

波向観測法等の一例について

副島 毅*・高橋智晴**・棚橋輝彦***・土子良治****

1. まえがき

波向の測定ならびに解析手法の現状は、波浪観測技術の中でも最も立ち遅れ、波向そのものの実用的な定義づけと共に汎用的な観測手法は未確定的な情報項目となっている。筆者らの一部は先に高分解能レーダーにより波峯線分布を求め¹⁾、あるいは抵抗ひずみ線を変換器とする定置式波向計による波向観測法を提示した^{2),3)}。

今回高分解能の超音波流速計を応用して海中の水粒子速度を測定することにより定常的に定地点における波向、波高、周期及び流向、流速を同時に算定することを試みた。

この種の観測法としては、永田⁴⁾は電磁流速計を用いて long-crestedness, principal direction を算出し、岩田・稲田⁵⁾は容量式波高計と超音波流速計を用いて二次元スペクトル等を算定している。

ここでは超音波式波高計と超音波流速計を用い二次元スペクトルを算出し、その主方向は上に述べた海象観測用レーダーで撮影した波峯線の向きと良い一致を得た。

また簡易な卓越波向を算出する方法を検討し、うねりが卓越しスペクトルピークが尖鋭な場合には二次元スペクトル図における最大エネルギーの方向とかなり良い一致がみられたが、風浪が卓越する場合やスペクトルに複数のピークが見られる場合にはこれらの方法で波向を算定することは困難であった。

2. 測定方法

観測に用いた超音波流速計は流速検出部、信号処理部及び制御部よりなり、流速の検出は2対1組の送受波器2組を180°の開きをもって水平面内に配置し、それぞれシングアランド方式による伝播時間差法によっている。

いま 図-1 (a) に示すように流速 V の流れの中に1組の超音波送波器 T と受波器 R が相対して設置し、 T から R への超音波伝播方向と流れの方向が θ なる角度

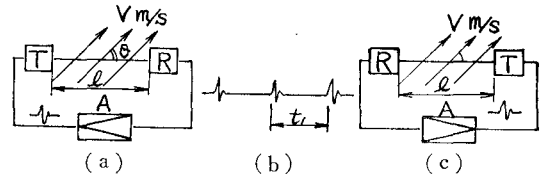


図-1 超音波流速計シングアランド方式説明図

をなしている時、送波器 T から発射された超音波パルスが受波器 R に到達する時間 t_1 は

$$t_1 = l / (c + V \cos \theta) \quad (1)$$

ここで、 l : T, R 間の距離、 c : 水中の音速

受波器 R で受信されたパルス信号は増幅器 A で直ちに増幅され再び T から超音波パルスが発射される。この動作が自動的に行われ、図-1 (b) に示すような繰返しパルス信号が得られる。この信号のパルス繰返し周波数をシングアランド周波数といい、次式で示される。

$$f_1 = 1/t_1 = (c + V \cos \theta) / l \quad (2)$$

次に 図-1 (c) のように超音波パルスの伝播方向を逆向きにすると、シングアランド周波数 f_2 は

$$f_2 = 1/t_2 = (c - V \cos \theta) / l \quad (3)$$

式 (2), (3) からシングアランド周波数の差 Δf を求めると、

$$\Delta f = 2V \cos \theta / l \quad (4)$$

となり、 Δf の値は $V \cos \theta$ 、すなわち超音波伝播方向成分の流速に比例する。なお式 (4) には水中での音速 c の項が含まれず、水温変化等による音速の変化の影響は受けない。

信号処理部では潮流成分と波による水粒子速度成分をフィルターを介して分離抽出し、潮流については二方向の流速成分を合成して単位時間平均の流向、流速を直接記録する。水粒子速度については水平二成分の出力をそのまま記録し同時に測定された波形 η_t と共に別途波向などの解析を行った。

記録部には通常の記録紙方式の他に、データレコーダーを併置し、流速二成分及び水面波形を同時に磁気テープ上にアナログ記録し、別途 A/D 変換器を介しデジタル化し、データは電子計算機を用いて一括処理した。

