqd.edu.cn

收稿日期:1997-10-30,收修改稿日期:1998-05-12

1 观测和分析方法

实验是在日本九州大学应用力学研究所大型风浪槽中进行的。水槽长 54m, 宽和高分别为 1.5 和 2m。18 个容量型波高计等间隔排列, 组成直径为 40cm 的圆形阵列, 置于水槽的中央线上。在风速为 4、5、6、8、9、10 和 12m/s 时, 分别于距吹风口 15、20、25、30、35、40m 处测量, 获取风浪资料。在风的持续作用下, 浪不断地生成传播, 距吹风口 17.5m 到 20m 处, 用弧形板将风引出风浪槽, 从距吹风口 20m 开始, 浪不再受风的作用而形成涌浪, 分别在 25、30、35、40m 处测量, 生成涌浪的风速分别为 5、7.5 和 10m/s。每一测量过程为 120min, 采样频率为 50Hz。

方向谱估计除依赖于观测资料本身所包含的信息量外, 估计方法的选择也是非常重要的。最大似然法 (MLM) (Isobe *et al*, 1984) 和贝叶斯方法 (BDM) (Hashimoto *et al*, 1987) 被认为是分辨力较高的两种估计方法。MLM 的基本思想为: 由观测所得到交叉谱含有噪声, 获得方向谱是自噪声中检测出信号问题。这一方法得到了广泛应用。BDM 则根据方向分布函数的物理特点, 对其均匀离散, 以赤池判据 ABIC 最小为标准, 逐步逼近真实分布。一般而言, BDM 比 MLM 具有更高的分辨力, 缺点是需要逐次迭代, 计算相当复杂, 很少被应用于实测资料。

首先用数值模拟方式, 检验了 MLM 和 BDM 对圆形阵列的可靠性。任意输入一个方向分布, 做出交叉谱, 再从交叉谱出发, 由估计方法再现输入的方向分布, 其结果跟输入方向分布相比较, 以确定估计方法的优劣性。结果表明: BDM 的再现性比 MLM 为优, 且计算稳定性非常好, 但计算时间大约是 MLM 的 400 倍。特别值得注意的是, MLM 存在某种计算不稳定性, 表现为有时发散, 有时在输入为单峰方向分布时再现出双峰方向分布, 大量的数值模拟实验表明这种现象跟分布宽窄、噪声水平高低及频率大小无关, 而是源于方法本身潜在的缺点 (桥本典明等, 1993)。

2 分析结果

海浪方向谱一般可以写成频谱和方向分布函数的乘积形式 (Mitsuyasu *et al*, 1975)

$$S(f, \theta) = S_1(f)G(\theta, f) \quad (1)$$

其中, $S_1(f)$ 和 $G(\theta, f)$ 分别为海浪频谱和方向分布函数, 与浪的成长状态有关。方向分布函数满足归一化条件

$$\int_{-\pi}^{\pi} G(\theta, f) d\theta = 1 \quad (2)$$

所谓方向分布就是针对 $G(\theta, f)$ 而言的, 对于频谱已有大量的研究, 方向分布的研究相对较少。

取观测资料的每个集合为 4096 个数据点, 120min 长的资料可分为 87 个集合, 对每个集合作快速傅立叶变换 (FFT) 得到关于 18 个波高计间的交叉谱, 做集合平均后, 再分别用 MLM 和 BDM 估计方法分布。结果表明, 不管是风浪还是涌浪, 于峰频附近, 方向分布均呈单峰性, 且跟估计方法无关。但是, 在风浪的高频附近 (图 1), 由 MLM 一般给出双峰或多峰方向分布, 并且频率越高, 这种倾向就越明显, 跟 Young 等 (1995) 的结果一致; 而对于同一资料, BDM 一般仍给出单峰方向分布, 偶尔出现双峰方向分布, 却不存在多峰方向分布, 而且双峰方向分布与频率没有直接关系, 因此, 于风浪高频域, 由 MLM 和 BDM 所得

