

# Ocean waves の沿岸観測について

## —— 問題点, ならびに二, 三の知見 ——

降 簡 常 雄

### はしがき

最近すぐれた性能をもった波浪測器がいくつか出現して観測方法のうえでも, それを使用する沿岸の範囲においても, 著しい進歩と拡張とがおこっている。

本文ではそれらについて概要を紹介する傍ら, 沿岸の波浪観測のうえで当面する問題の一端にもふれて二, 三の考え方を述べる。

### § 1 Hydrodynamic attenuation coefficient の Calibration の問題

#### 1. Pressure gauge 補正ファクター, $\gamma$ の難点

海岸工学をはじめ, 防災に關係した実務的な立場では手軽に波浪実況や波候を把握するため有義波法に基盤をおく観測が従来おこなわれており, 取扱いが比較的容易な Pressure gauge 波浪計をつかい記録から個々の卓越波を読みとっているのが一般である。Pressure records から読みとった一, 一の卓越波の波高  $H$ , その見かけの周期  $T$  を用い表面の値  $H_0$  を求めるさい, 一般に

$$H_0 = \gamma \frac{1}{G(D, Z, \lambda)} H, \quad \dots \dots \dots \quad (1)$$

$$\text{但し, } G = \frac{\cosh \left[ \frac{2\pi D}{\lambda} \frac{D-Z}{D} \right]}{\cosh \left( \frac{2\pi D}{\lambda} \right)}, \quad \dots \dots \dots \quad (2)$$

$$T = \left[ \frac{2\pi\lambda}{g} \coth \left( \frac{2\pi D}{\lambda} \right) \right]^{\frac{1}{2}}, \quad \dots \dots \dots \quad (3)$$

のかたちの換算がおこなわれる。式(1)に——経験的に——導入されている係数,  $\gamma$  はいわゆる Pressure gauge 補正ファクターで 1.05~1.45 程度の値が実験的に報告されており, Table-1 はその一例である。これらの実験値は水槽や海岸のいろいろの実験条件のもとで, 個々の表面波高  $H_0$ , お

Table-1.  $\gamma$  の実験値の一例

Name	$\gamma$	Location
Folsom (1946)	1.08	Princeton Beach
Folsom (1946)	1.06	Princeton Beach
Folsom (1947)	1.35	Bermuda
Seiwell (1948)	1.35	Cuttlyhunk
Folsom (1949)	1.07	
Folsom (1949)	1.10	
Univ. California	1.18	
	1.15	
	1.20	
その他の実験値	1.05~1.45	

より直下の水中の圧力波高  $H$  の同時比較観測から導かれており, これについて従来つぎのような評価がなされている;

- 1) どの実験値が特にほかの値にくらべ reasonable とも言い難いこと
- 2) 実験に用いた測器や観測の仕方により屢々  $\gamma$  の値が変ること, また一定の方法で実験しても  $D$ ,  $Z$ ,  $H_0$  などの状態で必ずしも  $\gamma$  の値が一定しないこと
- 3) 海底の条件もその値に影響があるらしいこと

したがって実際のところ, 観測の現場でふつうやっているごく荒い近似操作で導いた  $H_0$  の値はかなりの不確かさを含むと思はれるので, 久しい以前から問題とされているところである。実用ということのためにある程度の reduction error は許容するにしても,  $\gamma$  のばらつきが余りに大きすぎること, また  $\gamma$  をどうとるにせよ, それに伴う誤差の大きさやその性質がよくわからないという事は, 常用されるこうしたやり方の波浪観測の根本にまだ問題があるわけで放置することはできない。

最近は実際を主とする分野からも波浪の観測精

## Ocean waves の沿岸観測について

度の向上をのぞむ声がしきりに高まっている。一方ルーチン用測器については耐久度、安定性が一段と向上して、1%フルスケール以内の精度をもつ **Pressure gauge** 波浪計が一部では実用されている状況でもある。したがって **reduction** に伴う難点が除かれれば、**スペクトル法**によらずとも充分満足できる精度の測定が従来の方法で **Pressure records** からも期待できる筈である。スペクトルを使えば煩しい  $\gamma$  の問題は理論上のぞかれる筈であるが、ルーチン観測上にすべて適用することは困難がすくなくないし、必要もないことであろう。現実には **Pressure gauge** 波浪計と有義波法を援用する観測が沿岸波浪のいろいろの調査に依然大きな役割を占めることは明らかで、測定精度の向上の必要にもてらし測器の改廃、整備とあわせて上述の問題のすみやかな解決が望まれる。

2. 補正ファクター、 $\gamma$  の **Calibration** の方向

経験的に導入された補正ファクター、 $\gamma$  がいろいろの因子を含んでいることは推察されるが、くわしい検討はないようである。考えられる主な点をあげれば、

- 1) **Pressure records** から荒い近似操作で卓越波( $H, T$ )を読みとるための **high frequency** 成分のエネルギー損失
  - 2) 観測を使った測器の性質、設置条件、観測の方法などに原因するレスポンスの差異
  - 3) 観測時の波浪の統計的状態
  - 4) **reduction formula** の理論式の欠陥
- などが  $\gamma$  の値を左右する要因であろう。定性的にみれば、1), 2), は測器、設置条件、観測方法、記録の読みとり基準などの定式化で一様化できる性質が充分つよい筈である。4), は後へのべる方法で実験的に **Calibrate** できる筈と考えられる。3), の影響はスペクトルに基礎をおいた吟味にまたなければならない。ここにあげた少くとも 4 つの点については面倒はあるにしても、それぞれ詳しい吟味が必要と思われる。従来の  $\gamma$  の検証の実験にはこうした点で不足な場合が少くないよう見受けられる。

