

# 波浪의 方向 스펙트럼 算定에 關하여

吳炳哲, 沈載高 <韓國海洋研究所, 沿岸防災研究室>

## 1. 서론

해양에서의 파랑은 불규칙하므로, 그 특성을 잘 파악하는 것은 해안 해양공학에 있어서 불가결의 기초적인 요소이다.

파랑의 불규칙성은 주파수와 파향에 관한 에너지의 분포로 표현된다. 주파수 스펙트럼은 주파수에 대한 에너지 분포를 나타내며, 이에 대하여는 많은 연구가 수행되어 여러개의 표준형이 제안되어 있다(예 Horikawa 1978). 파향에 관한 정보를 포함하여 불규칙파를 기술하기 위하여는 파랑

의 방향 스펙트럼을 이용하여야 한다. 그러나 방향 스펙트럼 추정을 위한 규칙은 최근 선진 외국에서 많이 행해지고 있으며, 우리나라의 경우 해운항만청에서 심해역 관측은 하고 있으나 천해역에서의 관측은 매우 미비한 실정이다.

파랑의 방향에 관한 정보는 파고의 시·공간적 분포와 함께 연안 표사량의 산정, 해안선 변화 파악, 해안 구조물의 설계 등에 매우 중요한 요소이다. 지금까지 파고에 대하여는 주로 현장 관측 또는 수치모델 등으로 그 특성을 파악하여 해안공학에서 야기되는

여러 문제 해결에 활용되어 왔으나, 파랑장의 방향 특성에 대하여는 무시 또는 방향 분포 함수를 가정하여 문제 해결에 응용하여 왔다.

따라서 해안공학 문제 해결 기법을 제고시키기 위해서는 파향에 관한 정보를 잘 파악하는 것이 필요하다. 또한, 최근에 천해 설계파의 자원 산출에서도 파랑의 방향 스펙트럼을 고려한 스펙트럼 변형 모델을 사용함으로써 기존의 유의파 변형 모델의 제한점을 극복하려는 노력이 계속되고 있다.

따라서 불규칙 파랑장의 방향 스펙트럼에 관한 연구는 학술적으로는 해파의 기본적인 구조 이해와 천해역에서의 스펙트럼 변형 등 파랑의 변형 mechanism의 파악에 매우 중요하며, 공학적으로는 해안선 변동, 표사이동 등 littoral process와 천해역에서의 적정 설계파 제원 산출 등에서 그 필요성이 요구되고 있다.

방향 스펙트럼의 추정은 주파수 스펙트럼과는 달리 이론적으로는 무한히 많은 점에서 파랑을 관측하여야만 가능하다. 이러한 제한점을 극복하기 위하여 제한된 수의 관측으로 방향 스펙트럼을 추정할 수 있는 방법이 꾸준히 연구되어 왔다.

Longuet-Higgins et al. (1963)은 Fourier 급수를 이용하여 파향 스펙트럼을 추정하는 방법을 제안하였으며 pitch-roll buoy 자료에 적용하였다.

이 방법은 Panicker and Borgman(1974)에 의하여 확장되었고, 한 점에서 여러 개의 파동량을 관측할 경우에 매우 유용하며, 여러 점에서 동시에 관측된 자료에 적용하기 위해서는 다항식에 의한 근사법을 사용한다.

Isobe et al. (1984)은 Capon (1969)의 Maximum Likelihood Method를 수면파에 적용할 수 있도록 확장한 Extended Maximum Likelihood Method(EMLM)을 제안 하였다.

EMLM은 한 점에서 관측된 파동량 뿐만 아니라 여러 점에서 관측된 파동량에도 쉽게 적용할 수 있는 장점이 있다.

Kobune et al. (1986)은 Shannon의 정보엔트로피를 이용하여 분해능이 우수한 Maximum Entropy Principle(MEP)를 개발 하였으며, 땃와 沈(1990)은 방향분포 함수가 Delta 함수이면 MEP 추정치는 정확한 해(exact solution)와 동일하다는 것을 증명하였다. 그러나 MEP는 계산시간이 많이 걸리며 해가 수렴하지 않는 경우도 있다.

한편, 교본(1987)은 통계학의 Bayesian 정리를 응용한 Bayesian Directional Spectral Estimation Method(BDM)을 개발하였다. 이 방법은 공간배열의 경우에 좋은 결과를 주고 있으나, MEP와 마찬가지로 계산시간이 많이 걸리며 해가 수렴하지 않는 경우도 있다.

파랑의 관측은 연구목적에 위한 정밀관측과 해운항만청 등에서 해일의 파랑을 관측하는 상시관측으로 분류할 수 있으며, 상시관측자료의 분석 방법으로는 신속성과 결과의 안정성이 중요하다.

본 고에서는 방향스펙트럼의 추정 이론에 관하여 간단히 소개하고 현장에서 관측한 자료를 보여주기로 한다.

## II. 방향스펙트럼의 추정 이론

임의의 두 파동량의 cross 스펙트럼과 방향 스펙트럼과의 관계식은 Isobe et al. (1984)에 의하여 유도되었으며 다음식으로 표시된다.

$$\Phi_{mn}(\sigma) = \int H_m(\vec{k}, \sigma) H_n^*(\vec{k}, \sigma) e^{-i\vec{k} \cdot (\vec{x}_n - \vec{x}_m)} S(\vec{k}, \sigma) d\vec{k} \quad (1)$$

여기서  $\sigma$ 는 각 주파수,  $\vec{k}$ 는

파수 vector,  $\Phi_{mn}(\sigma)$ 는 m과 n 파동량간의 cross 스펙트럼,  $H_m(\vec{k}, \sigma)$ 는 m파동량의 수면변동으로부터의 전달함수, i는 허수단위,  $\vec{X}_m$ 은 m파동량이 관측된 지점의 위치 vector,  $S(\vec{k}, \sigma)$ 는 파수·주파수 스펙트럼 또는 방향 스펙트럼, \*는 공액복소수를 각각 나타낸다.

식(1)은 방향 스펙트럼과 전달함수의 곱의 Fourier transform이 두 파동량간의 cross 스펙트럼과 같음을 보여준다.