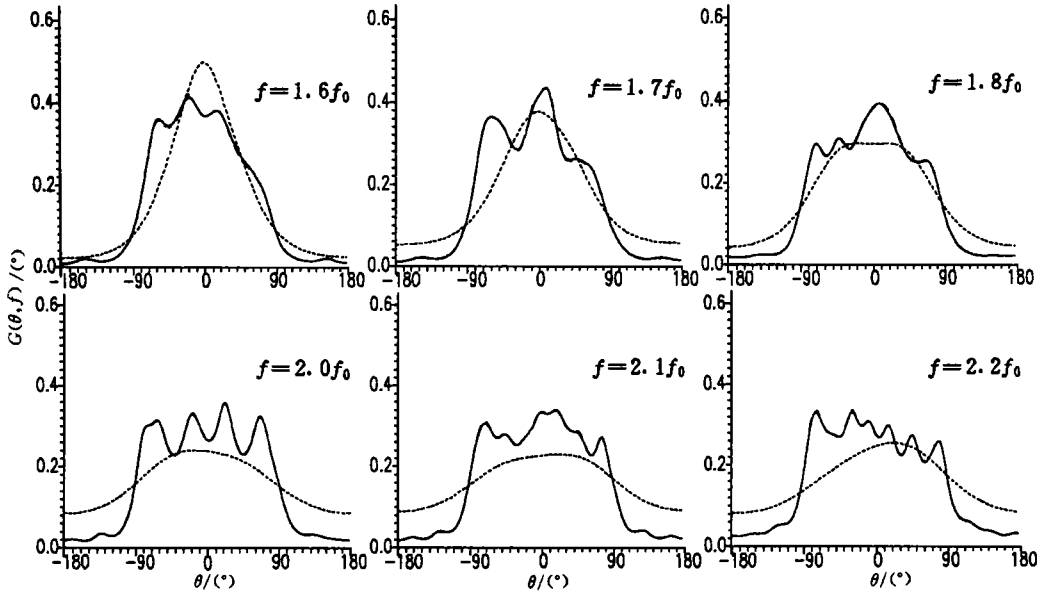


图1 由MLM和BDM得到的风浪高频域的方向分布

Fig.1 Directional distributions of wind waves within the high frequency range, obtained on the basis of the MLM and BDM methods

(距吹风口30m, 风速 $U_1=9\text{m/s}$, f_0 代表峰频率)

—MLM; --BDM

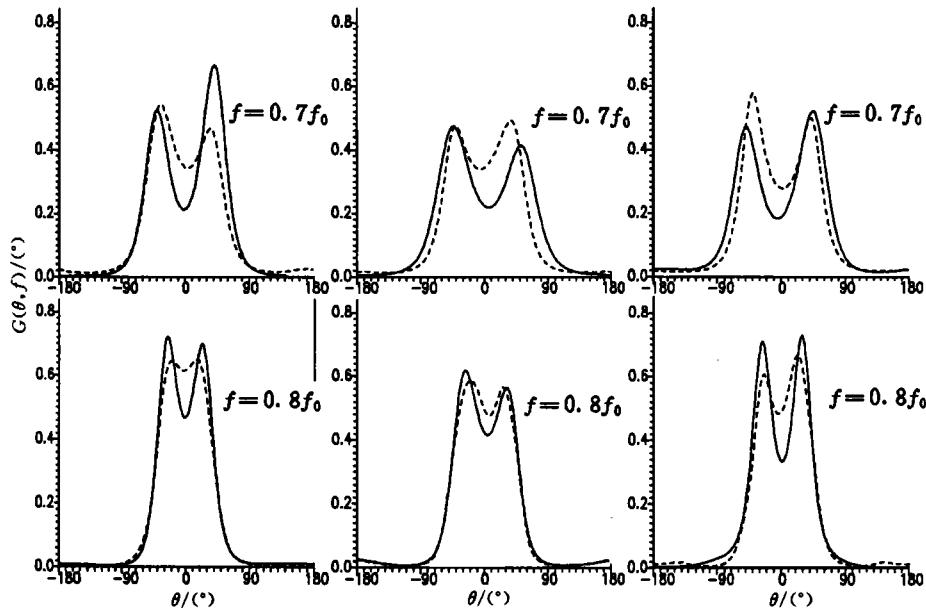


图2 由MLM和BDM得到的涌浪低频域的方向分布

Fig.2 Directional distributions of swells within the low frequency range, obtained using the MLM and BDM methods