なおここで  $\gamma$  の実験値をもう一度ふり返ってみると、実は筆者によくわからないことがある。た

とえばよく常用されている  $\gamma = 1.35$  を例にとれば、これは常数係数だから波浪の周期がいろいろであっても **reduction** の計算上では同じに作用する。スペクトル的な見方からすれば此のことはかなり奇妙にも思われる。

また筆者の経験によると、外洋沿岸の **swell** の記録に(暫定値として)  $\gamma = 1.35$  を用いてもさほど目立つこと( ! )はおこらないが、湾内の短周期の波浪(とくに周期3sec以下)については換算値  $H_0$  が解し難いほど大きな値を示すのが普通で、データとしては棄却せざるをえない。もちろん、**swell** の場合は差支えないと考えているわけではない。1)~4)の観点からすれば、あきらかに異った条件下で得られている従来の  $\gamma$  の実験値をそのまま別の波浪観測上に安易に適用することはかなり問題がありそうに思われる。

3. **Attenuation coefficient,  $G(D, Z, \lambda)$** 

について

**Pressure wave records** のパワースペクトル、 $W(\omega)$  から表面波のパワースペクトル、 $W_0(\omega)$  を導くのには、つぎの理論的関係

$$W_0(\omega) = \frac{1}{[G(D, Z, \lambda)]^2} W(\omega) \dots \dots \dots (4)$$

が一般に用いられる。この関係式が無限小振巾の波系をのぞいては近似を与えるに過ぎないことは言うまでもない。沿岸で実際に観測される大きな波高や峻度をもつ有限振巾の波浪の場合に式(4)がどの程度の近似を実際あたえるかを精密な測定で明らかにすることは重要であるが、詳しい解明はなされていない。

この問題は要するに、**Hydrodynamic** な性質をもつ線型(と見なす)の物理フィルターの 1 つについて、その周波数レスポンス函数、 $G(\omega)$  を求めることと同じで、いろいろの点で興味がある。

$G(D, Z, \lambda)$  の理論的なかたちは式(2)で知られているが、Draper(1957)が周期 3 ~ 10sec の **shallow water wave** のスペクトルについて行った実験で判断すると、短周期のスペクトル領域について理論値、 $G(D, Z, \lambda)$  は実際の値、 $G'(D, Z, \lambda)$  にくらべ約 10% 程度過大な値を与えているらしい傾向が見える。この解釈は Draper 自身の結論とは

## Ocean waves の沿岸観測について

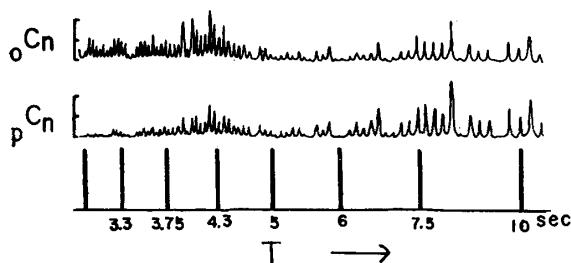
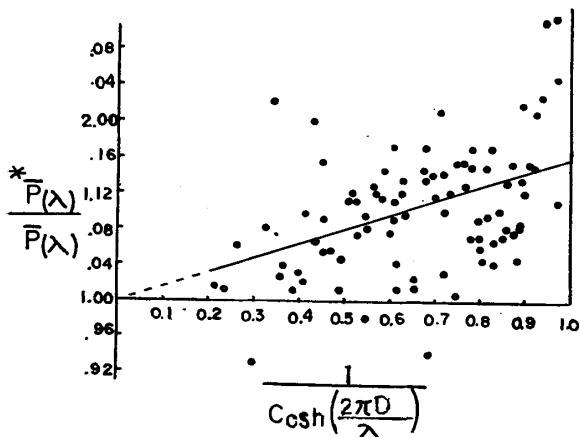


Fig. 1 表面波、および Pressure wave のスペクトル (L. Draper による)

別で、この点を詳しく吟味するには実験の内容が不充分であるが、 $G(D, Z, \lambda)$  のかたちをある程度衝いていると思われる Draper の実験は一応注目してよいであらう。実験方法は同時観測の surface records と Pressure records (bottom) のフーリエ・スペクトル、 ${}_0C_n$ 、および  ${}_pC_n$  (Fig. 1) を用いて、7 分割したスペクトル・バンドについてエネルギー・スペクトル密度に相当する  $\Sigma_0C_n^2$ 、 $\Sigma_pC_n^2$  を求め、つぎに海底に導いた等価振巾、 $(\Sigma_0C_n^2)^{\frac{1}{2}}G(D, Z, \lambda)_{Z=D}$ 、および海底で実測した等価振巾、 $(\Sigma_pC_n^2)^{\frac{1}{2}}$  を各スペクトルバンド毎に計算してその比を  $\bar{P}^*(\lambda)/\bar{P}(\lambda)$  とする。

$$\frac{\sqrt{\Sigma_0C_n^2} \cdot G(\lambda)}{\sqrt{\Sigma_pC_n^2}} = \left( \frac{\bar{P}^*(\lambda)}{\bar{P}(\lambda)} \right), \quad \dots \dots \dots (5)$$

$$\text{但し, } G(\lambda) = \frac{1}{\cosh\left(\frac{2\pi D}{\lambda}\right)}.$$

Fig. 2 は比、 $\bar{P}^*(\lambda)/\bar{P}(\lambda)$  を縦軸、 $G(\lambda)$  を横軸にとって  $7 \times 12$  (データ) の実験値がプロットしてある。Fig. 2  $\bar{P}^*(\lambda)/\bar{P}(\lambda)$  の分布 (L. Draper による) (縦軸 2.00, 2.04, 2.08 を 1.20, 1.24, 1.28 に訂正)