한편 파수 k는 주파수 f로부터 다음의 분산관계식에서 일의적으로 결정된다.

$$\sigma^2 = (2\pi f)^2 = gk \tanh(kh) \quad (2)$$

여기서 g는 중력가속도이다. 따라서 식(2)의 관계를 사용하면 식(1)은 아래와 같다(Isobe et al., 1984).

$$\Phi_{mn}(f) = \int H_m(f, \theta) H_n(f, \theta) e^{-ik(\vec{x}_n - \vec{x}_m)} S(f, \theta) d\theta \quad (3)$$

여기서  $\theta$ 는 파의 전파방향(going to)이고  $S(f, \theta)$ 는 주파수와 방향 표시의 파향 스펙트럼이다.

또한 방향 스펙트럼  $S(f, \theta)$ 는 통상 주파수 스펙트럼과 방향분포함수의 곱으로 표현된다. 즉

$$S(f, \theta) = S(f) G(\theta|f) \quad (4)$$

여기서  $S(f)$ 는 주파수 스펙트럼,  $G(\theta|f)$ 는 방향분포함수로 음의 값을 갖지 않으며 다음의 식을 만족한다.

$$\int G(\theta|f) d\theta = 1 \quad (5)$$

또는

$$\int S(f, \theta) d\theta = S(f) \quad (6)$$

그리고 식(3)의 전달함수는 일반적으로

$$H_m(f, \theta) = H_m(f) \cos^{\alpha m} \theta \sin^{\beta m} \theta \quad (7)$$

로 표시되며 대표적인 파동량에 대한  $H_m(f)$ ,  $\alpha$ ,  $\beta$ 는 <Table 1>에 나타나 있다.

일반적으로 식(1) 또는 식(3)에서 좌변항은 관측 자료로부터 알 수 있는 값이므로 방향 스펙트럼을 추정한다는 것은 식(1) 또는 식(3)의 적분방정식을 푸는 문제로 귀착된다.

방향 스펙트럼  $S(f, \theta)$ 는 Four-

<Table 1> Transfer functions from linear wave theory.

Measured quantity	Symbol	$H(k, \sigma)$	$h(f)$	$\alpha$	$\beta$
Water surface elevation	$\eta$	1	1	0	0
Excess pressure	p	$\rho g \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	$\rho g \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	0	0
Vertical water surface acceleration	$\eta_{tt}$	$-\sigma^2$	$-\sigma^2$	0	0
Surface slope(x)	$\eta_x$	$ik \cos \theta$	ik	1	0
Surface slope(y)	$\eta_y$	$ik \sin \theta$	ik		
Water particle velocity(x-direc.)	u	$\sigma \cos \theta \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	$\sigma \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	0	1
Water particle velocity(y-direc.)	v	$\sigma \sin \theta \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	$\sigma \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	0	1
Water particle acceleration(x-direc.)	$U_t$	$-i\sigma^2 \cos \theta \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	$-i\sigma^2 \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	1	0
Water particle acceleration(y-direc.)	$V_t$	$-i\sigma^2 \sin \theta \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	$-i\sigma^2 \frac{\cosh kz}{\sinh kh}$	0	1

f:frequency,  $\sigma=2\pi f$ :angular frequency, k:wave number,  $\theta$ :wave direction, h:water depth, z:elevation from the bottom,  $\rho$ :fluid density, g:gravitational acceleration.

$\alpha$  급수로 전개할 수 있기 때문에 이론적으로는 무한히 많은 파동량을 동시 관측해야 모든 Fourier 상수가 결정되어 유일한 방향 스펙트럼을 얻을 수 있다. 그러나 실제로는 유한개수의 파동량만을 얻을 수 있으므로 이론적으로는 방향 스펙트럼을 유일하게 결정할 수 없다.

그러므로 이러한 경우에는 적당한 수학적 기법을 사용하여 방향 스펙트럼을 결정하여야 한다.

방향 스펙트럼 추정법으로는 여러가지가 제안되어 있으나 여기서는 직접 Fourier 변환법(Direct Fourier Transform Method; DFTM), 확장최우법(Extended Maximum Likelihood Method; EMLM), Longuet-Higgins et al. 법(LHM), 최대엔트로피법(Maximum Entropy Principle; MEP)에 대하여 간단히 논의하기로 한다.

### 1. 직접 Fourier 변환법(DFTM)

이 방법은 Barber(1963)에 의하여 제안된 것으로 관측파동량이 여러 지점에서의 수면변동인 경우에 적용할 수 있다. 즉 식(1)에서  $\vec{X}_n - \vec{X}_m = \vec{X}$ 로 놓고 전달함수를 1로 하여 Fourier 역변환을 취하면 다음 식을 얻는다.

$$S(\vec{k}, \sigma) = \int \Phi(\vec{x}, \sigma) e^{i\vec{k} \cdot \vec{x}} d\vec{x} \quad (8)$$

식(8)은 Davis et al. (1977)의 정의식과 일치한다.

실제로는 유한개수의  $\vec{X}$ 에 대하여  $\Phi(\vec{x}, \sigma)$ 가 구해지므로 Barber(1963)는 방향스펙트럼 추정치를 아래와 같이 표현하였다.

$$S(\vec{k}, \sigma) = \alpha \Sigma \Phi_{mn}(\sigma) e^{i\vec{k} \cdot \vec{x}} \quad (9)$$

여기서  $\alpha$ 는 식(6)에 의하여 결정되는 상수이다. 식(9)를 다시 쓰면

$$S(\vec{k}, \sigma) = \alpha \frac{D(\vec{k}, \sigma) \cdot \Phi(\sigma)}{D(\vec{k}, \sigma)} \quad (10)$$

이며, 여기서  $D(\vec{k}, \sigma) = \{e^{i\vec{k} \cdot \vec{x}_1}, \dots, e^{i\vec{k} \cdot \vec{x}_M}\}^t$  이고, 첨자  $t$ 는 전치행렬을 의미하고  $\Phi$ 는  $\Phi_{mn}(\sigma)$ 로 구성되는  $M \times M$  정방행렬로서 Hermitian 행렬이다. 식(10)의 우변은 Hermitian 행렬의 성질로부터 항상 실수의 값을 갖는다. 관측 파동량이 수면변동이 아닌 경우에는 식(1) 또는 식(3)의 cross 스펙트럼을 방향 성분을 제거한 전달함수 즉 식(7)의  $H_m(f)$ 로 정규화하여 식(10)을 사용한다.

