

琵琶湖における波浪観測について

岩垣雄一・土屋義人・酒井哲郎
山口正隆・芝野照夫・木村 晃
安田孝志・芹沢重厚

WAVE OBSERVATIONS IN LAKE BIWA

By Yuichi IWAGAKI, Yoshito TSUCHIYA, Tetsuo SAKAI,
Masataka YAMAGUCHI, Teruo SHIBANO, Akira KIMURA,
Takashi YASUDA and Shigeatsu SERIZAWA

Synopsis

Observations of wind and waves were carried out at both Hikone-Aisei and Nagahama facing Lake Biwa by using eleven and three wave gauges of capacitance type respectively for a year from March in 1975 as a joint investigation of the Department of Civil Engineering and the Disaster Prevention Research Institute, Kyoto University. In this report, first of all, the observation systems of wind waves including wind are described and some of the observed data are presented as examples. Secondly, several results of analytical studies using observed data are shown, such as statistical distributions of water surface displacement, wave height and wave period, frequency and directional spectra, wave forecasting by the SMB method and transformation of wind waves in shoaling water.

1. 緒 言

滋賀県が琵琶湖周辺の湖岸道路を建設するとき、場所によっては湖に直接面する道路護岸が必要となる区域がでてくるが、その場合に琵琶湖の優れた自然環境の特殊性にかんがみて、あくまでも湖の水質を保全し、かつ景観を保持するという立場から、砂浜や自然湖岸がそのために消滅するところには、人工養浜を実施して、いわゆる自然護岸とする方式を採用する計画がたてられている。しかし、このような人工養浜計画も、場所によっては、台風や季節風による波浪のために、養浜後の自然護岸の維持が困難となる場合も考えられるので、予定区域ごとに十分養浜計画の適否を検討しなければならないが、その場合に問題となるのは、自然外力である波浪をいかに精度よく予知するかである。

現在、風の資料から波浪を推算する方法として、有義波法やスペクトル法によるいくつかの予知法があるが、こうした方法がそのまま琵琶湖に適用できるかどうか不明であり、また風向風速として、気象台その他における風の資料をそのまま適用してよいかどうか分からない。したがって、できる限り多くの風向や広範囲の風速によって発生した波を含む風波の現地観測を実施し、いかなる予知法がこの琵琶湖における風波に対して適切であるかを検討する必要がある。また、同時に湖底地形や岬などによって、屈折、回折あるいは減衰する波の変形特性や、風向と波の主流方向との関係が検討できるような観測方法が採用されるべきであろう。このような観点から、ここに述べる波浪観測が計画され、著者らがそれを実施する機会を得た。この観測では、波浪の平面的な特性を知るために、合計14台の容量型波高計を使用すると同時に、湖上にコーンペン自記風向風速計および三杯式風速計を設置して、比較的大規模な波浪観測システムを構成した。

一般に波浪観測というのは海岸ないし海洋において実施されるのが普通で、海水、大波浪、大水深、漂砂、船舶航行などのために観測が困難な場合が少なくない。また、各国の国際協力のもとで実施された有名な北海における大規模な波浪観測 JONSWAP¹⁾ や土屋が観測グループ代表となって実施した日本海沿岸における冬期波浪の協同観測²⁾ などは、いずれも外洋で発達する波浪を対象としたもので、風域は広く吹送距離は非常に長い。それに対して、琵琶湖においては、淡水であり、対岸距離はせいぜい数 10 km までで波浪は比較的小さいうえに、うねりは存在しない。かつ漂砂はあまり激しくなく、かつ船舶航行も非常に少ない。とくに湖東は湖底勾配がゆるやかであるために、波の屈折や減衰が著しく、湖岸に達する波は、そのために一層小さくなる傾向をもっている。したがって、波浪観測の容易さは外洋波の場合とは比較にならないほどであるといえる。このことは、換言すれば、精度のよい観測が努力すれば可能であることを意味している。

観測は昭和50年3月より1年間にわたり、彦根市と自然護岸工計画地点の長浜市において実施した。14台の波高計によって得られた記録を処理し解析するのは容易なことではなく、すでに整理し終えた資料はそのごく一部であって、その多くは今後に残されている。したがって、解析研究についても、ある程度は進んでいるが十分ではない。しかし、多数の波高計を使用して、精度のよい観測を、有限の吹送距離の風波に対して実施したという点から、かなり意義があるものと考えられるので、観測の経過とこれまでに得られた成果の概要を述べ、観測結果を用いた解析研究の今後の方向について考慮してみたい。

2. 波浪観測システムと観測方法

2.1 波浪観測の位置と湖岸地形

湖東における波浪特性を明らかにするためには、波浪観測地点として、まず波浪の来襲頻度が高く、かつ局所的な地形特性の影響がおよばない場所を選定する必要がある。また、観測のための電源や観測室の確保なども重要な要素であるから、これらを考慮して、まず Fig. 1 に示す彦根市薩摩町愛西地区の湖岸を選び、愛西土地改良区の揚水機場の宿直室を観測室とした。以後、この観測点を彦根・愛西地区と称する。他の一つは、湖岸道路建設に伴う自然護岸工が計画されている場所で、地形の影響の著しいところという意味で、Fig. 1 に示すように長浜市浜園町の湖岸を観測地点として選定し、浜ちりめん工業協同組合の隣地にプレハブ小屋を建て、それを観測室にあてた。

次に、これらの観測地点の湖岸地形の概要を述べる。

(1) 彦根・愛西地区 ここには土地改良区の揚水機場があり、その取水口が水深約2mの湖中に設けられている。その湖岸地形は Fig. 2 に示すように、汀線は直線状で等深線がほぼ平行な砂浜地形であって、水深 5 m 付近までの平均勾配は約 1/50、水深 10 m 付近までは約 1/90 程度となっており、水深 2 m 以浅に小規模の沿岸砂州が形成されている。なお、Fig. 2 には波高計 (N-1~N-11) と風向風速計の設置位置も示されている。

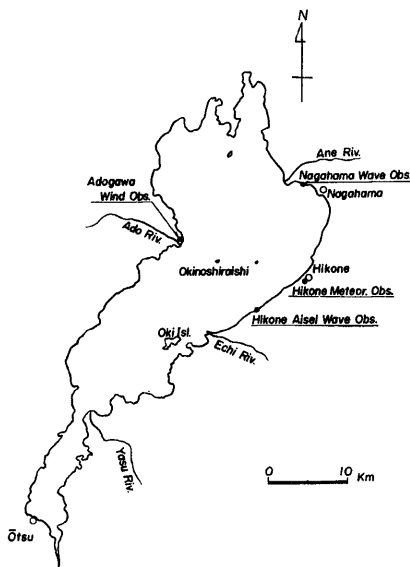


Fig. 1. Locations of wind and wave observations in Lake Biwa.