(生成涌浪的风速 $U_1=5\text{m/s}$, f_0 代表峰频率, 每排从左到右距吹风口30、35、40m)

—BDM; --MLM

到的结果之间是不协调的,双峰方向分布的存在与否跟估计方法有关。

为进一步说明双峰方向分布的真实性问题,对涌浪资料进行了同样处理。在涌浪高频域,方向分布仍呈单峰性,但在涌浪的低频域,得到跟传播方向对称、两峰间隔大约 60° — 90° 非常规则的双峰方向分布(图 2)。两峰间隔跟频率有关,越靠近峰频,间隔越小,并且涌浪愈成长,双峰方向分布愈明显,所对应的频率也就愈靠近峰频,跟风浪高频域不同,这里的双峰方向分布不依赖于估计方法。需要说明的是,这里涌浪成长概念是为了跟风浪成长相对应,指涌浪向远处的传播,随传播距离的增大,高频组成波迅速衰减,峰频向低方向移动,谱宽度变窄,涌浪整体能量不断减少。

3 讨论和比较

关于风浪高频域的双峰方向分布,Rikiishi(1978)用 12 个波高计组成的阵列在实验室测量方向谱,采用一种不作交叉谱仅适用于圆形阵列的估计方法进行了分析,发现偶而产生双峰方向分布,与频率高低无关。本文的前期工作中,曾验证了这种估计方法的可靠性,发现其稳定性很差,分辨力也较 MLM 低得多,因此其双峰方向分布的真实性令人怀疑。Holthuisen(1983)利用空中摄影方法在欧洲的北海进行了观测,正如作者本人明确指出的那样,其双峰分布的出现是由于不同传播方向的风浪和涌浪的混合,不仅出现在高频域,而几乎存在于整个频域。Jahne 等(1990)用激光折射技术在实验室测量方向谱,所测量的频率已达 100Hz,为重力-毛细波范围,已不属于水重力波的双峰方向分布问题。Brissette 等(1992)用三个波高计组成的阵列在加拿大的 St. Clair 湖进行了观测,其双峰方向分布可归究于流引起的折射影响,而且,他们采用了可能会产生问题的 MLM 估计方向谱。

Young 等(1995)首次明确指出双峰方向分布的存在性问题。正如前面已经提到的,由于 MLM 自身的不稳定性,会将一个单峰方向分布再现成双峰性方向分布,特别是在高频附近,噪声对信号的影响比较大,会大大降低估计方法的分辨力。本研究证实风浪高频域的双峰方向分布依赖于估计方法,BDM 仍给出单峰方向分布,而 BDM 被认为比 MLM 具有更高的分辨力;还有一个应该考虑的因素是由于三阶非线性相互作用的影响,随着频率的增大,跟自由波相比,高次谐波或跟主成波具有相同相速度的短波会占据高频波的主要成分,它们不再满足简单的线性频散关系(Mitsuyasu *et al.*, 1979;赵栋梁,1998),仍然采用线性频散关系估计方向谱,其结果值得商榷。综合以上原因,可认为 Young 等(1995)所发现的双峰方向分布是不真实的。