### 2. 확장최우법(EMLM)

이 방법은 Capon(1969)의 최우법을 수면변동 이외의

다른 파동량에도 적용할 수 있도록 확장한 것으로 Isobe et al. (1984)이 제안하였다. Isobe et al. (1984)은 Capon(1969)과 마찬가지로 방법으로 방향 스펙트럼의 추정치를 관측파동량간의 cross 스펙트럼의 선형결합으로 표시하였다.

$$S(\vec{k}, \sigma) = \Sigma \Sigma \alpha_{mn}(\vec{k}) \Phi_{mn}(\sigma) \quad (11)$$

식(11)을 식(1)에 대입하여 정리하면 다음 식을 얻는다.

$$S(\vec{k}, \sigma) = \int S(\vec{k}, \sigma) W(\vec{k}, \vec{k}) d\vec{k} \quad (12)$$

$$W(\vec{k}, \vec{k}) = \Sigma \Sigma \alpha_{mn}(\vec{k}) H_m(\vec{k}, \sigma) H_n^*(\vec{k}, \sigma) e^{-i\vec{k} \cdot (\vec{x}_n - \vec{x}_m)} \quad (13)$$

식(12)로부터 방향 스펙트럼의 추정치는 실제의 스펙트럼과 window  $W(\vec{k}, \vec{k})$ 의 convolution으로 표현됨을 알 수 있다. 만일 window  $W(\vec{k}, \vec{k})$ 가 Delta 함수에 가까우면 가까울수록 추정치는 실제의 스펙트럼에 가깝게 된다. Isobe et al. (1984)은 식(13)을 이용하여 다음식으로 표시되는 방향 스펙트럼 추정식을 유도하였다.

$$S(\vec{k}, \sigma) = x / \Sigma \Sigma \Phi_{mn}^{-1} H_m^*(\vec{k}, \sigma) H_n(\vec{k}, \sigma) e^{i\vec{k} \cdot (\vec{x}_n - \vec{x}_m)} \quad (14)$$

여기서  $x$ 는 식(6)에 의하여

결정되는 상수,  $\Phi_{mn}^{-1}$ 은  $\Phi$  ( $\sigma$ )의 역행렬의 mn성분을 나타낸다. 식(14)를 다시 쓰면 다음과 같다.

$$S(\vec{k}, \sigma) = \mathbf{x} / D(\vec{k}, \sigma) \cdot \mathbf{t} \Phi^{-1}(\sigma) D(\vec{k}, \sigma) \quad (15)$$

여기서  $D(\vec{k}, \sigma) = \{H_1(\vec{k}, \sigma) e^{i\vec{k} \cdot \vec{x}_1} \cdots H_M(\vec{k}, \sigma) e^{i\vec{k} \cdot \vec{x}_M}\}$ 이고  $\Phi^{-1}(\sigma)$ 는  $\Phi(\sigma)$ 의 역행렬이다.

### 3. Longuet-Higgins et al. 법(LHM)

이 방법과 다음에 설명할 MEP법은 한 점에서 여러 파동량을 관측한 경우에만 적용할 수 있다. 이 경우  $\vec{X}_m = \vec{X}_n$ 이므로 식(3)은

$$\Phi_{mn}(f) = \int H_m(f, \theta) H_n^*(f, \theta) S(f, \theta) d\theta \quad (16)$$

로 표시된다. 식(16)에 식(4) 및 (7)을 대입하여 정리하면

$$2\Phi_{mn}(f) / H_n(f) H_m^*(f) S(f) = \int G(\theta|f) (\cos\theta) \sin\theta d\theta \quad (17)$$

를 얻는다. 여기서  $\Phi_{mn}(f) = 2\phi_{mn}(f)$ 이며, 이는  $S(f)$ 가 통상 one-sided로 계산되기 때문이다. 방향분포함수는  $[0, 2\pi)$ 에서 정의되며, Table 1의  $\alpha, \beta$ 는 음이 아닌 정수이기 때문에 식(17)로부터  $G(\theta|f)$ 의 Fourier 계수를 구하는 것이

가능하다. 즉 3개의 파동량이 관측한 경우에 식(17)은 아래와 같이 쓸 수 있다.

$$\int G(\theta|f) l_i(\theta) d\theta = m_i, \quad i = 0, 1, 2, 3, 4 \quad (18)$$

$$l_0(\theta) = 1 \\ l_1(\theta) = \cos\theta \quad l_2(\theta) = \sin\theta \\ l_3(\theta) = \cos 2\theta \quad l_4(\theta) = \sin 2\theta \quad (19)$$

관측파동량이 수면변동 및 수면구배 ( $\eta, \eta_x, \eta_y$ )인 경우 식(18)의  $m_i$ 는 다음과 같다.

$$m_0 = 1 \\ m_1 = Q_{12}(f) / k C_{11}(f) \\ m_2 = Q_{13}(f) / k C_{11}(f) \\ m_3 = \{C_{22}(f) - C_{33}(f)\} / k^2 C_{11}(f) \\ m_4 = 2C_{23}(f) / k^2 C_{11}(f) \quad (20)$$

여기서  $C_{ij}(f)$ 와  $Q_{ij}(f)$ 는 관측파동량간의 cross 스펙트럼의 co-spectrum과 quad-spectrum을 의미한다. 한편 관측파동량이 압력과 수평유속(PUV)인 경우에는 식(20)은 아래와 같다.

$$m_0 = 1 \\ m_1 = K_p C_{12}(f) / K_u C_{11}(f) \\ m_2 = K_p C_{13}(f) / K_u C_{11}(f) \\ m_3 = K_p^2 \{C_{22}(f) - C_{33}(f)\} / K_u^2 C_{11}(f) \\ m_4 = 2K_p^2 C_{23}(f) / K_u^2 C_{11}(f) \quad (21)$$

여기서  $K_p$  및  $K_u$ 는 압력과

유속의 응답함수로 다음 식으로 구해진다.

$$K_p = \cosh kd_p / \cosh kh \quad (22)$$

$$K_u = \sigma \cosh k d_u / \cosh kh \quad (23)$$

여기서  $h, d_p, d_u$ 는 각각 수심, 압력 sensor와 저면과의 거리, 유속 sensor와 저면과의 거리를 나타낸다.