(2) 長浜地区 この地区の湖底地形は Fig. 3 に示す通りで、水深 5 m 付近までは約 1/150 勾配の遠浅になっており、水深 4~7 m および 9~15 m 付近で湖底勾配が急変して階段状をなしている。湖底は砂浜であるが、汀線付近には葦が繁茂している。この地区には、図に示すように取水口が 2 基あり、その北側に波高計群を設置した。

2.2 波浪観測システム

漂砂やそれに伴う湖浜変形などの問題を解明するためには、波浪観測によって来襲波浪の特性を明らかにすることが必要であるが、その場合、波向および方向スペクトルまで含めた波浪特性と、湖岸地形に伴う波浪の変形特性をも観測調査することが望ましい。そこで、この調査ではそのために、Fig. 4 に示す波浪観測システムによって彦根・愛西地区と長浜地区において観測を実施した。用いた波高計は容量型であって、琵琶湖における水位変化と波浪特性を考慮して、測定範囲は $\pm 100 \sim \pm 150$ cm とした。波浪観測のために設置した観測塔および観測用支柱には、夜間における安全性を考慮して、標識用ライトをそれぞれに取り付けるとともに、電気的事故を防止するために、ショートや漏電が生じたとき全電源が瞬時に切断される漏電ブレーカーを付設した。

(1) 彦根・愛西地区 Fig. 5 は彦根・愛西地区における波浪観測システムのブロックダイアグラムを示したものである。この地区では 11 台の容量型波高計と 3 台のコーシンペーン風向風速計（彦根は気象台、安曇川は建設省所属）および三杯式風速計よりなる 3 つの小観測システムによって構成されている。その一つは、汀線より約 260 m 離れた水深 4 m の地点に設置した Photo. 1 に示す観測塔（直径 3 inch のパイプで組立てた 1 辺が 2 m で水面上の高さ約 2.5 m のやぐら）と観測塔をほぼ重心として正三角形に設置した 3 本の観測支柱とに取付けられた 8 台の波高計群（N-4~N-11）よりなる方向スペクトル測定用波高計アレイである。これは土

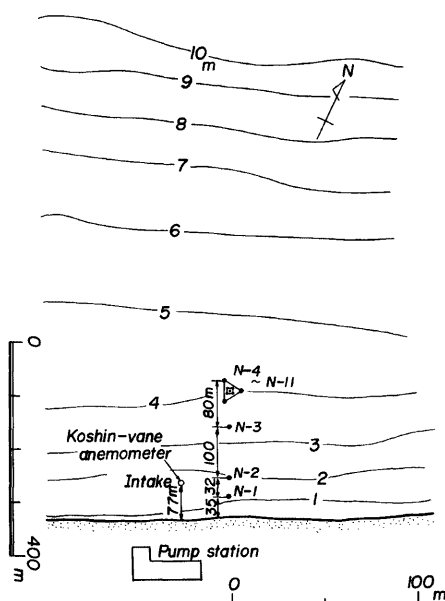


Fig. 2. Bottom topography around Hikone-Aisei Wave Observatory.

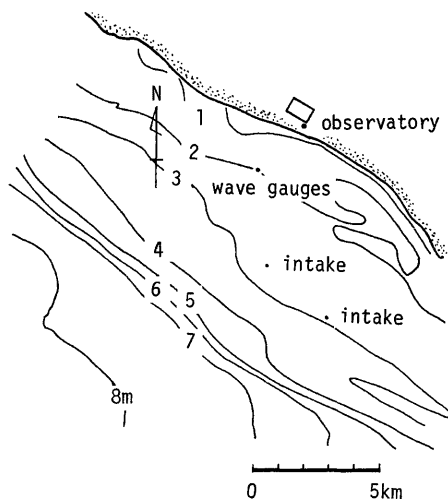


Fig. 3. Bottom topography around Nagahama Wave Observatory.

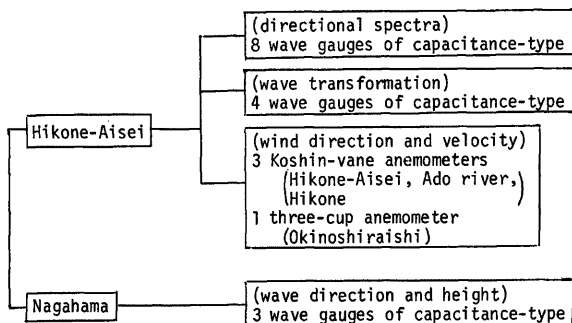


Fig. 4. Outline of wave observation system.

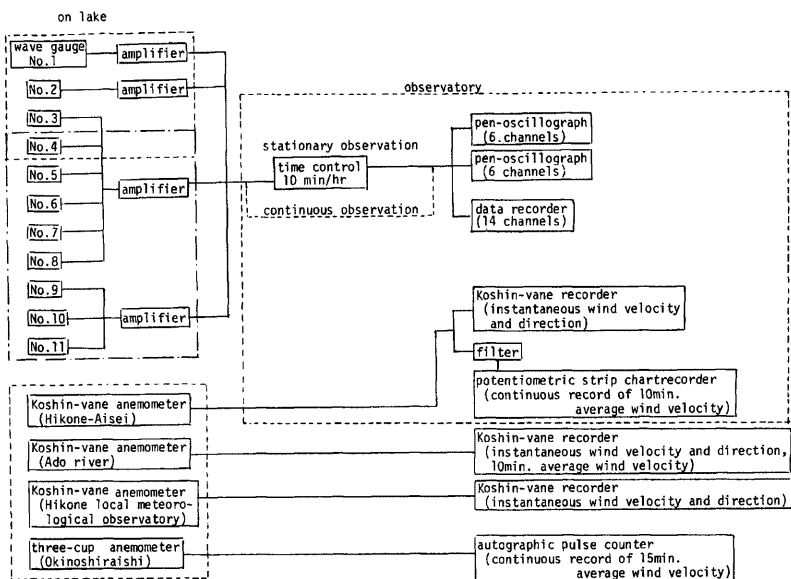


Fig. 5. Diagram of wave observation system at Hikone-Aisei Wave Observatory.

屋および山口の考察によるものであって、**Fig. 6** に波高計群の配置と設置水深が示されている。すなわち、観測塔に設置した 4 台 (N-4~N-7) あるいは 5 台 (N-4~N-8) の波高計を用い、長周期の波浪に対しては 1 点での水位変動、水面勾配および曲率を測定することにより、また短周期の波浪に対しては位相差を測定することによって、方向スペクトルを求めようとするものである。一方、観測塔中心の波高計 N-8 と観測塔周辺に正三角形配置した 3 台の波高計 (N-9~N-11) よりなる 4 台の波高計群は、位相差法による従来の標準的配置であるベンツ型アレイを構成している。また、合計 8 台の波高計群は全体としてベンツ型アレイよりもさらに高い分解能をもつアレイを構成しているといえよう。したがって、この観測装置は 3~4 通



Photo. 1. Tower and poles for wave observation.