超音波式波高計及び流速計の受感部は海岸から約2km

* 正会員 運輸省第四港湾建設局下関調査設計事務所

** 正会員 運輸省港湾技術研究所水工部

*** 財団法人日本気象協会東京本部調査部

**** 海上電機株式会社

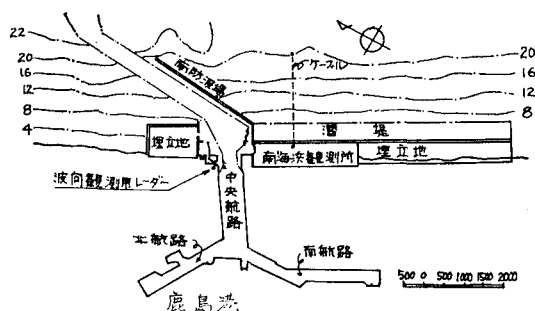


図-2 観測施設 (鹿島港)

沖の水深 22 m の海底の架台の上に設置されている (図-2)。流速計受感部の海底からの高さは 2 m であり、波高計とは 3 m 離して設置されている。流速計受感部の二成分の真方位との相対位置関係を決定するために、陸上において、海底に設置する場合と同一条件に架台を組立て、その上に方位計を取付け、磁針の真北からのずれをあらかじめ計測しておき、海底に設置した場合も同一のずれを生じるものとして、流速計受感部の方位に対する座標を決定した。

図-2 に示すように鹿島港には波向観測用レーダーも設置されており、これにより捕えられた波峯線の像は、流速計による波向解析結果の検定用に利用された。

3. 測定原理

流速計と波高計から二次元スペクトルを算出する方法については永田⁴⁾が詳細に記述しており、ここでは結果だけを記述する。

水面波形 η_t を

$$\eta_t = \text{Re} \iint e^{i(\mathbf{KX} - \sigma t)} d\mathbf{A} \quad \dots\dots\dots (5)$$

で表わすと、水粒子速度成分は微小振幅波の場合

$$u = \text{Re} \iint \frac{gk}{\sigma} \frac{\cosh kz}{\sinh kh} \cos \theta \cdot e^{i(\mathbf{KX} - \sigma t)} d\mathbf{A} \quad (6)$$

$$v = \text{Re} \iint \frac{gk}{\sigma} \frac{\cosh kz}{\sinh kh} \sin \theta \cdot e^{i(\mathbf{KX} - \sigma t)} d\mathbf{A} \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここで、 h は水深、 z は海底からの高さを表わす。

また方向スペクトル $\Psi(\sigma, \theta)$ は次のように定義される。

$$\Psi(\sigma, \theta) = \frac{1}{2} \frac{d\mathbf{A} \cdot d\mathbf{A}^*}{d\sigma \cdot d\theta} \quad \dots\dots\dots (8)$$

η, u, v についての Co-spectra は

$$M_{00}(\sigma) = \int_0^{2\pi} \Psi(\sigma, \theta) d\theta \\ = \int_{-\infty}^{\infty} \overline{\eta(t) \eta(t+t')} \cos \sigma t' dt' \quad \dots\dots\dots (9)$$

$$M_{10}(\sigma) = \int_0^{2\pi} K(\sigma) \cdot \cos \theta \cdot \Psi(\sigma, \theta) d\theta \\ = \int_{-\infty}^{\infty} \overline{\eta(t) \cdot u(t+t')} \cos \sigma t' dt' \quad \dots\dots\dots (10)$$

$$M_{01}(\sigma) = \int_0^{2\pi} K(\sigma) \cdot \sin \theta \cdot \Psi(\sigma, \theta) d\theta \\ = \int_{-\infty}^{\infty} \overline{\eta(t) \cdot v(t+t')} \cos \sigma t' dt' \quad \dots\dots\dots (11)$$

$$M_{20}(\sigma) = \int_0^{2\pi} K^2(\sigma) \cdot \cos^2 \theta \cdot \Psi(\sigma, \theta) d\theta \\ = \int_{-\infty}^{\infty} \overline{u(t) \cdot u(t+t')} \cos \sigma t' dt' \quad \dots\dots\dots (12)$$

$$M_{11}(\sigma) = \int_0^{2\pi} K^2(\sigma) \cdot \cos \theta \sin \theta \cdot \Psi(\sigma, \theta) d\theta \\ = \int_{-\infty}^{\infty} \overline{u(t) \cdot v(t+t')} \cos \sigma t' dt' \quad \dots\dots\dots (13)$$

$$M_{02}(\sigma) = \int_0^{2\pi} K^2(\sigma) \cdot \sin^2 \theta \cdot \Psi(\sigma, \theta) d\theta \\ = \int_{-\infty}^{\infty} \overline{v(t) \cdot v(t+t')} \cos \sigma t' dt' \quad \dots\dots\dots (14)$$