Longuet-Higgins et al. (1963)은  $G(\theta|f)$ 를 Fourier 급수로 전개하여 파향 스펙트럼의 추정치를 구하였다. 3성분 관측의 경우 결정 가능한 Fourier 계수는 5개 뿐이므로 second order harmonic 까지만 구할 수 있다. 즉

$$G(\theta|f) = \{0.5 + m_1 \cos\theta + m_2 \sin\theta + m_3 \cos 2\theta + m_4 \sin 2\theta\} / \pi \quad (24)$$

식(24)는 대부분의 경우 추정치가 음의 값을 갖는 영역 (negative lobe)이 나타나므로 Longuet-Higgins et al. (1963)은 이를 제거하기 위하여 양의 window  $(8/3) \cos^4(\theta/2)$ 로 추정 스펙트럼을 convolution하여 다음 식을 제안하였다.

$$G(\theta|f) = \{0.5 + \frac{1}{3} (m_1 \cos\theta + m_2 \sin\theta) + 1/6 (m_3 \cos 2\theta + m_4 \sin 2\theta)\} / \pi \quad (25)$$

식(25)가 방향 스펙트럼의 LHM 추정치이며 방향 분해능은 매우 낮다. 특히 LHM은 쌍봉형 파향 분포를 단봉형으로 추정하는 경향이 있다.

#### 4. 최대 entropy법(MEP)

식(5)로부터 방향분포함수  $G(\theta|f)$ 는 확률밀도함수의 일종으로 생각할 수 있다. 이러한 점에 주목하여 Kobune and Hashimoto(1986)는 entropy 개념을 도입하여 방향분포함수를 추정하는 방법을 제안하였으며, 이 방법은 한 점에서 여러 파동량을 관측한 경우에 매우 좋은 방향 분해능을 보여준다. 추정 방법은 다음과 같다. Shannon's entropy라고 불리는 정보 entropy는

$$H = - \int G(\theta|f) \ln G(\theta|f) d\theta \quad (26)$$

로 정의된다. Kobune and Hashimoto(1986)는 식(18)을 만족하면서 식(26)의 entropy를 최대로 하는  $G(\theta|f)$ 를 Lagrangian multiplier를 사용하여 구하였으며 그 결과는 다음과 같다.

$$G(\theta|f) = \exp\{-\lambda_0 - \sum \lambda_{k|k}(\theta)\} \quad (27)$$

여기서  $\lambda$ 는 Lagrangian multiplier이다. 한편  $\lambda$ 는 다음식에 의하여 계산된다.

$$\int \{m_i - l_i(\theta)\} \exp\{-\sum \lambda_{k|k}(\theta)\} d\theta = 0, \quad i = 1, 2, 3, 4 \quad (28)$$

$$\lambda_0 = \ln \left[ \int \exp\{-\sum \lambda_{k|k}(\theta)\} d\theta \right] \quad (29)$$

식(28)과 (29)는  $\lambda$ 에 대한 비선형연립방정식이므로 해석적인 해는 불가능하고 Newton-Raphson법을 사용하여 수치적으로 푼다. 이 방법은 해가 수렴하지 않는 경우도 있으며, 이 때에는 초기치를 적당히 조정하여 계산한다. 뭇와 沈(1990)은 방향 스펙트럼이 Delta 함수로 표현되는 경우에 대하여 이 방법의 특성을 연구하였다. 이 경우 MEP 추정치는 실제의 방향 스펙트럼과 일치한다. 실제 해양에서 발생하는 파랑의 방향분포함수는 그 폭이 협소하므로 최대

엔트로피법은 파향 산정에 유용한 방법으로 생각된다.

한편 방향분포함수  $G(\theta)$ 의 형태에 대하여는 여러가지가 제안되어 있으나 여기서는 Mitsuyasu et al. (1975)이 제안한 다음 식을 소개한다.

$$G(\theta) = d_0 \sum_{s=1}^n d_s \cos^{2s}(\theta - \theta_i) \quad (30)$$

여기서  $n=1$ 이면 단봉형,  $n=2$ 이면 쌍봉형 분포를 나타내고,  $s$ 는 방향집중도를 나타내며,  $d_0$ 는 방향분포함수의 면적이 1이 되도록 결정되는 상수이다.

### III. 관측방법과 현장실험

#### 1. 파향 관측 방법

방향 스펙트럼의 추정이론을 기초로 해서 실제로 파향을 관측하는 방법을 <Table 2>

Table 2. Methods for wave direction measurement.

관 측 방 법	관 측 항 목	비 고
Remote sensing 방법 - 레이더 - 입체사진	수직변위, 거리 수직변위, 거리	공간파형
파고계 배열(array) 방법 - 선형배열 - 선형배열 부이 방법 - pitch-roll buoy - cloverleaf buoy - directional waverider	수직변위, 거리 수직변위, 거리 중치변위, 수면경사 수직변위, 수면경사, 곡률 3축 가속도	시간파형
파고계, 유속계 병렬 방향 - PUV(pressure+ EM sensor) - 초음파식(파고계 + 유속계)	수직변위, 수립자계속유속 수직변위, 수립자계속유속	

에 수록하였다. 최근 첨단과학이 고도로 발전됨에 따라 remote sensing에 의한 해양관측이 선진 외국에서 활발히 수행되고 있으며, 이는 공간적으로 광범위한 지역을 동시에 관측할 수 있는 유일한 방법이다. 종래의 위성화상은 가시광선 혹은 적외선 센서에 의해 관측된 것으로 구름이 낀 경우에 특정해역에서 양질의 해면 화상을 계속적으로 얻는 것은 매우 어려운 일이었다.

그러나 레이더를 이용한 원격 탐사는 해상상태를 전천후로 관측할 수 있고, 파향 스펙트럼까지도 구할 수 있을 정도로 해면의 위치를 측정한다.

입체사진으로 방향 스펙트

럼을 구하기 위해서는 입체사진의 도화작업을 통해 파랑 정보를 얻어야 함으로 쉬운 일이 아니며, 악천후시 관측이 곤란하기 때문에 실용적인 관측에는 적합하지 않다.

처음에 파향 관측은 파고계 배열 방법으로 시작하여 최근에는 관측계기의 성능도 우수해짐에 따라 부이식과 파고계 유속계 병렬 방법으로 파향을 관측할 수 있도록 개선되어 손쉽게 파향에 관한 정보를 얻을 수 있게 되었다.

부이 방법은 비교적 수심이 깊은 지역에 적합하고 단지 파고, 파향, 수온만 관측되는 반면 파고계, 유속계 병렬 방법은 천해역에 적합하고 파고, 파향, 수온은 물론 해조류, 조위도 관측할 수 있는

장점이 있다.