非线性波-波相互作用是制约海浪成长与发展的重要过程,三代不同的海浪数值预报模式也是以此为基准划分的。但是,由于非线性波-波相互作用的数值计算非常复杂,在第三代模式 WAM 中,从连续无限的 4 波共振配置中仅取其中的一组,再引入适当的相互作用系数进行计算,这样做的结果显然不精确,Banner 等(1994)正是在此前提下于风浪的低频和高频附近得到了双峰方向分布。Komatsu 等(1996)改进了 WAM 在处理非线性源函数时过分近似的缺陷,选取 2000 组配置进行计算,结果发现低频处的双峰方向分布变成通常的单峰方向分布,高频处的双峰方向分布也得到很大改善。因此有理由认为,目前第三代海浪数值预报模型中出现的双峰分布是非线性相互作用项被过分近似的结果,而非真实的物理现象。

从以上讨论可以看出,迄今为止所观测到的风浪双峰方向分布的存在性尚存在很大

疑问,而对于涌浪双峰方向分布尚未见到报道,它不依赖于估计方法,是一种真实的物理现象,有必要对此作出解释。

4 非线性相互作用与双峰方向分布

水槽所射是产生双峰方向分布可以想象的原因之一。实验前,已经对消波设备进行了各种各样的设计,以求最大限度地吸收入射波,因此,反射效应应该很小,两峰大小相差应很大;其次,假如是反射波的影响,所形成的双峰方向分布的两峰间隔应在 180° 左右,而不是现在所看到的相隔 90° 左右,因此,这里的双峰方向分布不可能是反射的结果。

由于不存在风输入和波破碎(白浪)的影响,控制涌浪成长(衰减)过程的主要因素只有非线性波-波相互作用,因此,它应是产生双峰方向分布的原因。

通过湍流雷诺应力,风将能量传递给风浪的高频组成波,非线性波-波相互作用则将能量在不同频率和方向之间进行分配,使能量趋于均匀分布,方向分布依赖于频率反映了非线性波-波相互作用的影响。数值计算表明,非线性相互作用可使一个双峰频谱向单峰频谱演变,这种作用越强,演变的速度越快(Masson, 1993; Komatsu *et al.*, 1996)。同样,风输入将能量主要集中于风向,非线性相互作用则使能量向其他方向传播,使方向分布变宽;或者使双峰方向分布向单峰方向分布转变,其效果都是使能量趋于均匀分布。亦即,只有当非线性相互作用足够强时,海浪方向分布才能保持单峰性,否则由于在不同方向之间不能有效地传递能量,将导致双峰方向分布的出现。

从本文的观点出发,对涌浪低频域的双峰方向分布作出了解释。由于风输入是风浪保持单峰方向分布的一个重要因素,这种影响主要集中在风浪的高频域,而高频域的非线性波-波相互作用比低频域强,因此,风浪高频域一般应呈现单峰方向分布。另一方面,由于不存在风的输入,随着传播距离的增大,涌浪高频组成波迅速衰减,波面变得平滑,特别是涌浪低频处,波长很长而谱值很小,从而组成波的波陡很小,非线性波-波相互作用很弱,不能在不同方向之间有效地传递能量,因而导致双峰方向分布的出现。事实上,在第三代海浪数值预报模式中,取很低频率处的非线性波-波相互作用为零。

5 结语

用 MLM 和 BDM 两种不同的估计方法分析了风浪和涌浪的方向分布,指出 Young 等(1995)用 MLM 在风浪高频域得到的双峰方向分布是一种物理假象,是估计方法本身的缺陷;而本文在涌浪低频域得到的不依赖于分析方法的双峰方向分布才是符合实际的。较强的非线性波-波相互作用是海浪保持单峰方向分布的前提,若这种作用太弱时,在不同方向之间不能有效地传递能量,将导致双峰方向分布的出现。另外,分析表明越成长(衰减)的涌浪产生双峰分布的比率越大,再次证明了非线性波-波相互作用越弱越易于导致双峰方向分布出现这一推断的正确性。

参 考 文 献

- 赵栋梁, 1998. 非线性相互作用对高频方向谱估计的影响. 青岛海洋大学学报, 28(4): 531—535
- 桥本典明, 永井纪彦, 浅井正等, 1993. 海洋波の方向スペクトルの推定における最大エントロピー-原理法(MEP)の拡張. 港湾技术研究所报告, 32(1): 3—25
- Banner M L, Young I R, 1994. Modelling spectral dissipation in the evolution of wind waves. *J Phys Oceanogr*, 24: 1550—1671