りの方向スペクトル測定法を兼ねた特色ある装置であるといえる。なお、ペンツ型アレイの波高計間隔は、琵琶湖における波浪の周期特性を考慮して、3~4 sec の周期の波浪に対してもっとも分解能が高い 10~11 m とした。

つぎに、Fig. 2 に示す N-1~N-4 の波高計は、水深変化、湖底摩擦および砕波に伴う波浪の変形特性を観測するための波高計群である。これらのうち、N-1~N-3 の 3 台の波高計は、Photo. 2 に示すように直径 3 inch の観測支柱に取り付けられている。これらの波高計は汀線と直角方向にはほぼ一直線上に設置されており、また観測塔では深水波領域に近い波浪の方向スペクトルが得られるので、上記の原因による波浪の変形特性や砕波帯における波の set-up などを知明することができる。

第 3 の小観測システムは琵琶湖上およびその周辺の風に関するもので、これは愛西土地改良区揚水機場の汀線より約 70 m 沖で水深 2 m の取水口構造物の上に取り付けられた Photo. 3 に示すコーシンペーン風向風速計（湖面上 10.8 m の高さ）、対岸にあたる安曇川河口のコーシンペーン風向風速計（建設省琵琶湖工事事務所所有で地表上約 10 m の高さ）、両者の中間の湖上にある沖の白石に設置した 3 杯式風速計（1975 年 8 月 27 日に設置したもので湖面上約 15 m の高さ）および彦根市内にある彦根気象台所有のコーシンペーン風向風速計より構成されており、これらの記録から彦根・愛西地区と安曇川河口を結ぶ湖上の風の特徴を推定することができる。

なお、彦根・愛西地区の波浪観測システムの設置に際して、波高計と風向風速計用の電源ケーブルおよび出力ケーブルは、砕波帯における波の作用を避けるために、計測室のある揚水機場より取水口まで 3 本のメッセンジャーワイヤーにより空中を渡した。さらに取水口から N-1 および N-2 の波高計へのケーブルも同様にして、メッセンジャーワイヤーを用いて空中を渡した。一方、取水口から観測塔へのケーブルは水中

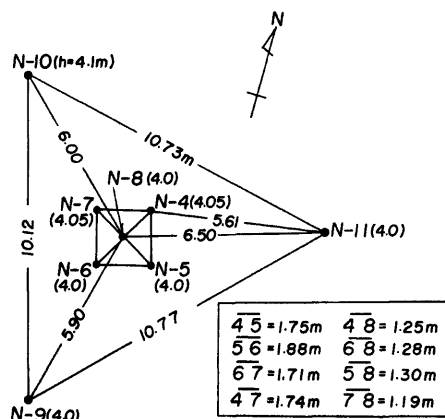


Fig. 6. Array of wave gauges for measuring directional spectra at Hikone-Aisei Wave Observatory.

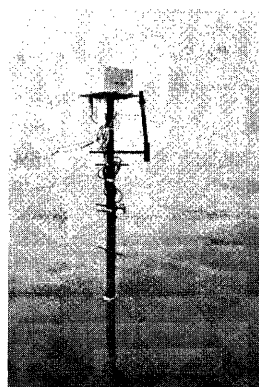


Photo. 2. Wave gauge of capacitance type (N-2).

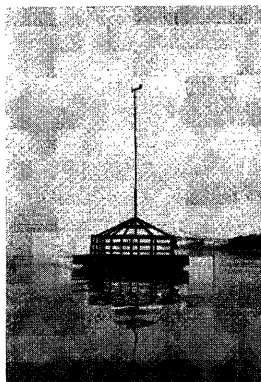


Photo. 3. Koshin Vane anemometer above intake structure at Hikone-Aisei Wave Observatory.

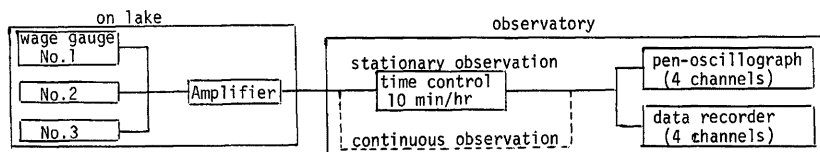


Fig. 7. Diagram of wave observation system at Nagahama Wave Observatory.

を敷設し、その場所を示すために、7～8個の浮標を浮べた。また、N-1 および N-2 の波高計用増幅器は、それぞれ1チャンネルのものを観測支柱上に取り付け、N-3～N-11の波高計用増幅器は6チャンネルと3チャンネルのものを観測塔に設置した。

(2) 長浜地区 Fig. 7 は長浜地区における波浪観測システムのブロックダイアグラムを示したもので、波向・波高観測装置からなっている。これは Fig. 8 に示すように、浜ちりめん工業協同組合近傍の汀線より 180 m 沖の水深 2 m の地点に約 6 m 間隔で設置された3台の容量型波高計群 (N-1～N-3) より構成されている。この装置によって波向を含めた波浪特性が究明できるので、風向風速記録との対応から姉川河口デルタによる回折や屈折の影響が検討できると考えられる。

なお、観測記録は浜ちりめん工業協同組合駐車場の一角に建てたミゼットハウスの中で行なった。また、電源ケーブルおよび出力ケ

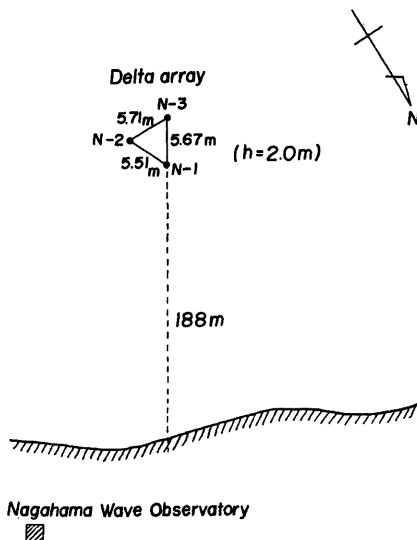


Fig. 8. Array of wave gauges for measuring directional spectra at Nagahama Wave Observatory.

ープルは、この地区の波浪がそれほど著しくないことを考慮して湖底に敷設し、5～6個の浮標を浮べてその位置を示した。さらに、3チャンネルの波高計用増幅器はN-1の観測支柱に取り付けた。

2.3 波浪観測の方法

観測は前述した波浪観測システムによって実施したが、その方法の概要を述べると次のようである。

(1) 定時観測 彦根・愛西地区における波浪の定時観測は、方向スペクトル観測用波高計群と波浪変形観測用波高計群に対して、ペン書オシログラフ（6チャンネル）2台によって、毎時0分より10分までの連続観測を行なった。また、長浜地区においても、1975年度後半はペン書オシログラフ（4チャンネル）1台によって毎時0分より10分までの連続観測を実施した。

なお、風の観測については、彦根・愛西地区の取水口に取り付けたコーシンペーン風向風速計によって、湖上風の瞬間風速および風向のほか、10分間平均風速の連続観測を行なった。また、沖の白石における3杯式風速計は1975年9月から観測が開始された。取水口での風の観測は1975年3月12日より現在まで継続し、波浪観測の方は1975年3月16日から4月20日までと、1975年10月1日から1976年3月15日まで実施された。なお、安曇川河口および彦根気象台における風の連続記録を同時に収集し、波浪特性の解析に利用することはもちろんである。

(2) 随時観測 定時観測のほか、季節風時の風波の発生・発達過程や湖岸での波浪の変形特性を明らかにするとともに、彦根・愛西地区と長浜地区の波浪特性の相違や長浜地区における回折波の特性を調べるために、原則として両地区の同時観測を実施するように心がけた。**Photo. 4**は彦根・愛西地区における揚水機場の一室を計測室とし、記録器を並べて計測をしている様子を示すが、随時観測ではペン書きオシログラフとデータレコーダ（14チャンネル）による連続観測を実施した。



Photo. 4. Recording room at Hikone-Aisei Wave Observatory.