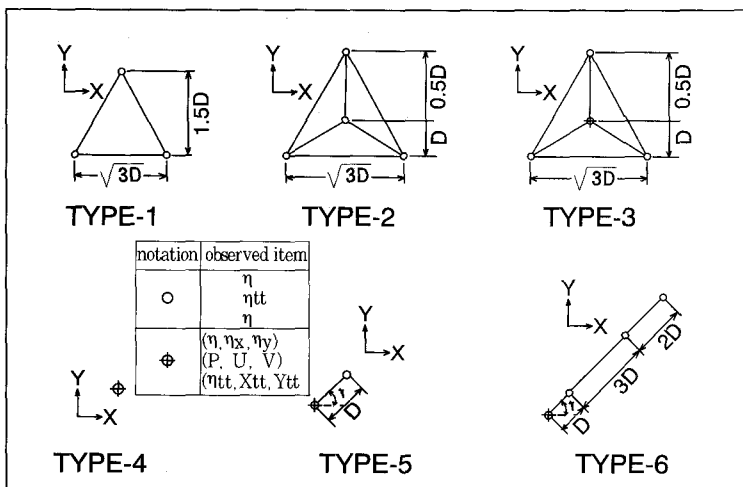
이와같이 부이 또는 파고계, 유속계 병렬 방법을 현장에 적용하려면 배열(Array)를 제작해야 하는데 대표적인 배열의 형태는 <Fig. 1>에 나타나 있다. Type 1을 3성분삼각형배열, Type 2를 4성분성형배열, Type 3을 6성분성형배열, Type 4를 3성분점배열, Type 5를 4성분선형배열, Type 6를 6성분성형배열로 부른다.

공간배열은 제작 및 해상설치에 많은 어려움이 있으나 많은 수의 자료를 획득할 수 있으므로 보다 정밀한 방향 스펙트럼을 산정할 수 있다.

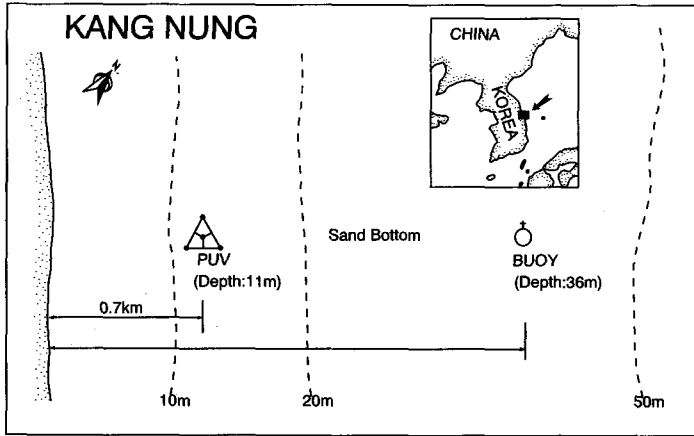
반면에 점배열은 해상설치가 용이하므로 실제적인 방법이라 할 수 있다. 뭇와 沈(1990)에 의하면 MEP를 Type 4의 3성분점배열에 적용할 경우 상당히 좋은 정도의 결과를 얻을 수 있으므로 실용적으로는 점배열이 추천할만한 파향관측법이라고 생각한다.

## 2. 현장실험

방향 스펙트럼 추정을 위하여 비교적 해저경사가 일정하고 등수심선이 해안선에 평행하며, 또한 해조류가 약해 파랑변형에 경향을 덜 주는 강릉 경포대 연안에서 파랑관측



<Fig. 1> Various types of wave probe array.



〈Fig. 2〉 Schematic diagram of Kangneung field experiment

을 실시하였다. 이와 같은 연구에 필요한 자료는 양보다는 질이 더 중요하므로 평상시의 해상상태로부터 하나의 폭풍이 지나갈 때까지 한 싸이클 정도면 충분하기 때문에 단기간 관측을 실시하였다. 이렇게 함으로써 관측자료와 계기의 유실을 예방할 수 있었다.

방향 스펙트럼 추정을 위하여 수압식 파고계 3대를 한 변의 길이가 5m인 정삼각형의

꼭지점에, 정삼각형의 중심에는 Pacer사 제품의 PUV(pressure sensor + electromagnetic current meter)를 부착한 6성분 성형배열(Type 3)을 수심 11m 지점에 설치하였고, 수심이 깊은 지역에서 파향파고 관측에 적합한 Datawell사의 부이식 파향파고계(directional wave rider)를 수심이 38m 지점에 〈Fig. 2〉와 같이 계류하였다.

따라서 이 실험에서 시간과

형을 관측함으로써 파향을 관측할 수 있는 3가지 방법 중 각각 한 개씩 택하여 관측하였으며, 그 관측내용은 〈Table 3〉에 나타내었다.

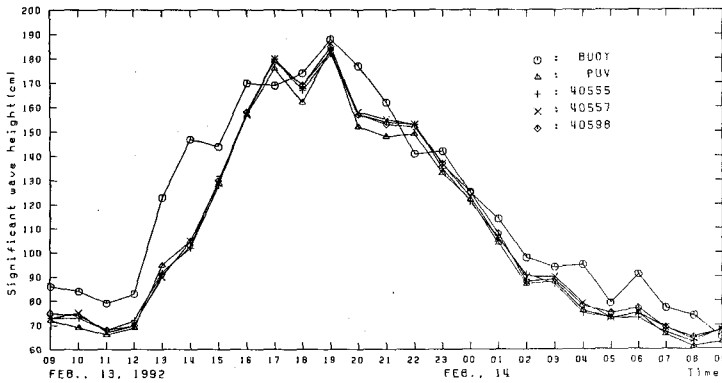
그리고 pressure sensor의 chamber 에 기포(air bubble)가 흡입되는 경우 수압식파고계로 파고를 측정하면 자료의 질에 문제가 생긴다. 이는 공기의 압축성에 의해 파랑의 주요 주파수에 해당하는 수압변동이 완화되어 생기는 것으로 공기보다 압축률이 현저히 작은 oil을 chamber에 주입하여 자료의 질을 개선할 수 있다.

본 연구에서는 sensor의 chamber를 진공화할 수 있는 기구를 제작하여 진공펌프로 sensor chamber의 압력을  $10^{-6}$ mmHg 까지 낮춘 후 대기압 상태에서 oil 채움을 함으로써 기포 문제를 해결하였다. 이와 같이 하여 제작한 수압식 sensor로

Table 3. Observation details at Kangneung field.