る。ところで比、 $\bar{P}^*(\lambda)/\bar{P}(\lambda)$  は近似的に、

$$\frac{\bar{P}^*(\lambda)}{\bar{P}(\lambda)} \doteq \frac{\sqrt{\Sigma_0C_n^2} \cdot G(\lambda)}{\sqrt{\Sigma_pC_n^2} \cdot G'(\lambda)} \sim \frac{G(\lambda)}{G'(\lambda)} + \text{Statistical Noise} \dots (6)$$

と見なすことができる筈である。 $G'(\lambda)$  は海底の Pressure gauge 波浪計が実際にうける Hydrodynamic attenuation である。また図の横軸は波のスペクトル周波数に対応しているとみられる。したがって Draper のこの図は  $G(\lambda)/G'(\lambda)$  の frequency dependence を近似的にあらわしていると考えられる。ただし解析に用いた12組のデータはすべて長さが6分間で波浪統計からみて明に短かすぎること、式(5)の計算値がかなりの統計的変動を含んでいること、などの理由でうえの結果には Statistical Noise がかなり含まれている筈であるから、ここでは単に傾向をうかがう程度に止める必要がある。(註: この場合 statistical Noise は低周波側に大きく現れる筈である。したがって Noise を考慮に入れてもなお下記の傾向は無視できない。)

図によると high frequency 領域で僅かながら  $\frac{\bar{P}^*(\lambda)}{\bar{P}(\lambda)} > 1$  の傾向が認められ、周期  $4 \sim 3 \text{ sec}$  に対応する領域では、平均  $\sim 10\%$  くらい  $G(\lambda)$  の値が大きい傾向を示している。これまで周期  $4 \sim 3 \text{ sec}$  以下の短周期スペクトルについて表面波高を求めるとき一般に大きすぎる傾向をしめすことがしられているが、うえの結果は定性的にそれと一致し興味ふかい。Draper の実験は示唆に富んでいるが充分ではなく、精密な観測と一般化したデータの分析とがあらためて必要とされる。

4.  $G(D, Z, \lambda)$  の統計的推定について

式(2)の Attenuation coefficient,  $G(D, Z, \lambda)$  を角周波数  $\omega$  をつかって周波数レスポンス函数のかたちに表示しておけば、実用上も便利であり、のちの統計的推定と比較するのにも必要である。

簡単のため  $D=Z$  として、式(3)をつかって書きなおすと充分高い近似で次のようにあらわされる;

## Ocean waves の沿岸観測について

(1) Deep water wave の場合:

条件:  $\left(\frac{\lambda}{2}/D \leq 1\right)$  のとき,

## ② Shallow water wave の場合:

条件: とくに  $\left(\frac{\lambda}{2}/D > \pi\right)$ としたとき,

$$G(\omega) = \frac{1}{1 + \frac{1}{2} \left(\frac{D}{g}\right) \omega^2} \quad \dots \dots \dots \quad (8)$$

式(7), (8)から, Hydrodynamic attenuation が他の物理フィルター (たとえば CR- フィルター) に比べて減衰のつよい low pass filter に他ならないことが明瞭である。このことからハイドロ・フィルター,  $G(D, Z, \lambda)$  を長周期波などの観測に積極的に利用することが考えられるわけで, Munk, *et al*(1963) にその例がみられる。ハイドロフィルターのレスポンスは式(7), (8)の因子  $D/g$  で定まる。

$$\sqrt{\frac{D}{\sigma}} = \tau_0 \quad \dots \dots \dots \quad (9)$$

とおけば、 $\tau_0$ は物理フィルターの Time constant に対応している。

実際に海中で生じているハイドロ・フィルター効果を波浪観測資料によって統計的に測定することを考えてみよう。この場合必要なことはハイドロ・フィルターが線型であると仮定するだけよい。このような仮定にいろいろ問題があるかも知れないが、いまのところこの仮定が充分広い範囲で成り立つものとしておく。さて、海面と、直下の海中、 $Z$  の深さの点とで同時にみた波系をそれぞれ、

$$(海面) : x(t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n \cos(\omega_n t + \varepsilon_n) \dots \dots \dots (10)$$

$$(海中) : \quad y(t) = \sum_{n=1}^{\infty} b_n \cos(\omega_n t + \varphi_n) \dots \dots \dots (1)$$

とし、波系は不規則定常なガウス過程であるとする。こうすると問題は、不規則定常な入力信号  $x(t)$ 、出力信号  $y(t)$  を同時に測定して、入、出力間に挿入されている 1 つの物理フィルターのレスポンス、 $G(\omega)$  を  $x(t)$ 、 $y(t)$  のデータから統計的

に推定することに帰着する。

推定しようとする  $G(\omega)$  を一般的に、

と書けば、線型応答理論にしたがい

とあらわされる。 $C_{xy}$ ,  $Q_{xy}$ ,  $C_{xx}$  は, データに関する Co-spectrum, Qudrature-spectrum, Auto power spectrum で,  $x(t)$ ,  $y(t)$  の自己相関函数, 相互相関函数などのフーリエ変換で与えられる。したがって波浪観測で  $x(t)$ ,  $y(t)$  を充分精密に同時観測できれば, 海中の実際のハイドロ・フィルター効果を様々の海面状態, 周囲条件のもとで実験的に詳しく測定できる筈である。レスポンス函数,  $G(\omega)$  を  $x(t)$ ,  $y(t)$  の有限個の観測資料から実際に計算するさい, Statistical に派生する問題を効果的に処理する手段を講じなければならぬが, これについては Akaike-Yamanouchi (1962) の方法などが知られており, 有効なものと考えられる。実験的に推定されるハイドロ・フィルターについて, はじめに仮定した線型性の適用範囲の実際を明らかにすることは重要で, Coherency による判定がこの場合役立つかもしれない。

## § 2 波浪測器と測定法について

## 1. 表面波と Pressure wave の精密測定

最近 McIlwraith と Hays(1963) が報告した超音波式波浪計は表面波を  $10^{-6}$  フルスケールの高精度で観測ができ、水深 6 ~ 150m の海底に容易に装置できて連続使用が可能といわれる。主な特徴は、