3. 波浪観測の結果

3.1 湖上風の観測結果

前述したように、湖上風は彦根・愛西地区湖岸の取水口と沖の白石において観測するとともに、安曇川河口および彦根気象台における観測結果を収集した。そして、これらの記録から、平均風速5m以上のストームについて、30minごとに10min間の平均風速および風向（ただし、沖の白石は風速のみで15min間平均）を読みとった。**Fig. 9**および**10**はそれぞれ1975年3月16日と10月5～6日の風向風速のみの比較図であり、**Fig. 11**(1)および(2)はそれぞれ1975年3月21～22日および3月24～25日の波浪の観測結果とあわせて示した比較図の例である。これらの図か

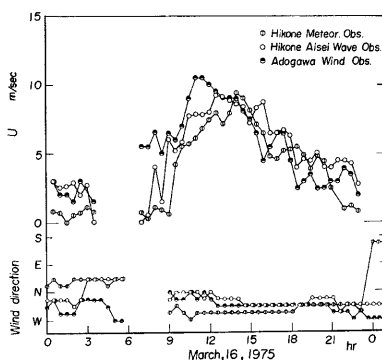


Fig. 9. Comparisons of wind velocity and direction between at three stations.

ら、ストーム時の各地点における風速は同じような傾向を示すが、安曇川河口の風速のピークに比べて彦根では、その時間が1時間ほど遅れていることがわかる。また彦根・愛西地区における風速は、彦根気象台の観測値よりも若干大きく、風向も安曇川河口や彦根・愛西地区に比べて、少し西に傾く傾向があることが見出される。さらに、**Fig. 10** には沖の白石の風速も示しているが、これは 15 min 間の平均風速であるにもかかわらず、他の 3 地点に比べてかな

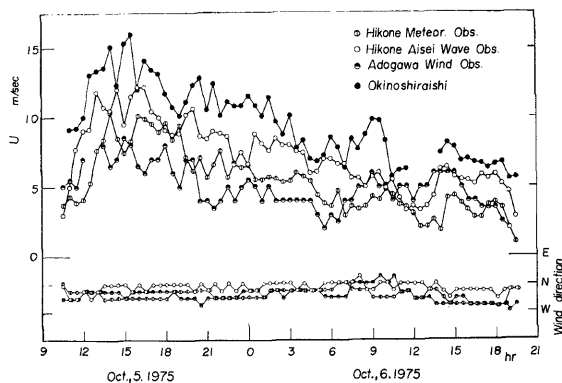


Fig. 10. Comparisons of wind velocity and direction between at four stations.

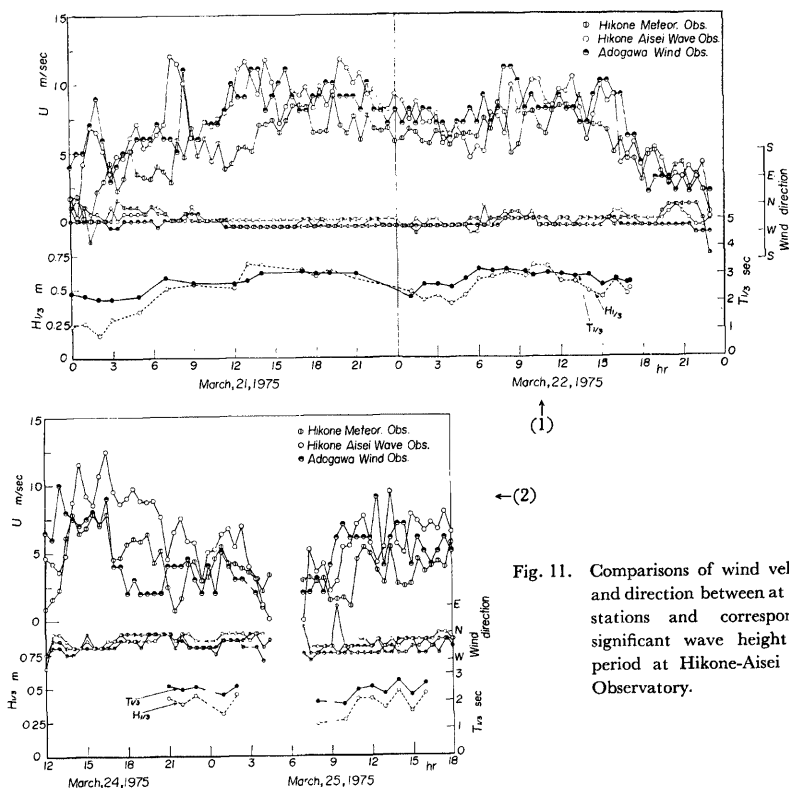


Fig. 11. Comparisons of wind velocity and direction between at three stations and corresponding significant wave height and period at Hikone-Aisei wave observatory.

り大きく、琵琶湖上では湖岸以上に強い風が吹くことがわかる。

3.2 波浪観測結果

Fig. 12 および13はそれぞれ彦根・愛西地区および長浜地区において、ペン書きレコーダによる波浪記録の1例を示す。両地区においてデータレコーダに収録した波浪記録は、まずサンプリング間隔 0.05 sec で A-D変換した後、電子計算機用磁気テープにフェイルして、これらの記録を随時解析できるようにした。

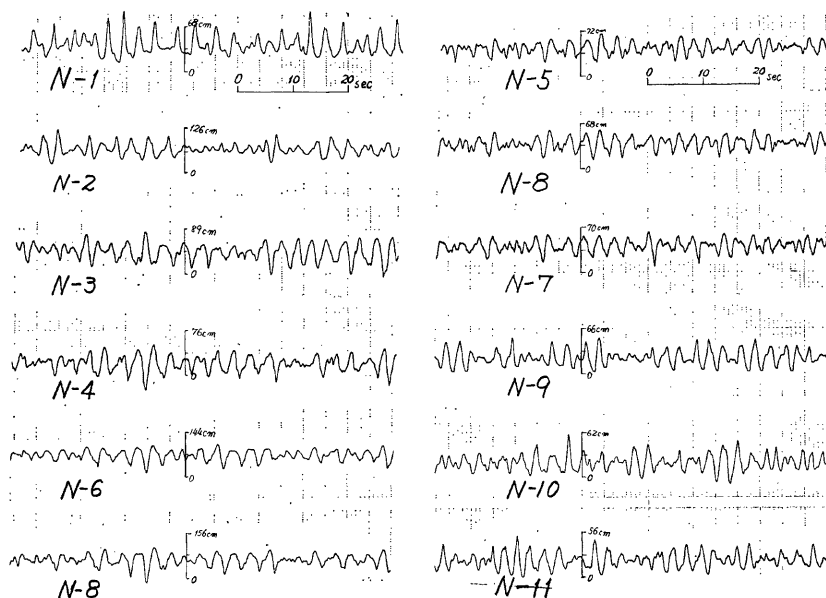


Fig. 12. Examples of wave records at Hikone-Aisei Wave Observatory.