관측기계	개수	위 치	수심	관측요소	관측기간	관측간격	비고
수압식 파고계	3개	37° 47' 36" N 128° 55' 54" E	11m	파고, 조위, 수온	1992.2.13 13:00- 1992.2.17 16:00	1시간 마다 0.5초 간격으로 2,048개 sampling	한변이 5m인 정삼각형 꼭지 점에 설치
파향 파고 유속계	1개	37° 47' 36" N 128° 55' 54" E	11m	파향, 파고, 조위, 유속, 수온	1992.2.12 14:00- 1992.2.17 17:00	1시간 마다 0.5초 간격으로 2,048개 sampling	정삼각형 중 심에 설치
파향 파고계 (directional wave rider)	1개	37° 48' 12" N 128° 56' 54" E	38m	파향, 파고, 수온	1992.2.13 00:00- 1992.2.17 17:00	1시간 마다 0.78초 간격으로 2,084개 sampling	





〈Fig. 3〉 Variation of significant wave heights from wave probes during the storm at Feb., 13, 1992.

5m 정삼각형 안에서 관측한 값의 상대적 편차가 〈Fig. 3〉에서 보는 바와 같이 4개 모두 거의 없으므로 수압식파고계로 파랑관측하는데 별 문제 없이 행할 수 있다고 사료된다.

#### IV. 자료분석

관측기간 동안 해상상태는 대체로 평온하였으며 2차례의 폭풍이 있었다. 그중 1992년 2월 13일 폭풍시의 유의파 시계열을 〈Fig. 3〉에 도시하였다.

최대유의파는 waverider buoy에서 1.88m, PUV 계기에서 1.84m로 큰 차이가 나타나지 않았다. 특히 4개의 수압식계기에 의한 유의파고는 거의 같게 나타나는데, 이는 수압센서의 교정이 잘 되었음을 의미하며, 본 연구에서 시도한 수압센서내의 기포제거 방법이 매우 효과적임을 암시한

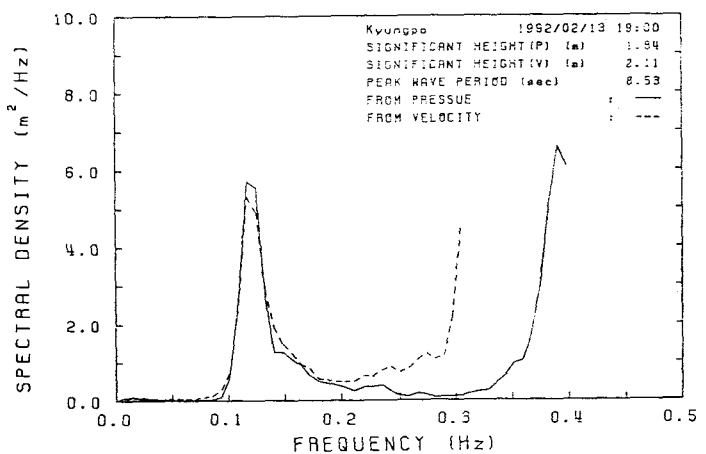
다. 4개 수압식파고계 간에 유의파고의 상대오차는 2% 이하로 나타났다.

유속을 관측하는 EM센서의 반응을 검토하기 위하여 PUV 계기의 수압자료에 의한 주파수 스펙트럼과 유속자료에 의한 주파수 스펙트럼을 구하여 〈Fig. 4〉에 나타내었다. 이 그림에서 수압과 유속으로 구한 스펙트럼은  $f = 0.2\text{Hz}$ 까지 거의

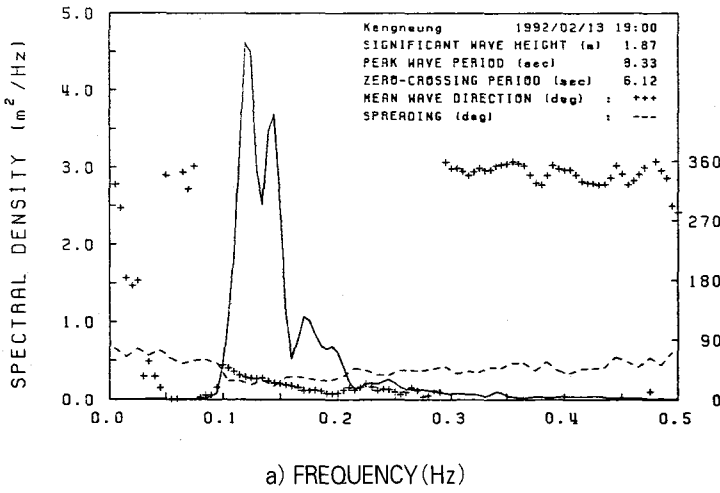
치하고 있음을 알 수 있다.  $f > 0.2\text{Hz}$ 에서 스펙트럼이 산하는 것은 고주파대에서 (22)와 식(23)의 전달함수가 매우 작기 때문에 자료에 포함되어 있는 작은 오차(예를 면 white noise)가 크게 증폭기 때문이다. 따라서 EM센와 수압센서는  $f < 0.2\text{Hz}$ 의 영역에서 좋은 결과를 준다.

파향의 분석은 심해측과 천해측에서 같은 정도를 유지하기 위해 3성분점배열(buoy 및 PUV)자료를 사용하여 실시하였으며, 파향 분석은 MEP를 사용하였다.

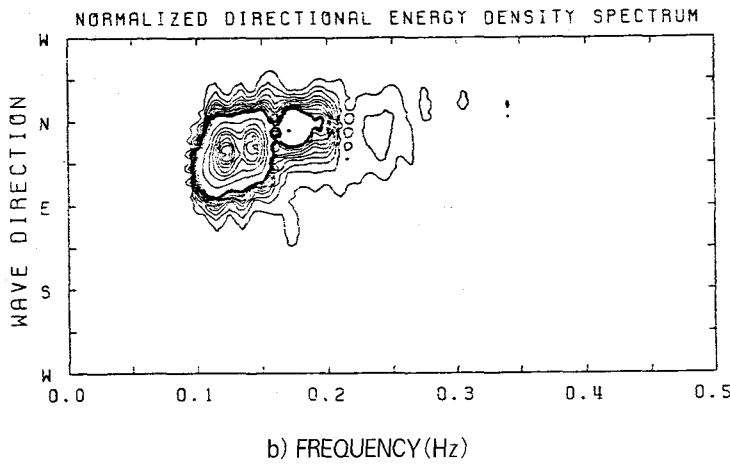
〈Fig. 5〉와 〈Fig. 6〉은 1992년 2월 13일 19시에 관측된 buoy와 PUV자료를 분석하여 구한 주파수 스펙트럼과 방향 스펙트럼을 보여준다. 방향 스펙트럼은 최대치로 무차원



〈Fig. 4〉 Water surface spectrum from dynamic pressure and horizontal water particle velocities at Feb., 13, 19:00, 1992.



a) FREQUENCY(Hz)



b) FREQUENCY(Hz)

(Fig. 5) Directional wave spectrum from Datawell buoy data (Feb., 13, 19:00, 1992).