- 1) 海底に上向きに置いたパラボラ反射鏡で鋭く収束した超音波ビームを海面に当て、その Echo time をデジタル計測する構造
  - 2) Output データは磁気テープに入れておき、デジタル電子計算機で処理するなどである。使用周波数 ( $f_0$ )、200KC/S.、パルス

## Ocean waves の沿岸観測について

繰返し周波数 ( $F_0$ ), 10CPS, で装置を水深44mに置いたとき, 海面のビーム直径は60cm(実測)という。磁気テープの情報信号はテープ再生時にクロック・パルス( $f'$ ), 1 MC/Sを用い,  $\mu$ ,  $\left(=\frac{f'}{f_0}\right)$  倍に scale up して読み出される。1パルス当たりの水位変化量,  $dh$  がこの波浪計の Least count, (L. C.) になるから, 海中の音速を  $V$  とすると

$$(L. C.) = dh = \frac{V}{f_0 \times \mu} \quad \dots \dots \dots \quad (15)$$

で、これが波浪計の分解能を与える。 $V = 1.5 \times 10^5$  cm/s ならば、 $f_0 = 200 \text{KC/S}$ 、 $\mu = 5$  とするとき  $L.C. = 1.5 \text{mm/count}$ 。いま Sampling pulse rate として  $F_0 = 10 \text{P.P.Sec}$  にとれば、周期 1 sec 以上の表面波を  $L.C. 2 \text{mm}$  以内で測定することができる。超音波の Echo time を  $\tau$  とすると  $(\tau - \bar{\tau}) = \delta \tau$  とおいて表面波高、 $H_0$  は

$$H_0 \doteq V\delta\tau \dots \quad (16)$$

であらわされる。海中の音速は水温 ( $\theta$ ), Salinity ( $S$ ), の影響が大きいから, 沿岸の観測ではこの点の留意が必要である。たとえば20m水深の海で表面から海底までの平均水温が  $10\sim22^{\circ}\text{C}$  の範囲を変化するとき,

$$\frac{\partial V}{\partial \theta} \sim +3 \text{ m/s/}^{\circ}\text{C},$$

おなじく Salinity が 30~35‰ ( $\theta=15^{\circ}\text{C}$  で),  
の範囲を変化するとき,

$$-\frac{\partial V}{\partial S} \sim -3.8 \text{m/s}/\%,$$

程度の影響がある。周囲条件のこうした影響を L.C. の程度以内に押えることがこの種の精密測定には不可欠で、実際には  $\theta, S$ , をおよそ  $4\theta \sim 0.1^\circ\text{C}$ ,  $4S \sim 0.1\%$  以内の精度で測定して音速補正すれば充分である。水中の音速計算には Kuwahara (1939) の表がしらされているが、これで計算すると  $\sim 3 \times 10^{-3}$  程度の音速の誤差はさけられないと言われ、Wilson (1962) の表によると前者より 1 術精度がよくなることが実測されているといわれる。Wilson の表をつかえばここでは一応は困らない筈である。

Snodgrass, *et al* (1958)による Vibrotron レコーダーは水圧を利用して水位を精密測定する測

器として著名で、水深 100~750m の海底に Vibrotron sensor を置いて  $10^{-6}$  フルスケールの高精度で長周期波の観測をしていることもよく知られている。主な特徴は、

- 1) Poindexter (1952) の Vibrotron Transducer を水位計に利用しており、ダイヤフラムに加わる水圧に応じ張ってあるタングステン線の固有振動数 ( $f$ ) が変化するのを電気的に検出してデジタル計測する構造,
  - 2) Vibrotron の Output (正弦波) 信号はいちど  $\mu$ , (1~10)倍に frequency multiplication してパルス化し, 一定のゲートタイム,  $T_g$  内に計数してデジタル記録する。記録は電子計算処理する,

点であらう。水圧,  $P$ に対する Vibrotron の応答は

$$f^2 = -AP + B, \quad \dots \dots \dots \quad (17)$$

但し、 $A = 1.26(KC/S)^2 m^{-1}$ 、 $B = 317(KC/S)^2$ 。  
また圧力感度は、

である。したがって Vibrotron レコーダーの分解能,  $L.C.$  は

$$(L.C.) = \frac{1}{\frac{df}{dp} \times T_g \times \mu} \quad \dots \dots \dots (19)$$

で与えられる。沿岸で Vibrotron レコーダーをつかって短周期の波浪を観測することはまだ試みられていない。これは沿岸波浪の研究上に是非必要なことであるが、この点を可能にするにはつきの 2 つの問題を解決する必要がある。

### (1) Output パルスの計数速度を著しく高めること

たとえば水深 5 m の海で周期 1 sec 以上の波浪を測定する場合、データ解析上で ariasing をおこさないためには Nyquist frequency を 2.5c/s 位にとる必要がある。したがって Sampling rate,  $N = 5 \text{ Sec}^{-1}$ 。これから  $T_g \sim \frac{4}{25} \text{ sec}$  程度。また Vibrotron の特性から、かりに海底に沈めた場合  $f = 17,000 \text{ c/s}$ ,  $\frac{df}{dp} = 0.39 \text{ c/scm}^{-1}$  の程度。したがって海底でみたときの測器の分解能を、

## Ocean waves の沿岸観測について

$L.C. = 1 \text{ cm/count}$  にするには,  $\mu = 17$ .  
 これから Pulse counting rate はおよそ,  
 $f \times \mu \sim 3 \times 10^5 \text{ c/s}$ .