Table 1 は彦根・愛西地区の N-10 波高計の波浪記録から電子計算機によって求めた波浪の平均量を一括して示した1例であって、波高および周期に関する量はゼロアップクロス法で求めたものである。この表の中、 η_σ , $\sqrt{\beta_1}$ および β_2 はそれぞれ標準偏差, skewness および kurtosis であって、次式で定義される。

$$\eta_\sigma = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\eta_i - \bar{\eta})^2 \right]^{1/2}, \quad \bar{\eta} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \eta_i \quad (1)$$

$$\sqrt{\beta_1} = \frac{1}{\eta_\sigma^3} \cdot \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\eta_i - \bar{\eta})^3 \quad \dots\dots\dots (2)$$

$$\beta_2 = \frac{1}{\eta_\sigma^4} \cdot \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (\eta_i - \bar{\eta})^4 \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 η_i は Δt 時間ごとに読みとられた水位変動で

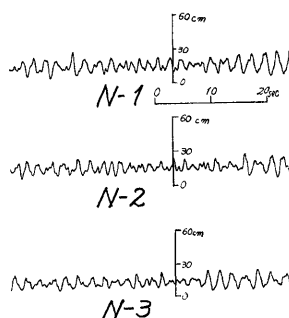


Fig. 13. Examples of wave records at Nagahama Wave Observatory.

Table 1. Observed data of wave characteristics
(Wave gauge N-10) (1975).

(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)
3.21	0:00	37.3	2.35	28.3	2.30	23.4	2.33	15.1	1.98	6.2	0.112	2.76
	1:00	41.3	2.05	30.7	2.32	24.3	2.24	15.4	1.75	6.5	0.140	3.07
	2:00	28.0	2.05	19.4	2.11	15.3	2.11	9.7	1.69	4.1	0.100	3.02
	3:00	44.4	2.30	34.1	2.22	27.2	2.12	16.7	1.71	7.1	0.153	3.02
	5:00	46.5	2.35	39.7	2.12	33.4	2.18	21.2	1.81	8.7	0.113	2.71
	7:00	79.2	3.20	63.5	2.77	50.6	3.86	32.3	2.31	13.3	0.170	2.91
	9:00	90.1	2.65	66.2	2.66	53.5	2.71	32.5	2.26	13.5	0.230	3.17
	12:00	77.5	2.65	54.9	2.62	50.9	2.70	31.7	2.26	12.8	0.198	2.90
	13:00	110.0	3.15	88.8	2.84	68.1	2.80	41.0	2.40	17.0	0.217	3.30
	*14:00	112.0	3.00	86.7	3.04	67.4	3.08	43.5	2.65	17.2	0.151	3.04
	17:00	117.0	3.25	79.5	3.30	63.7	3.13	39.1	2.51	16.3	0.285	3.16
	18:00	136.0	2.95	76.2	3.05	59.1	3.07	37.3	2.54	14.9	0.013	5.19
	21:00	89.5	3.00	70.6	2.93	57.0	3.02	36.6	2.55	14.5	0.074	2.92
3.22	1:00	76.4	2.50	60.8	2.78	47.2	2.70	27.9	2.03	12.2	0.093	3.17
	2:00	65.7	2.90	48.2	2.68	41.4	2.64	27.7	2.21	10.9	0.156	2.78
	3:00	83.8	2.50	58.1	2.73	45.3	2.63	26.6	2.05	11.5	0.132	3.31
	3:40	99.3	2.50	54.2	2.52	38.8	2.55	23.3	1.99	9.9	0.798	7.14
	5:00	69.5	2.75	55.8	2.94	44.8	2.84	28.2	2.28	11.6	0.102	2.92
	6:00	91.6	3.15	68.1	3.36	56.7	3.20	35.4	2.48	15.1	0.252	2.94
	7:00	96.4	3.50	74.0	3.09	58.4	3.11	36.4	2.45	15.2	0.140	3.07
	9:25	93.0	2.50	77.3	2.96	59.0	3.07	37.2	2.45	15.4	0.172	3.25
	10:00	113.0	3.20	87.7	3.03	66.8	2.97	41.8	2.50	17.3	0.205	3.26
	13:00	78.1	2.65	67.3	2.83	54.9	2.91	34.6	2.30	14.3	0.189	2.89
	14:00	75.2	3.35	59.2	2.99	48.1	2.96	30.0	2.31	12.7	0.134	2.92

Legend

(1) Date	(2) Time	(3) $H_{\max}$ (cm)	(4) $T_{\max}$ (sec)	(5) $H_{1/10}$ (cm)
(6) $T_{1/10}$ (sec)	(7) $H_{1/3}$ (cm)	(8) $T_{1/3}$ (sec)	(9) H_m (cm)	
(10) T_m (sec)	(11) n_0 (cm)	(12) $\sqrt{\beta_1}$	(13) β_2	

ある。

なお, Table 1 に示した各種の平均波のうち, 有義波高と有義周期の時間的変化を示したものが Fig. 11(1) であって, 風の変化とよく対応していることがわかる。

4. 観測結果の解析研究

この波浪観測によって琵琶湖東岸における波浪特性を解明するために必要な十分精度の高い多くの観測結果が得られた。ここでは, それらの結果を用いて解析した研究の成果について述べてみたい。その前に, 対岸距離について調べてみると, Fig. 14 に示すようになって, 図の横軸は N 方向より時計廻りに測った角度である。この図から明らかなように, 彦根・愛西および長浜両地区の対岸距離の傾向は非常に異なり, 前者では SW から NE にわたる広範囲の方向に対して, その対岸距離は最長 31 km にもおよび, W および N 方向の対岸距離が長い。これらの方向はいずれも季節風時の主風向と一致している。一方, 後者では SE から SW 方向に対岸に限られ, とくに SW 方向で最長となり 45 km にもおよんでいる。

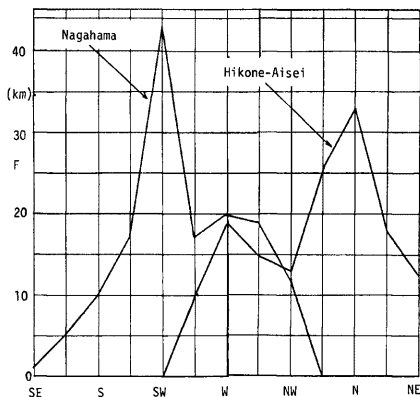


Fig. 14. Fetches of Hikone-Aisei and Nagahama Wave Observatories.