화 하였으며 그림에서 굵은 등고선은 0.1의 값을 갖는다. 또한 주파수 스펙트럼에 도시된 평균파향과 분산각은 다음 식으로 계산하였다.

$$\theta = \tan^{-1}(m_1/m_2) \quad (31)$$

$$\theta_s = \{2(1 - \sqrt{m_1^2 + m_2^2})\}^{0.5} \quad (32)$$

(Fig. 5)(a)에서 파랑의 주 방향은 NE로 나타났으며, 0.3Hz 이상의 고주파대에서는 NW-N임을 알 수 있다. 한편 파랑관측 당시의 강릉지방측후소의 관측자료에 의하면 2월 13일 풍속은 3 - 6(m/sec), 풍향은 W - NNE이다. 그러므로 고주파대의 파향은 국지풍

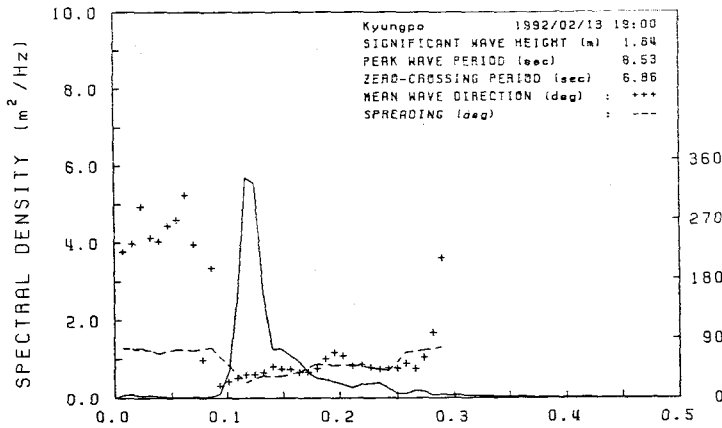
의 풍향에 지배되는 것으로 사료된다. 저주파대의 평균파향이 불규칙한 것은 에너지가 zero에 가까우므로 noise에 의한 경향으로 생각된다.

방향집중도를 나타내는 분산각은 peak 주파수 부근에서 가장 작고 고주파와 저주파대로 갈수록 커지는데 이는 Mitsuyasu et al. (1976)의 관측 결과와 같은 경향이다.

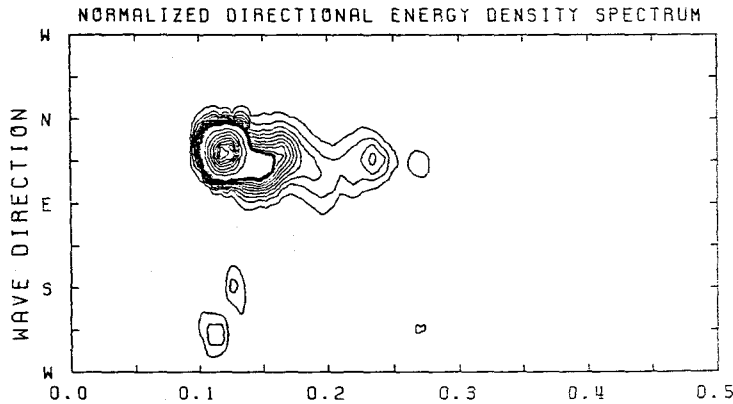
<Fig. 5>(b)에서 파향의 분포는 단봉형을 이루고 있으며 에너지는 NE 부근에 집중되어 있다. (Fig. 6)(a)에서 천해측의 주방향은 심해측과 같이 NE임을 보여주고, 분산각도 심해측과 같은 영향을 나타내고 있다.

또한 주파수 스펙트럼의 유효폭이 심해측에 비해 좁아졌는데 이는 파랑의 굴절 때문인 것으로 생각된다. (Fig. 6)(b)는 천해측의 방향 스펙트럼이며, 방향분포의 유효폭이 심해측에 비해 많이 좁아졌는데 이것도 파랑의 굴절효과인 것으로 사료된다.

<Fig. 7>은 심해측 waverider buoy의 2월 13일 19시 자료에 대하여 식(30)의 방향집중도 파라메타 s를 주파수의 함수로 그린 것이다. 본 연구에서 s는 다음식으로 계산하였다 (Ochi 1982).



a) FREQUENCY(Hz)



b) FREQUENCY(Hz)

<Fig. 6> Directional wave spectrum from PUV data (Feb., 13, 19:00, 1992)

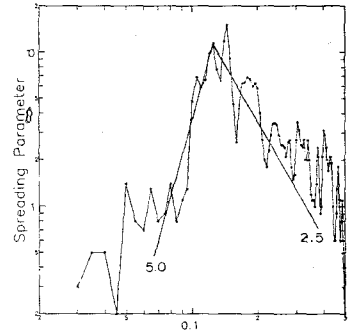
$$s = \frac{\sqrt{m_1^2 + m_2^2}}{1 - \sqrt{m_1^2 + m_2^2}} \quad (33)$$

한편 Mitsuyasu et al. (1976)

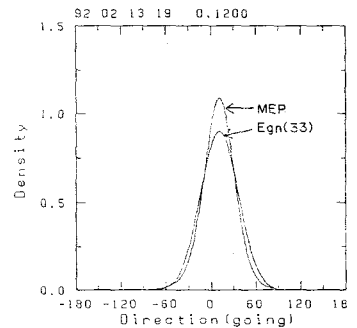
은 cloverleaf buoy의 관측자료를 분석하여 방향집중도 파라메타 s에 대하여 다음식을 제안하였다.

$$S = \begin{cases} S_{\max}(f/f_p)^5, & f \leq f_p \\ S_{\max}(f/f_p)^{-2.5}, & f > f_p \end{cases} \quad (34)$$

여기서  $f_p$ 는 peak 주파수를 의미한다. <Fig. 7>에서  $f_p = 0.12 \text{ Hz}$ ,  $s(f_p) = 12$ 로 계산되었다. <Fig. 7>에서 직선은 식(34)를 나타내며, 관측치는



<Fig. 7> The parameter s as a function of frequency.