また、

*L.C. = 1 mm/count* にするには,  $\mu = 161.$   
 $f \times \mu \sim 3 \times 10^6 \text{c/s.}$

Snodgrass らが従来用いている装置は計数速度が高々 100KC/S であるため、短周期波の場合に適用できない。計数速度を 3 MC/S 位に高めることは是非必要で、それにはマグネットロン型計数管一 Trocotron による高速計数装置の利用がさし当つて適当であらう。当然 Sampling rate やゲートタイムの決定にも配慮が必要である。

## (2) Vibrotron の非直線歪みの影響を押えること

Vibrotron の感度は dynamic range にわたり一定していないから、波高が大きいとき非直線歪みが影響して測定精度を低下するおそれがある。水圧が  $dP$  変化した場合の非直線歪みによる計数誤差は、

$$\left| df_{err} \right| = \frac{A^2}{4f^3} dP^2 \quad \dots \dots \dots \quad (20)$$

である。この誤差を reasonable count の 1% 以内に止めておくことが必要であるから、 $dP$  は高々

$$dP \leq \left( \frac{4 \frac{df}{dP} \times f^3}{A^2} \right) \times 10^{-2} \dots \dots \dots (21)$$

の範囲になければならない。水深20mで $dP \sim 4.7$  m(Pressure height)程度。この $dP$ は海底の値であるから、たとえば2, 3の周期について表面波高,  $H_0$ を求めるとき,  $H_0 \sim 9$  m( $T = 10$  sec),  $\sim 5.6$  m( $T = 15$  sec), などが許容最高の値になる。一般に短周期, 長周期いづれの波の観測についても条件, (2)が破れないよう Vibrotron sensor の設置水深をきめなければいけない。また Vibrotron は  $+6.8$  c/s/ $^{\circ}$ C 程度の温度効果をもつてゐるから周囲温度の影響を極力へらすことが必要で、沿岸での使用にはこの点の注意が大切といわれる。Snodgrass らは Vibrotron を砂箱に埋めて使用しており、これによって Temperature noise を 1 mm(Pressure height) 程度に止めることができ

きたという。最近筆者がえた情報によると温度効果のない Vibrotron の開発が米国で進んでおり、充分見込があるという（註1）。 そうなれば使用上はもちろん、Vibrotron の信号対雑音比を向上するうえの効果は非常に大きい。

## 2. 表面波と Pressure wave の同時観測

§ 1 で述べたハイドロ・フィルター効果を Calibrate するには、表面と海中で波浪の精密同時観測をしてスペクトルをしらべる必要があり、有効と思われる 1 つの方法にうえにあげた超音波波浪計と短周期用に設計された Vibrotron 波浪計の併用が考えられる。実際に測定する対象の範囲は周期 1 ~ 30 sec の波浪で一応よいと思われるが、波高の分解能をどの程度にとるかの点はいろいろの検討が必要で簡単に決められない。しかしいづれにしても超音波波浪計の分解能で制限はされる。およその程度としてはスペクトル周期 1 sec の場合、L.C. ~ 0.5 ~ 1 cm 程度で一応よいかもしれない。

### 3. Neumann スペクトルの検証, その他 の問題

沿岸で実際に観測される波浪が Neumann スペクトルから予測されるものに比べどうなっているか吟味することは重要である。Neumann スペクトルを検証する場合、エネルギーの小さな周波数  $0.6c/s$ , ( $\lambda \sim 6\text{ m}$ ) 程度以下のスペクトルは無視されるが、それ以上のバンドについては少くとも波高の分解能が  $\sim 3\text{ mm}$ 、水平方向の分解能が  $\sim 50 \sim 60\text{ cm}$  程度の精密測定が必要と考えられている。しかし従来この問題につかわれていた波浪計は Analog 測器にかぎられるため  $10^{-2}$  フルスケール程度の精度に止まり、水平方向の分解能は明確を欠く場合が少くない。また水深の浅いときの観測が多く、 $15\text{ m}$  以深のデータが甚だ乏しいきらいがあるようである。したがってこうした点を加味した精密な検証は沿岸波浪の特性を明らかにする上でも極めて重要なことである。

McIlwraith-Hays の波浪計はこうした目的に対してよく考慮されており、また性能からいっても基礎的ないいろいろの問題の解明に広く役立つものと期待される。(註: Vibrotron 波浪計も大体こ

## Ocean waves の沿岸観測について

れに準じて考えてよい)。この測器はこれまでのところ La Jolla の海岸(水深 44m)で試験観測に成功しているにすぎないが、たとえばこれを陸棚上の程よい 2 点にならべて波浪の生成、発達の過程や海岸過程の詳細を同時観測によって追究することがさし当って切望される。

#### 4. 二次元スペクトルの測定

波浪の二次元スペクトルを測定するいろいろの方法が現在しられているが、Munk, *et al*(1963)が長周期の swell の観測に用いた Vibrotron sensor, 3 個を Triangular Array に配置する方法は、

- 1) Sensor の精度が非常に高いこと
  - 2) ハイドロ・フィルター効果を利用して対象外のパワーの強い side band スペクトルを容易に消去し, ふつうでは測定不可能な微弱な波についても有意義な多くの情報測定が可能であること
  - 3) 長期にわたり二次元スペクトルの連続測定が容易なこと
  - 4) 深い水深(100~750m)で使用できるから, これを利用して波のスペクトルに及ぼす海岸効果の詳しい測定が可能であること
  - 5) 装置が簡便で軽小, 強固。設置, 回収も容易にできること
  - 6) ディジタル記録を直接に電子計算処理するため, 解析の難しい二次元スペクトル, その他豊富な情報が短時間でえられること

などに特徴がある。この方法は長周期の Swell の方向スペクトル測定を本来の目的にしている点で制限はあるけれども、沿岸波浪の研究上に少くない効果を含んでいることはうえにあげた点からも推察される通りで、注目してよいものの一つといえよう。

Array にならべた 3 個の Vibrotron sensor は有限距離におかれているから、それらのデータから導いた Cross spectral matrix,  $S_{rs}(\omega)$ .