また W 方向では 20 km 程度であるから、この地区では季節風時の W 方向からの波浪が期待されるが、NW または N 方向からの波浪は、姉川の河口デルタによる回折波となることが想像される。したがって、この地区の大きい波浪は、季節風時よりも台風時に発生するものと考えられる。

4.1 風波の水位、波高および周期の確率特性

(1) 水位の確率分布 Fig. 15 は 1975 年 3 月 21 日 14:00~15:10 の波浪記録をもとに計算した水位の頻度分布を示したもので、図の (1), (2), (3) および (4) はそれぞれ水深 4 m, 3 m, 2 m および 1 m での波浪観測点に対応するものである。図中には、

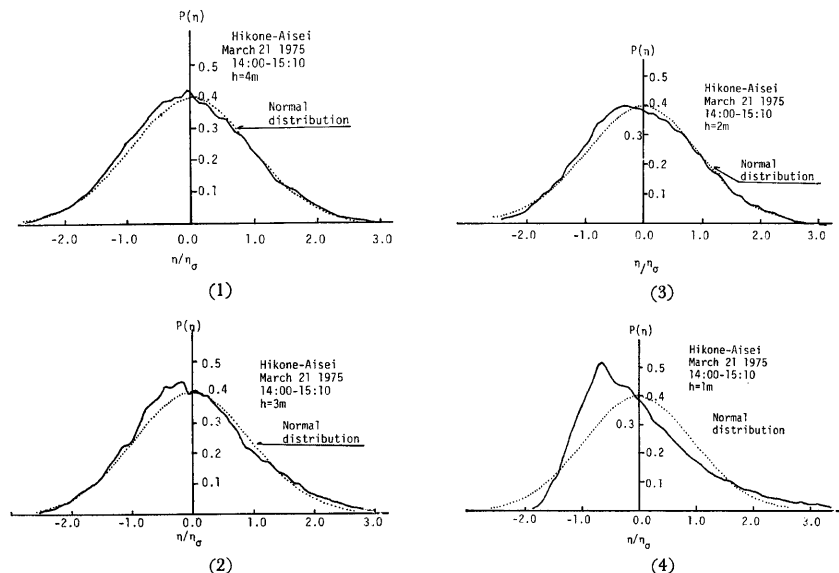


Fig. 15. Frequency distributions of water surface displacement.

$$P(\eta) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\eta\sigma} \exp\left\{-\frac{\eta^2}{2\eta\sigma^2}\right\}, \quad \dots\dots\dots (4)$$

であらわされる正規分布曲線をあわせて示したが、いずれも負の側への歪みがみられ、水深が浅くなるにしたがって、正規分布からのずれが顕著になってゆくことがよくわかる。この歪みの度合をあらわす尺度として式 (2) で示す skewness がある。頻度分布曲線が負の側へ歪む場合、この値は正となり、正規分布のとき 0 である。また頻度分布のとがり方を示すパラメータが kurtosis で、式 (3) によってあらわされるが、正規分布のときには 3 となり、それよりとがってくると 3 以上になる。skewness が 0 でなく正となるのは、通常、峰がとがり谷が平坦になるという有限振幅の波形に変わるからであると説明されるが、今後よく研究してみる必要があろう。

(2) 波高の確率特性 不規則波のスペクトルが narrow band であれば、波高の確率特性は次式に示される Rayleigh 分布をするという Longuet-Higgins³⁾ の研究がある。

$$P(H)dH = 2\left(\frac{H}{H_r}\right) \exp\left\{-\left(\frac{H}{H_r}\right)^2\right\} \frac{dH}{H_r}, \quad \dots\dots\dots (5)$$

ここに、 H_r は波高の 2 乗平均の平方根である。その後の研究では、narrow band のスペクトルの仮定が

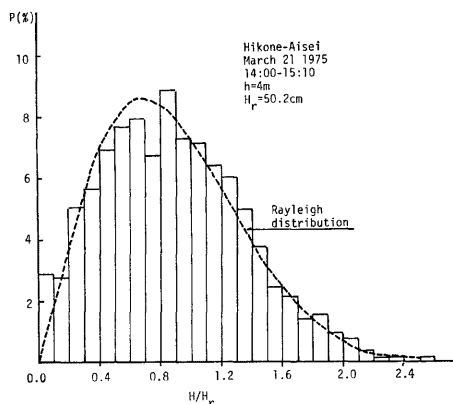
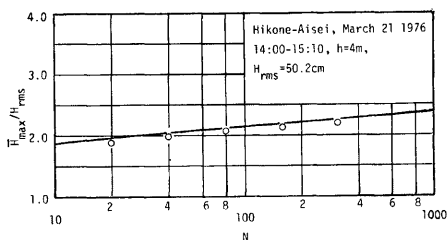


Fig. 16. Frequency distribution of wave height.

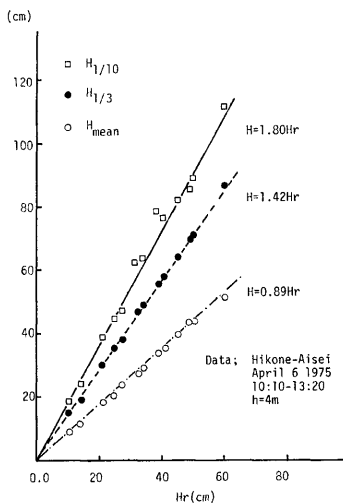
成立しなくても、Rayleigh 分布にほぼ従うことが経験的に明らかにされているが、Fig. 16 に示した 1,500 波の波の高頻度分布も、実線で示した Rayleigh 分布とよく対応している。また、各種平均波高も Fig. 17 に示すように理論値とよく一致する。最大波高の平均値 $H_{\max}$ は

$$\frac{H_{\max}}{H_r} = (\ln N)^{1/2} + \frac{\gamma}{2} (\ln N)^{-1/2} \quad \dots\dots\dots (6)$$

であらわされるが、約 1,500 波の観測値をもとに最大値の平均をプロットすれば、Fig. 18 に示すように実線であらわした理論曲線とほぼ一致している。ここに、 γ は Euler 定数で 0.5772... である。

Fig. 18. Relationship between average maximum wave height $H_{\max}$ and sample number of waves N .

(3) 周期の確率特性 従来、周期の確率特性は波高のそれに比して 2 次的なものとしての取扱いしかされず、系統的な研究例は非常に数が少ない。ただ Bretschneider⁵⁾ が提案した T^2 -Rayleigh 分布が比較的よく合う分布型として、受け入れられてきたが、最近になって岩垣・木村⁶⁾ は不規則波の実験結果を解析し、周期の確率分布としては、次式で表わされるより一般的な Weibull 分布がよく一致することを示した。

Fig. 17. Relationships between H_{mean} , $H_{1/3}$, $H_{1/10}$ and H_r .