- Brisette F P, Wu J, 1992. Wave directional spectra and current interaction in Lake St. Clair. Third International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, Montreal, Canada: Environment Canada, 23—30
- Donelan M A, Hamilton J, Hui W H, 1985. Directional spectra of wind-generated waves. *Phil Trans Royal Soc London*, A315: 509—562
- Hashimoto H, Kobune K, Kameyama Y, 1987. Estimation of directional spectrum using the Bayesian approach and its application to field data analysis. *Rep Port Harb Res Inst*, 26: 57—100
- Hasselmann D E, Dunckel M, Ewing J A, 1980. Directional wave spectra observed during JONSWAP. *J Phys Oceanogr*, 10: 1 264—1 280
- Holthuijsen L, 1983. Observations of the directional distribution of ocean-wave energy in fetch-limited condition. *J Phys Oceanogr*, 13: 191—207
- Isobe M, Konda K, Horikawa K, 1984. Extension of MLM for estimating directional spectrum. Symposium on Description and Modelling of Directional Seas, Copenhagen. Denmark: DHI and MMI, 1—15
- Jahne B, Riemer K S, 1990. Two-dimensional wave number spectrum of small-scale water surface waves. *J Geophys Res*, 95: 11 531—11 546
- Komatsu K, Masuda A, 1996. A new scheme of nonlinear energy transfer among wind waves: RIAM method. *J Oceanogr*, 55: 509—537
- Masson D, 1993. On the nonlinear coupling between swell and wind waves. *J Phys Oceanogr*, 23: 1 249—1 258
- Mitsuyasu H, Tasai F, Shuhara T, *et al*, 1975. Observations of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy. *J Phys Oceanogr*, 5: 750—760
- Mitsuyasu H, Kuo Y Y, Masuda A, 1979. On the dispersion relation of random gravity waves. II An experiment. *J Fluid Mech*, 92: 731—749
- Rikiishi K, 1978. A new method for measuring the directional wave spectrum (II) Measurements of the directional spectrum and phase velocity of laboratory wind waves. *J Phys Oceanogr*, 8: 518—529
- The WAMDI Group, 1988. The WAM model—A third generation of ocean wave prediction model. *J Phys Oceanogr*, 18: 1 775—1 810
- Young I R, Verhagen L A, Banner M L, 1995. A note on the bimodal directional spreading of fetch-limited wind waves. *J Geophys Res*, 100: 773—778

PHYSICAL EXPLANATION OF BIMODAL DIRECTIONAL DISTRIBUTION OF OCEAN WAVES

ZHAO Dong-liang, ZANG Xiao-hong

(*Institute of Physical Oceanography, Ocean University of Qingdao, Qingdao, 266003*)

Abstract Measured data from a circular array of 18 wave gauges in a large wind flume are used to analyze the directional spectra of wind waves and swells by the Maximum Likelihood Method (MLM) and Bayesian Method (BDM). The results show that directional spreading functions for these spectra are unimodal and the narrowest in the region of the spectral peak frequency; the younger the waves, the broader the directional spreading width. At frequencies higher than the peak frequency of wind waves, the unimodal spreading becomes bimodal or multimodal depending on the estimating method (MLM or BDM) used and relates to the frequency. At frequencies lower than the peak frequency of the swell, the directional spreading becomes regularly bimodal and is symmetrical about the propagating direction. The bimodal sidelobes are independent of the estimating method, continuing to separate by 60° to 90° with a decreasing frequency and becoming larger in magnitude with the decay of the swell. It is inferred that the nonlinear wave-wave interactions are too weak to transfer energy effectively in different directions and maintain unimodal directional distributions in the region of low frequencies of the swell.

Key words Bimodal directional distribution Nonlinear wave-wave interaction Estimating method

Subject classification number P731.22