をつかって二次元スペクトル,  $E(l, m, f)$ ,

$$E(l, m, f) = \iint_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) \times \exp[-2\pi i(lx+my)] dx dy \quad \dots \dots (23)$$

を一般的に求めることはこの場合できない。したがって実際には  $S_{rs}(\omega)$  がエルミット・マトリックスであることから独立なその 7 個の要素,  $C(\omega)_{0 \sim 3}$ ,  $Q(\omega)_{1 \sim 3}$  をつかい, 遠方の Point source からやってくる well directed swell,  $(A_0, m_0, l_0)$  の場合にかぎって最小自乗法的に式,

$$\begin{aligned}
 H = & (C_0 - A_0)^2 \\
 & + 2 \sum_{n=1}^3 \left\{ C_n - A_0 \cos 2\pi(l_0 x_n + m_0 y_n) \right\}^2 \\
 & + 2 \sum_{n=1}^3 \left\{ Q_n - A_0 \sin 2\pi(l_0 x_n + m_0 y_n) \right\}^2 \quad \dots (24)
 \end{aligned}$$

を Iteration method でといて方向スペクトルを推定するのがせいぜいである。Fig. 3 は(1). generating source が連続分布する場合(左), (2). Point source が2つある場合(中), (3). Point

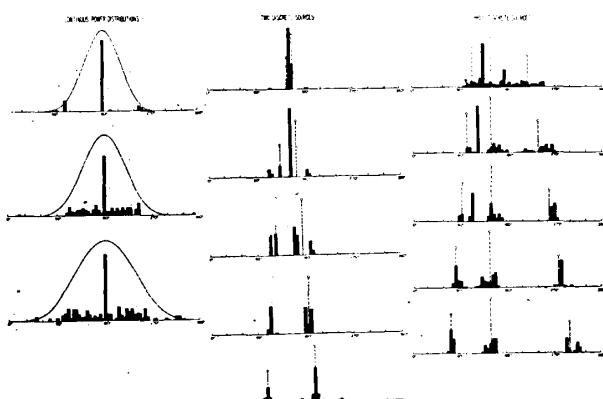


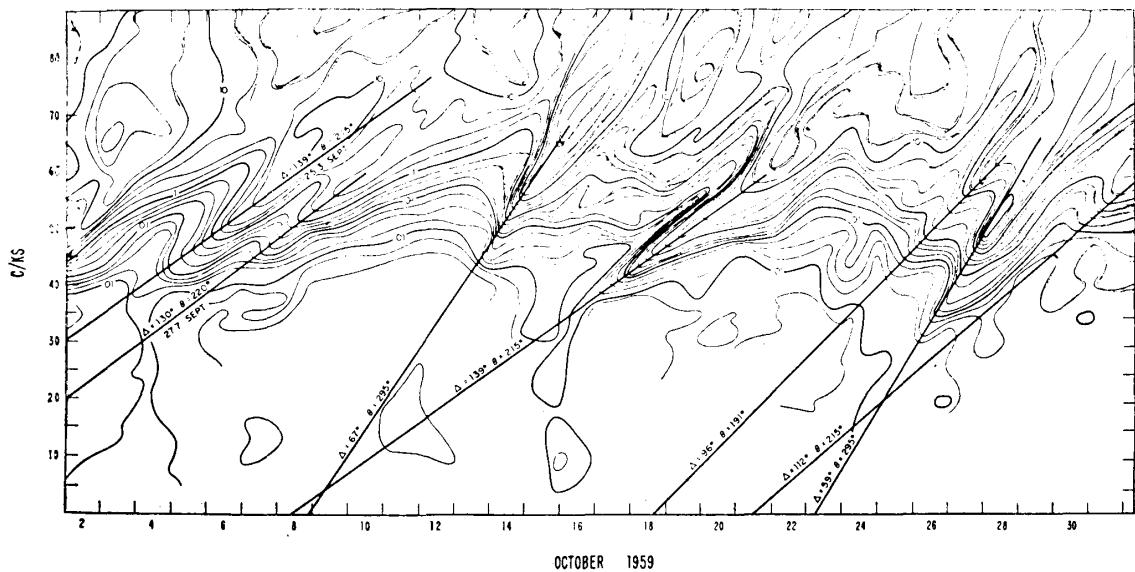
Fig. 3 Iteration method による方向スペクトルの  
モデル計算の例 (Munk, et al による)

source が 3 つある場合(右)のそれぞれについてうえの方法でモデル計算した結果である。

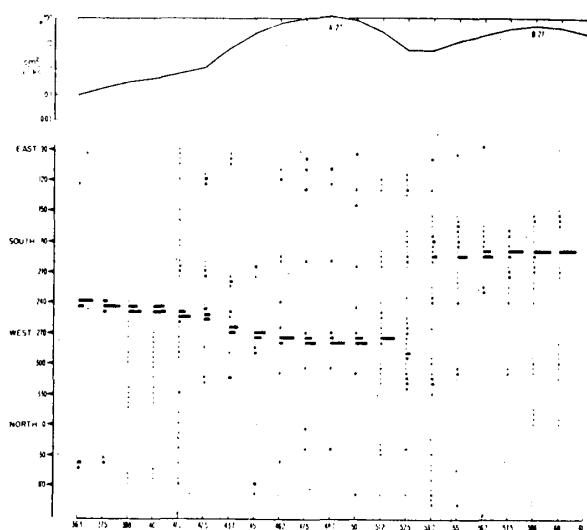
Munk らは実際にこの方法で, San Clemente Is. ( $118.5^{\circ}$  W,  $32.6^{\circ}$  N) 西岸およそ 3 km 沖の海底 (水深 100 m) の Array による観測から多くの重要な知見を報告している。ここではその一端をうかがうに止めよう。