ここで

$$K(\sigma) = \frac{gk}{\sigma} \frac{\cosh kz}{\sinh kh} \quad \dots\dots\dots (15)$$

一方、方向スペクトル $\Psi(\sigma, \theta)$ を第 5 項までフーリエ展開して

$$\Psi(\sigma, \theta) = \frac{1}{2} A_0(\sigma) + \{A_1(\sigma) \cos \theta + B_1(\sigma) \sin \theta\} \\ + \{A_2(\sigma) \cos 2\theta + B_2(\sigma) \sin 2\theta\} \dots\dots\dots (16)$$

式 (9) ~ (14) 及び (16) より

$$\left. \begin{aligned} A_0(\sigma) &= M_{00}(\sigma) / \pi \\ A_1(\sigma) &= M_{10}(\sigma) / \pi K(\sigma) \quad B_1(\sigma) = M_{01}(\sigma) / \pi K(\sigma) \\ A_2(\sigma) &= \{M_{20}(\sigma) - M_{02}(\sigma)\} / \pi K(\sigma), \\ B_2(\sigma) &= 2M_{11}(\sigma) / \pi K^2(\sigma) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots\dots (17)$$

式 (16) は θ によっては負になる可能性があるので、Longuet-Higgins がピッチ・ロールブイによる方向スペクトルの計算に際して採用した方法にしたがい、平滑化方向スペクトル $\bar{\Psi}(\sigma, \theta)$ を次のように定義する。

$$\bar{\Psi}(\sigma, \theta) = \frac{1}{2} A_0 + \frac{2}{3} (A_1 \cos \theta + B_1 \sin \theta) \\ + \frac{1}{6} (A_2 \cos 2\theta + B_2 \sin 2\theta) \quad \dots\dots\dots (18)$$

したがって、同一地点での η, u, v を測定することにより式 (18) で示される方向スペクトルが算出される。

今回の観測では、波高計と流速計は 3 m 離して設置しており、これを同一地点で測定したものと仮定して計算を行った場合、振幅 $\sqrt{A_1^2 + B_1^2}$ は周期 10 秒の場合 1% 以下、5 秒の場合約 8% 小さく算出される。

Longuet-Higgins⁵⁾によると、long-crestedness γ^{-1} , principal direction θ_0 は次式で表わされる。

$$\gamma^2 = \frac{M_{20} + M_{02} - \sqrt{(M_{20} - M_{02})^2 + 4M_{11}^2}}{M_{20} + M_{02} + \sqrt{(M_{20} - M_{02})^2 + 4M_{11}^2}} \quad \dots\dots\dots (19)$$

$$\tan 2\theta_0 = \frac{2M_{11}}{M_{20} - M_{02}} \quad \dots\dots\dots (20)$$

方向スペクトル $\Psi(\sigma, \theta)$ を次式のように周波数スペクトル $E(\sigma)$ と方向分布関数 $h(\theta)$ の積で仮定する。

$$\Psi(\sigma, \theta) = E(\sigma)h(\theta) = E(\sigma) \cdot \cos^{2\theta} \theta \quad \dots\dots\dots (21)$$