<Fig. 8> Spreadings from MEP and Eqn(33) at  $f = 0.12 \text{ Hz}$ .

식(34)와 편차가 있으나 Mitsuyasu et al. (1976)의 제안식과 부합하는 것으로 생각된다.

<Fig. 8>은 MEP로 구한 방향분포함수와 식(33)을 사용하여 식(30)으로 계산한 방향분포함수를 보여준다. 이 그림으로부터 식(33)으로 방향분포함수를 결정해도 실제와 큰 차이가 없다는 것을 알 수 있다. MEP는 비선형직립방정식을 풀어야하므로 많은 계산시간이 소요되나 식(33)에 의한 계산은 cross 스펙트럼으로

부터 직접 계산되므로 LHM과 같은 정도의 시간이 소요될 뿐이다. 그러나 식(33)의 방법은 쌍봉형분포로 표현할 수 없는 단점이 있다.

## V. 결론 및 토의

해파의 방향 스펙트럼 추정 이론과 관측방법에 관하여 간략히 논의하였다. 관측방법으로는 remote sensing을 활용한 광범위한 관측법이 있으며, 계기 배열에 의한 국지관측법이 있다.

특히 국지파향관측법으로는 작업의 용이성, 경제성 등을 고려할 때 점배열이 현실적이다.

해운항만청(1990)에서 현재 실시하고 있는 우리나라 주변해역의 심해파랑 관측법은 3성분점배열을 활용하는 대표적인 방법이다.

관측자료의 분석법으로는 평상시 자료에 대하여는 EMLM을 사용하고 폭풍등 이상 파랑의 경우에는 MEP를 사용하는 것이 바람직하다. 이는 EMLM은 계산시간은 빠르나 정도가 떨어지며, 반면에 MEP는 정도는 우수하나 계산시간이 많이 소요되기 때문이다.

한편 수산청 해운항만청 등 각 기관에서 필요로 하는 천

해역의 파랑은 각 기관별로 실시하여 필요한 파랑정보를 획득하여야 하며, 관측방법으로는 공간배열 혹은 점배열을 활용할 수 있다.

천해역에서 파랑의 3요소(파고, 주기, 파향)를 모두 관측한 것은 본고에서 실시한 강릉 경포대의 실험이 우리나라에서는 최초이다.

앞으로 이러한 파랑관측을 우리나라의 항만과 어항을 관장하고 있는 수산청, 해운항만청에서 지속적으로 실시하여 해안구조물 등의 설계에 활용할 수 있는 자료를 축적해야만 된다고 생각한다.

특히 파랑의 방향은 연안과정(파랑변형, 토사이동, 항만매물, 해안선변형 등)에서 매우 중요한 인자이다. 특히 토사이동과 관련된 제현상에는 장기간의 파랑자료(파고, 주기, 파향)가 필요하기 때문에 지속적인 파랑관측이 요구된다. ㉠

## 참고문헌

橋本典明, 1987. 베이스형 모델을 이용한 방향 스펙트럼의 추정. 제34회 해안공학 강연회 논문집:126-130.  
橋本典明, 小舟浩治, 1988. 入・反射波共存場を對象としたベイズ型 모델을 이용한 방향 스펙트럼의 추정. 제35회 해안공학 강연회 논문집:163-167.  
吳炳哲, 沈載高, 1990. 파랑스펙트럼 추정법의 비교연구. 한국해안·해양공학회지, 2(3):119-127.

해운항만청, 1990. 90년도 파랑관측망 임시운영 및 기타용역보고서.  
Baber, N.F. 1963. The directional resolving power of an array of wave detectors. Ocean Wave Spectra, Prentice-Hall Inc. N.J., 137-150.  
Capon, J. 1969. High resolution frequency wave number spectrum analysis. Proc. IEEE, 57(8):1408-1696.  
Capon, J., R.J. Greenfield, and R.J. Kolker. 1967. Multidimensional maximum-likelihood processing of a larger aperture seismic array. Proc. IEEE, 55(2):192-211.  
Davis, R.E. and L.A. Regier. 1977. Method for estimation of directional wave spectra from multi-element arrays. J. Mar. Res., 35(3):453-447.  
Goda, Y. 1985. Random seas and design of maritime structures. Univ. of Tokyo, Tokyo, Japan.  
Haubrich, R.A. 1968. Array design. Bull. Seismolog. Soc. of Amer., 58(3):977-991.  
Horikawa, K. 1978. Coastal engineering. Univ. of Tokyo press, Tokyo, Japan.  
Isobe, M., K. Kondo, and K. Horikawa. 1984. Extension of MLM for estimating directional wave spectra. Proc. Symp. on Description and Modelling of Directional Seas, Tech. Univ. of Denmark, Paper NO. 6, Danish Hydraulic Inst. and Danish Maritime Inst., Lyngby, Denmark.  
Kobune, K. and N. Hashimoto. 1986. Estimation of directional spectra from maximum entropy principle. Proc. 5th Int. Offshore Mech. and Arctic Eng. Symp., ASME, 1:80-85.  
Longuet-Higgins, M.S., D.E. Cartwright, and N.D. Smith. 1963. Observation of the directional spectrum of sea waves using the motions of a floating buoy. Ocean Wave Spectra, Prentice-Hall Inc., N.J., 111-136.  
Mitsuyasu, H., F. Tasai, T. Suhara, S. Mizuno, M. Ohkusu, T. Honda, and K. Rikishi. 1975. Observation of the directional spectrum of ocean waves using a cloverleaf buoy. J. Phys. Oceanogr., 5(4):750-760.  
Mitsuyasu, H., and S. Mizuno. 1976. Directional spectra of ocean surface waves. Proc. 15th Coastal Eng. Conf., ASCE, 329-348.  
Ochi, M.K. 1982. Stochastic analysis and probabilistic prediction of random seas. Advanced in hydroscience, 13.  
Panicker N.N. and L.E. Borgman. 1974. Enhancement of directional wave spectrum estimates. Proc. 14th Coastal Eng. Conf., ASCE, 258-279.  
Wylie, C.R. 1975. Advanced engineering mathematics. McGraw-Hill Inc., New York.