Fig. 4 は 1 ヶ月間にわたる  $E(f, t)$ -Chart の一例で, swell のパワースペクトルの時間的变化をあらわしている。顯著な energy ridge の分布,

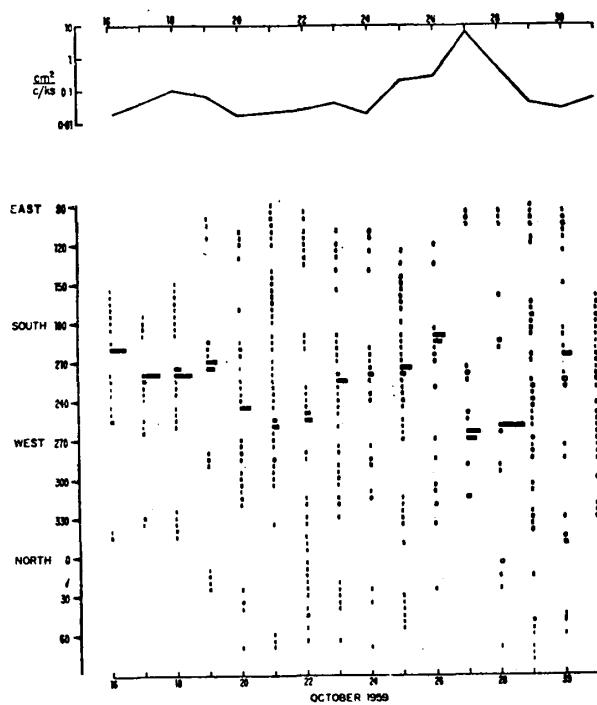
## Ocean waves の沿岸観測について

Fig. 4  $E(f, t)$ -Chart の例 (Munk, et al による)

および dispersive に時間変化しているその特徴がわかる。また異なる 2 つの generating source からやって来た energy ridge が次第に intersect している (28 Oct.) 点が鮮かに示されている。Fig. 5 と Fig. 6 は Iteration method で求めた swell の二次元スペクトルで、Fig. 5 は 27 Oct 1959 に 3.5 時間連続観測した結果からえたエネル

Fig. 5 Swell の二次元スペクトル,  $E(\theta, f)$ -Chart の例 (Munk, et al による)

ギー強度,  $E(\theta, f)$  の分布をあらわし、Fig. 6 は中心周波数 44c/ks のスペクトルについて  $E(\theta, t)$  の分布を 16 日間追跡した結果を示している。両方ともエネルギー密度の曲線(上図), および方位巾

Fig. 6 Swell の二次元スペクトル,  $E(\theta, t)$ -Chart の例 (Munk, et al による)

5°内のエネルギー強度のヒストグラムで与えてある。興味ふかいのは海岸の反射率を測定した Fig. 7 の結果で、海岸から沖に向って出てゆくエネルギー量と沖から海岸に向うエネルギー量との比であらわした反射率,  $\gamma^2(\omega)$  に、周波数による著しい差異のあることが明瞭にしめされている。図の破線は 15 時間記録から求められたもので低周波領域の反射の様子をよくあらわしているが、他の 2

## Ocean waves の沿岸観測について

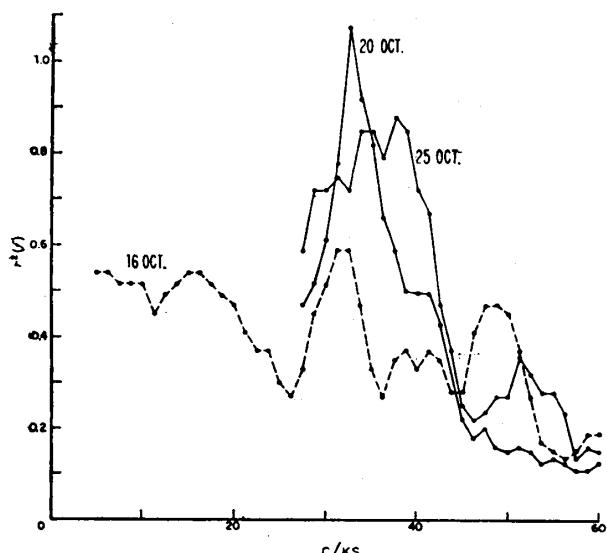


Fig. 7 観測した二次元スペクトルから求めた海岸の反射率 (Munk, et al による)

つの観測は記録が短い(3.5時間)ためその点が明かでない。図によると 25~30c/ks バンドの入射エネルギーは San Clemente Is. 西岸の海底(1:30スロープ)で殆ど完全反射されること、50c/ks 以上のバンドではエネルギーの大部分が Shore に吸収されることなどがわかる。しかし 25c/ks 以下の低周波のエネルギーの反射については今後の詳しい検討が必要であるという。こうした低周波領域の反射の様子を二次元スペクトル (Fig. 8) でみると、岸に直角な外向きの細いエネルギー・ビームが形成されている点が注意を引く。入射エ

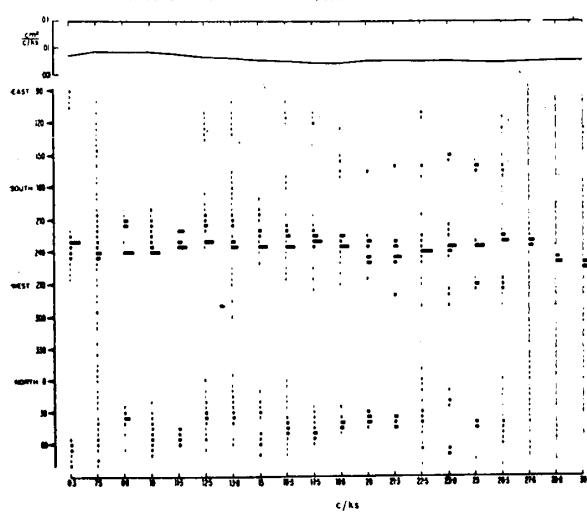


Fig. 8 長周期の Swell の二次元スペクトル (Munk, et al による)