ただし、エネルギーは $\theta = -\pi/2 \sim \pi/2$ の間で存在するものとする。

簡単な式の展開ののちに、エネルギーの方向に関する集中度を表わす式(21)の S と long-crestedness γ^{-1} は次式で関係づけられる。

$$\gamma^{-2} = 2S + 1 \quad \dots\dots\dots (22)$$

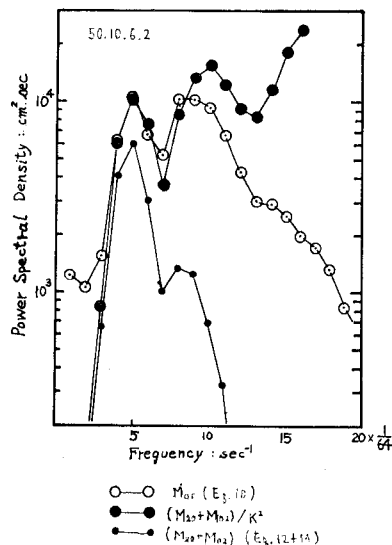
4. 観測結果

表—1 に解析結果を示す。表中、 T_m はエネルギーピークの周期を示す。 $\bar{\theta}_0$, $\bar{\gamma}$ はエネルギーピーク付近の周期の平均値を表わし、ここでは周波数スペクトルを算出する際に離散的に求められる T_m と前後二つの周期に対応する値の平均とした。風向、風速は鹿島港で観測された値である。表に示した Run 1~11 の中から、風波とうねりが重合してエネルギースペクトルに二つのピークが現われている Run 6 と、波向観測用レーダーで撮影し波峰線がかなり鮮明に現われている Run 8 について、2次元スペクトル等の算出結果を示す。

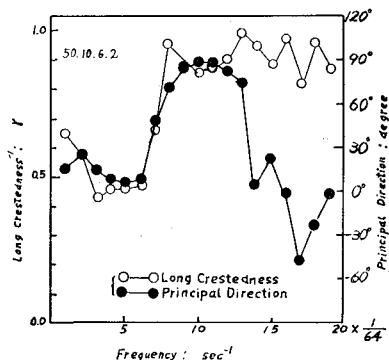
(1) Run 6 (昭和50年10月6日2時)

図—3 は波高計及び流速計から算出された周波数スペクトルを示す。水粒子速度から表面波に換算したスペクトルは高周波域を除くと、直接波高計から算出した値と良く一致している。図—4 は long-crestedness 及び principal direction を示しているが、long-crestedness γ^{-1} は T_m 付近で最大となっている。高周波数域では γ^{-1} はほとんど1となっているが、これは図—3 からわかるように速度スペクトル ($M_{20} + M_{02}$) の高周波数域ではパワーが急激に小さくなっており、雑音信号の影響が顕著になり $\gamma^{-1} \approx 1$ となる。

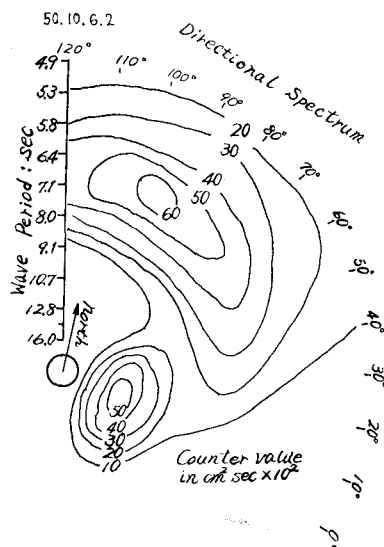
図—5 に二次元スペクトルを示す。風波とうねりがそ



図—3 周波数スペクトル (Run 6)



図—4 long-crestedness & principal direction (Run 6)



図—5 二次元スペクトル (Run 6)

表—1 データ解析結果一覧

Run No.	月日時	$H_{1/3}$ (m)	$T_{1/3}$ (秒)	T_m (秒)	$\bar{\theta}_0$	$\bar{\gamma}$	風向	風速 m/s
1	10. 5.16	0.65	6.2	9.1	96°	0.47	NE	5.5
2	18	1.02	4.6	9.1	87	0.38	"	9.2
					102	0.84		
3	20	1.59	5.0	8.0	90	0.43	NNE	15.2
					44	0.85		
4	22	2.41	5.9	6.4	34	0.94	NNE	16.3
5	6. 0	1.76	6.2	6.4	19	0.89	N	11.5
6	2	1.97	6.5	12.8	100	0.46	N	8.2
					7.1	0.90		
7	4	1.81	6.6	12.8	99	0.50	N	5.2
					7.1	0.77		
8	11. 5.16	4.95	10.7	12.0	93	0.74	NE	11.7
9	17	4.40	10.1	10.3	86	0.64	"	11.3
10	18	4.80	10.8	12.0	72	0.58	"	10.7
11	19	4.63	10.2	12.0	85	0.47	"	10.7