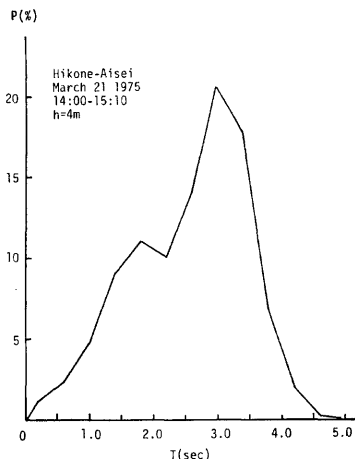


Fig. 19. Frequency distribution of wave period.

$$P(T)dT = A \cdot m \cdot \left(\frac{T}{T_r}\right)^{m-1} \exp\left\{-A \left(\frac{T}{T_r}\right)^m\right\} \frac{dT}{T_r} \quad \dots\dots\dots (7)$$

ここに、 $A = [\Gamma\{(m+2)/m\}]$ 、 Γ はガンマ関数、 m は形状に関する母数、 T_r は周期の2乗平均の平方根である。

しかし、現地波浪は必ずしも式(7)であらわされるような単純な形状をしているとは限らない。**Fig. 19** は彦根・愛西地区の水深4mの地点において測定した不規則波の周期の頻度分布を示したもので、この図では1.8secと3.0secの2カ所でピークをもつ双峰型分布をしていることがわかる。これは頻度分布を構成するサンプルが、特性の異なる2つの確率母集団に属するためとも考えられ、両者を分離して検討しなければならない。そのためには分離法を考え出さなければならないが、現在その方法を研究中である。

4.2 風波の周波数スペクトル特性

従来、風波の平衡状態におけるスペクトル形として種々のものが提案されてきたが、中でも Pierson-Moskowitz スペクトル⁷⁾はその代表的なものである。しかし、このスペクトルは外洋で十分発達して吹送距離に無関係となった風波に対して提案されたもので、琵琶湖のような有限の吹送距離の風波に対して適用するのは問題がある。有限の吹送距離に対する風波のスペクトルとしては、Bretschneider や Darbyshire のものがあり、さらに最近では光易⁸⁾が次の式を提案した。

$$E(f) = 1.15 \times 10^{-4} \left(\frac{gF}{U_{10}^2}\right)^{-0.3/2} g^2 f^{-5} \exp\left\{-99.6 \left(\frac{gF}{U_{10}^2}\right)^{-1.32} \left(\frac{U_{10}f}{g}\right)^{-4}\right\} \quad \dots\dots\dots (8)$$

ここに、 U_{10} は水面上10mの高さにおける風速、 F は吹送距離である。これは、一般に光易Ⅱ型スペクトルとよばれる。**Fig. 20** は彦根・愛西地区におけるほぼ定常と思われる風波のスペクトルの例を示したものであるが、図中には同時に式(8)による光易Ⅱ型スペクトルをも実線で示している。この時の風速は

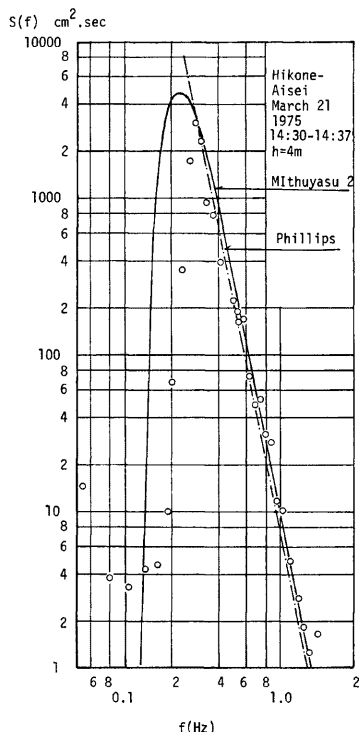


Fig. 20. An example of power spectrum of wind waves.

10 m/sec, 風向は NW であったので, $F=25$ km を採用した。図よりわかるように, 観測結果はピークより高周波側で光易Ⅱ型スペクトルとよい対応を示しているが, ピークおよびその低周波側ではかなりの差が見られ, 観測値の方が小さく, 尖った形状をしている。また, 図中には Phillips⁹⁾ による平衡スペクトルの理論式をも一点鎖線で示しておいた。Fig. 21 は発達期における風波のスペクトルの変化を, また Fig. 22 は風の減衰にともなう風波のスペクトル変化を示したものであるが, とくに後者の例はピーク周波数が不変のまま減衰する状態が見られ, 非常に興味深い。

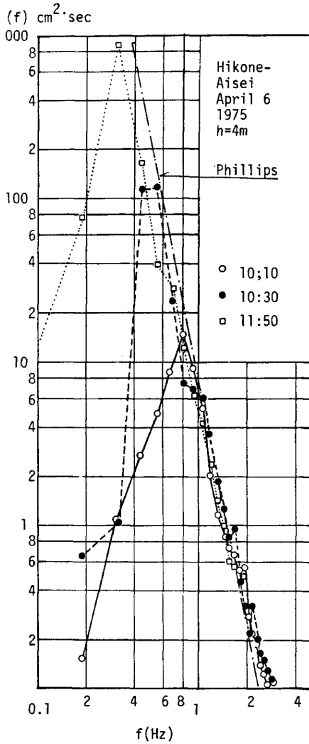


Fig. 21. Power spectra of wind waves at developing stage.

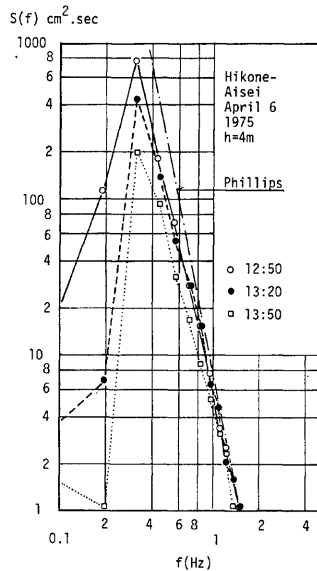


Fig. 22. Power spectra of wind waves at decay stage of wind.

4.3 風波の方向スペクトル特性

Fig. 23 は 3月21日 14:00 および 22日 3:00 のベンツ型アレイによる観測結果から求めたパワースペクトルおよび Borgman¹⁰⁾ の最小自乗法により算出した方向スペクトルの等値線を示したものである。図中にはこのときの風向と方向スペクトルの最大値を示す方向が矢印で示してある。スペクトルの計算条件は, $\Delta t=0.2$ sec, $N=2048$, 自由度 46 である。3月21日 14:00 の波浪はほぼ定常状態にあると考えられるので, 方向スペクトルも 1つのピークをもつ構造であり, 風向と方向スペクトルの最大値を示す方向とは若干異なるが, 風向風速計の精度を考えればほぼ一致しているといえる。一方, 波浪の減衰期にあたる 3月22日