ネルギーについては屈折の影響があつてあまり判然としてはいない。これらについて詳しい説明は

されていないが、沿岸海洋の見地からしても今後関心のふかい問題の一つであるに相違ない。

Munk らによれば以上の方法は *microseismus* の観測にも有効であるといわれるが、原理的にみていわゆる長周期波にもある程度利用できそうに思われる。これについては省略するが、ただその場合に Vibrotron には  $df = +0.37c/ks/day$  程度のヒステリシスがあり、水位換算で  $-1 \text{ cm/day}$  くらい特性のドリフトが生ずる(水深100mで)点を注意する必要がある。長周期波の場合は屈折の影響が著しいから、これまでにくらべ深層の観測の必要もおこって来るはずで測器の耐水圧が問題になる。また観測時間もさらに長くとることが必要になり、たとえば 0.5c/ks のスペクトルについて前と同程度の扱いをするのに 1 データあたり 180 時間程度の連続観測が必要と思われる。したがって測器の安定度も極めて高度のものが要求される筈である。こうした点ではむしろ Vibrotron よりも、最近しられている固体素子をつかった高圧力 Sensing gauge (註2) に今後の期待がかけられるかもしれない。この Sensor には可動部分がなく、半導体の Intrinsic な性質が圧力で変ることを利用して高圧力下で高い精度の測定が安定にできるとされており、海洋測器への導入も最近米国で試みられているようである (註3)。

Vibrotron Array の方法を短周期の波浪の方向スペクトル測定に——たとえば Array のスパンを測定最小波長にくらべ充分に小さくとり、またエルゴード性を前提として長時間観測するなどにより——近似的にも利用できないであらうか? この問題は、理論的興味以外に、実用上からも関心が深いのでここに附言して識者の御一考をわづらわしたい。

## む す び

進歩した波浪測器と観測の方法の事例について大要を紹介し、それらを沿岸観測上の当面の問題に導入するうえで気づいた事柄をのべた。なお紙面の都合でやむなく講演の一部を割あいした点を御ゆるしをいただきたい。本文から除かれた内容については稿を改めて御報告いたしたい所存である。

## Ocean waves の沿岸観測について

## 文 献

1. F. Snodgrass, W. H. Munk, And M. J. Tucker ; (1958). Offshore recording of Low frequency Ocean waves. T. A. G. U. 39, (1), pp. 114—120.
  2. W. H. Munk, F. Snodgrass, And M. J. Tucker ; (1959). Spectra of Low frequency Ocean waves. Univ. Calif. Press, pp. 283—361.
  3. F. Snodgrass, W. H. Munk, And G. Miller ; (1962). Long period waves over California's Continental Borderland ; part-1, -2.
  4. W. H. Munk, G. Miller, F. Snodgrass, And N. Barber ; (1963). Directional Recording of swell from Distant storms. Philos. Tran. Roy. Soc. London, A, 255, pp. 505—584.
  5. C. G. McIlwraith And S. D. Hays ; (1963). Ocean wave measurement by Sonar. J. Mar. Res., 21, (2), pp. 94—100.
  6. L. Draper ; (1957). Attenuation of Sea waves With Depth. La Houille Blanche, 12, pp. 926—931.
  7. W. J. Pierson, Jr ; (1954). An electronic wave spectrum analyzer. Beach Erosion Board, Tech. Memor., No. 56.
  8. U. S. Oceanogr. Office ; (1962). Tables of Sound speed in Sea water. pp. 47.
  9. J. Kutzbach And R. Bryson ; (1963). Field measurement of the speed of propagation of wind waves. J. Limn. Oceanogr., —, pp. 157—160.
  10. Y. Nagata ; (1964). The statistical properties of Orbital wave motions and their Application for the Measurement of Directional Wave Spectra J. Ocean. Soc. Japan, 19, pp. 169—181.
  11. H. Akaike And Y. Yamanouchi ; (1962). On the Statistical Estimation of Frequency Response function. Ann. Inst. Stat. Math., 14, pp. 23—56.
- 註. 1 } たとえば Hytech Marine Products Co.,  
註. 3 } San Diego, U. S. A. : 同社の E. K. Dean  
の私信による。
- 註. 2 高速スイッチング素子として知られる  
Esaki ダイオードが用いられ、発振周波  
数が圧力に追随する点を Vibrotron 同様  
に利用できる。詳しくは、
- \* S. L. Miller, M. I. Nathan, and A. C. Smith ; (1960). Phys. Rev. Letters, 4, 60.
- \*\* M. E. Sikorski, and P. Andreatch ; (1962). Tunnel Diode Hydrostatic Pressure Transducer. Rev. Sci. Instrm., 33, pp. 155—160.

(筆者: 気象研究所)

## 日本海洋学会秋季大会の開催について

昭和39年度の秋季大会は、福富孝治氏を大会委員長に下記の要領により実施される予定である。

9月5日(土), 9.30—15.15, 会 場: 函館商工会議所, 水産海洋シンポジウム

(日本海洋学会と水産海洋研究会とで共催)

題 目: サケマス生活の場としての北洋の海洋学的諸問題。

9月6, 7, 8日(日一火), 会 場: 北海道大学

\*研究発表

\*臨時総会(会則改正の件)

\*沿岸海洋シンポジウム(本研究部会主催), 題目: 沿岸海洋の諸問題と北海道

\*プランクトンシンポジウム(日本海洋学会とプランクトン研究連絡会とで共催)

\*その他、懇親会・見学会などが開かれる予定。

(詳細は52頁参照)