れぞれ異なる方向から侵入している。うねりの浪源は房総半島の南 200 km の海上から東北東に進んだ台風 7513 号である。また、当日は風向 N, 風速 8.2 m/s の風が吹いており、図-5 の風波成分はこの風によることがわかる。なお当日の目視観測では波向は N80°E であったと報告されている。

(2) Run 8 (昭和 50 年 11 月 5 日 16 時)

Run 6 と同様な図を 図-6~8 に示している。図-6 でスペクトルのエネルギーピーク付近では水粒子速度から表面波に換算して得られたスペクトル値は波高計からのそれよりやや小さくこれらの値の比は約 1.7 で水圧式波高計の場合の n 値に相当する値は約 1.3 となっている。図-7 の γ^{-1} は高周波数域でかなり大きい値を示しているが、この周波数域では流速のパワーそのものが小さく雑音信号の影響が顕著になり γ^{-1} は 1 に近づくことが予想されるのに対して上記の値をとることの原因は不明である。写真-1 は同時刻のレーダーで捕えられた波峯線の映像であるが、これによると波向は N82°E である。一方、図-8 の二次元スペクトルの Principal direction は N93°E で両者に約 10° の誤差がある。

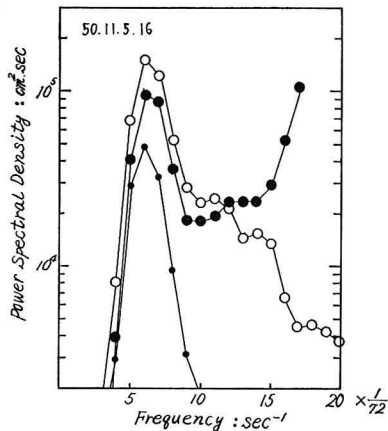


図-6 周波数スペクトル (Run 8)

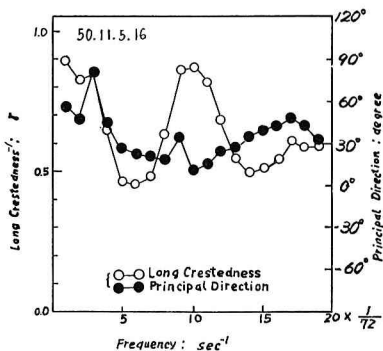


図-7 long-crestedness & principal direction (Run 8)

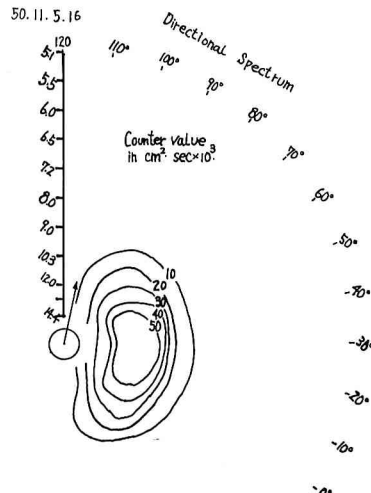


図-8 二次元スペクトル (Run 8)

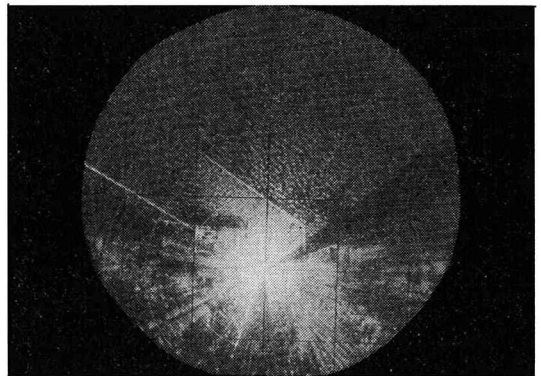


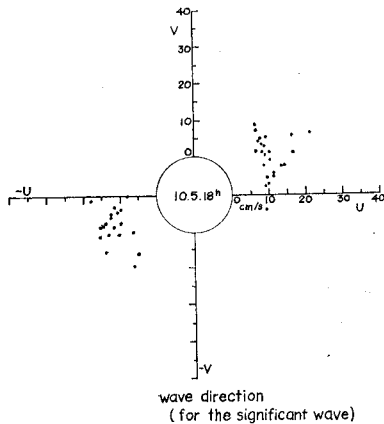
写真-1 レーダー映像 (鹿島港, 11月5日16時)

Run 6 の場合はうねりと風波が重合した波の向きを目視したものであり、両者のエネルギーの重心に相当する方位を波向としたとも考えられる。したがって Run 6 と 8 の結果から流速計から得られる Principal direction は波峯線と約 10° の差があると考えられるが、これは流速計を水深 22 m の海底に設置する際の方位の設定誤差とも考えられる。

簡単に卓越波向きを算出する方法を種々検討したが、ここではその一例だけを示すことにする。

図-9 は波高計の記録から有義波を算定する際に抽出したおのおのの波に対して流速の Crest の値をプロットしている。この例の場合、表-1 に見られるように γ^{-1} がかなり大きいので、Principal direction とほぼ同じ波向が推定できる。しかしながら一般にスペクトルに二つのピークを有する場合や γ^{-1} が 1 に近い値を示す場合は、上記の例のように波向を判定することは困難であった。

式(21)のような方向スペクトルを仮定した場合、エネルギーの集中度を表わす S と γ^{-1} には式(22)の関係が



図—9 卓越波向の簡易測定法検討例

ある。合田・鈴木⁷⁾は S について (1) 風浪で $S \approx 1$, (2) 減衰距離の短かいうねりで $S \approx 2 \sim 3$, (3) 減衰距離の長いうねりで $S \approx 8 \sim 9$ の概略値を与えているが, γ で表わすと, それぞれ (1) $\gamma \approx 0.6$, (2) $\gamma \approx 0.4$, (3) $\gamma \approx 0.2$ となる。

表—1 の $\bar{\gamma}$ は風波の場合一部上記 (1) よりかなり大きい値示しているが, 波高がかなり大きくなっている Run 8~11 では上記 (1) に近い値で変動している。

5. あとがき

今回のように水深のかなり大きな海底に流速計を設置する場合正確に方位を設定することが困難であり, 設置法の開発・研究が必要であるが, 一応波向観測に利用できるものと考えられる。ただし周期の短い波を対象とす

る場合水面近くで流速を観測する必要がある。

なおこの研究は港湾技術研究所, 日本気象協会東京本部, 海上電機株式会社の三者の共同研究により実施したものである。データの取得, 解析には港湾技術研究所水工部佐々木弘, 日本気象協会東京本部森谷誠生, 大浦明夫各氏に多大な援助を受けたことを記し謝意を表します。

また第二港湾建設局鹿島港工事々務所には波高計及びレーダによる波浪データの提供を受け, 茨城県には海底ケーブルの貸与を受けたことを記し謝意を表します。

参考文献

- 1) 井島武士・高橋智晴・佐々木弘: 波向観測等におけるレーダーの応用, 第11回海岸工学講演会講演集, pp. 81~88, 1964.
- 2) 高橋智晴・鈴木禧実・佐々木弘・菅原一晃: 定置式波向計(抵抗ひずみ線型)について, 第17回海岸工学講演会講演集, pp. 395~401, 1970.
- 3) 鈴木禧実: 表面波の近似的方向スペクトルの観測, 第16回海岸工学講演会講演集, pp. 99~106, 1969.
- 4) Nagata, Y.: The statistical properties of orbital wave motions and their application for the measurement of directional wave spectra, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 19, No. 4, pp. 169~181, 1964.
- 5) Iwata, N. and W. Inada: Estimation of directional properties of wind waves by ultrasonic current meter, La mer, Tome 9. N° 1, pp. 14~11, Fevrier 1971.
- 6) Longuet-Higgins, M.S.: The statistical analysis of a random, moving surface, Phylo. Trans. A. Vol. 249, pp. 321~387, 1956.
- 7) 合田良実・鈴木康正: 光変型方向スペクトルによる不規則波の屈折・回折計算, 港湾技研資料 No. 230, 45 p., Dec. 1975.