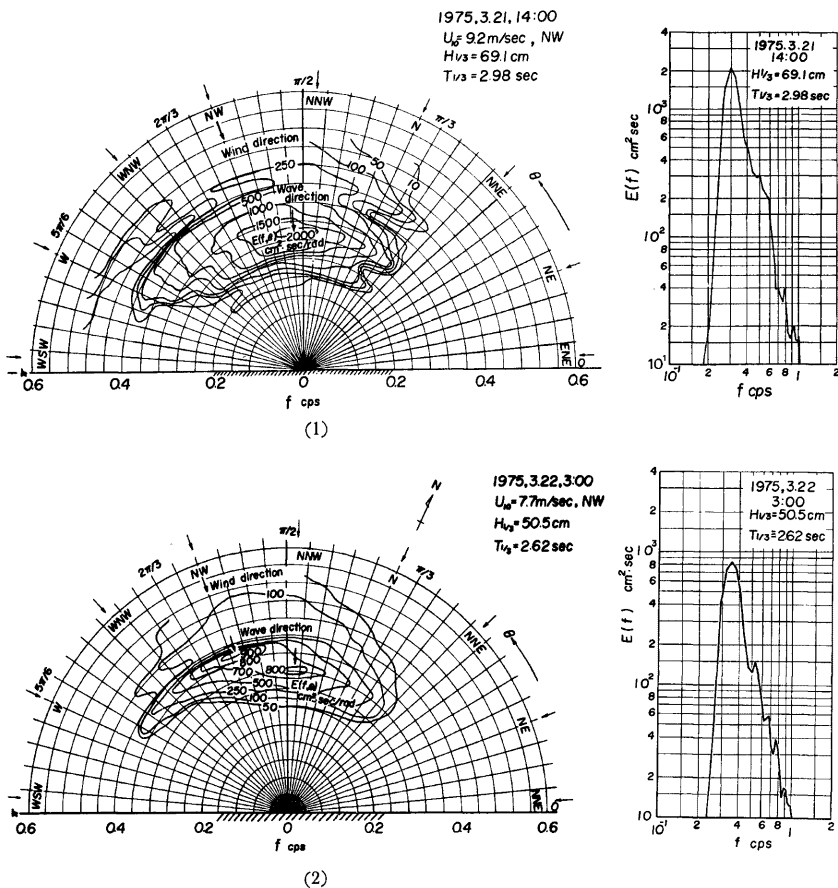


Fig. 23. Directional spectra of wind waves.

3:00の方向スペクトルは、明らかにNWとNNWの2方向にピークがあらわれている。これは風向の原記録から推定して、風の方向がNよりから次第にW方向に廻っていったことに対応していると考えられる。

精密な測定結果をもとにして導かれた方向分布関数にSWOP¹¹⁾のものと光易¹²⁾のものがある。前者は海面のステレオ写真から導かれたものであって、次式で表わされる。

$$D(f, \theta) = \begin{cases} (1 + a \cos 2\theta + b \cos 4\theta) / \pi; & |\theta| \leq \pi/2 \\ 0 & ; |\theta| > \pi/2 \end{cases} \quad \dots\dots\dots (9)$$

$$a = 0.50 + 0.82 \exp \{ - (2\pi f U_{10} / g)^4 / 2 \},$$

$$b = 0.32 \exp \{ - (2\pi f U_{10} / g)^4 / 2 \}$$

ここに、 θ は方位角である。

一方, 光易によって提案された方向分布関数Ⅰ型は次式で表わされる。

$$D(f, \theta, F) = \frac{1}{\pi} \frac{2^{2s-1} F^2 (s+1)}{F(2s+1)} \cos^{2s} \left(\frac{\theta}{2} \right) \left. \begin{array}{l} S = \begin{cases} 14(2\pi f U_{10}/g)^{-2.7} & ; f > f_p \\ 14(2\pi f_p U_{10}/g)^{-6.7} (2\pi f U_{10}/g)^4 & ; f \leq f_p \end{cases} \\ 2\pi f_p U_{10}/g = 18.8(gF/U_{10}^2)^{-0.330} \end{array} \right\} \quad \dots\dots\dots(10)$$

ここに, f_p はスペクトルのピーク周波数である。

両者を比較すれば明らかなように, SWOP のものは吹送距離 F に関係なく, 周波数と風速のみに依存しているのに対して, 光易のものは3つの要素に関係があるのが大きな特徴である。いま $f=0.293$ cps と 0.352 cps の場合の方向分布関数の観測結果と, SWOP および光易の方向分布関数を比較すると **Fig. 24** のようになる。この場合, 計算条件は, 3月21日14:00の場合に $U_{10}=10$ m/sec, $F=25.8$ km 3月22日3:00の場合には $U_{10}=7.5$ m/sec, $F=25.8$ km とした。図から明らかなように, いずれの方向分布関数も観測値に比べて, はるかにピークへの集中度の低い形しか与えない。この原因はよくわからないが, 測定装置の分解能の問題のほかに, 実際の海洋ではたとえ理想的な条件であっても, いろいろな方向からの波が重なっていることにもよるであろう。

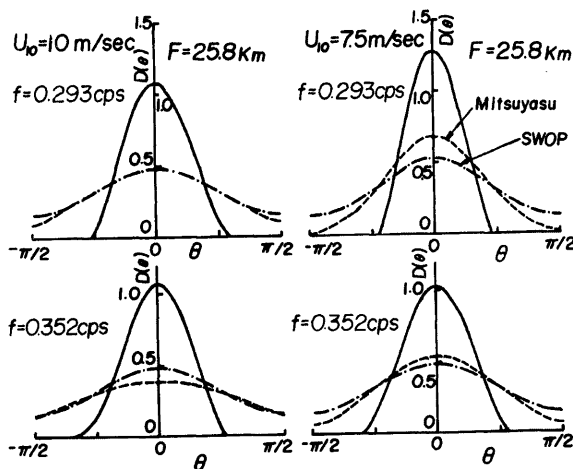


Fig. 24. Comparisons of directional spectra computed from observed data with SWOP and Mitsuyasu's functions.

方向分布関数として $\cos^n \theta$ 型を仮定する場合がある。藤縄¹³⁾ は方向分解能の良好なアレイによる観測結果から,

$$n = 15.25 - 21.42f \quad \dots\dots\dots(11)$$

を提案している。これによると, 高周波になるほどピークへの集中度が小さくなるが, この傾向は **Fig. 23** から明らかに見出される。

4.4 有義波法による風波の推算

ここでは, 有義波法すなわち SMB 法の琵琶湖への適用性について検討する。周知のように, Bretsch-

neider¹⁴⁾ が1958年に観測結果によく一致するよう SM 曲線を修正したあと、Wilson¹⁵⁾ が改良式として次式を提案した。

$$\frac{gH_{1/3}}{U_{10}^3} = 0.30 \left[1 - \left\{ 1 + 0.004 \left(\frac{gF}{U_{10}^2} \right)^{1/2} \right\}^{-2} \right] \quad \dots\dots\dots (12)$$

$$\frac{gT_{1/3}}{2\pi U_{10}} = 1.37 \left[1 - \left\{ 1 + 0.008 \left(\frac{gF}{U_{10}^2} \right)^{1/3} \right\}^{-5} \right] \quad \dots\dots\dots (13)$$

いま、1975年3月～11月の間のストーム時で、できる限り風向および風速が一定の場合の彦根・愛西地区において観測して得られた風および波浪の資料（波高計 N-10）を用いて、SMB 法の妥当性を調べてみる。

ここで問題となるのは風の資料であって、現地の風は必ずしも一定でなく変動するので、 U_{10} としては風波の最小吹送時間を考慮して、波浪の観測時点から3時間前の間に30分ごとに読みとった風速の平均値を採用し、吹送距離としては風向による対岸距離を用いた。Fig. 25 は観測資料にもとづいて、無次元波高および無次元周期と無次元吹送距離の関係をプロットしたもので、図中の実線は式(12)および(13)のWilson 式、破線は Bretschneider の修正曲線である。この図によると、周期については Wilson の改良式の方とよく一致し、波高については測定値のばらつきが著しいので、どちらによく合うのか判然としない。この散乱の原因が、彦根・愛西地区では NNW～NW で F の値が 28 km から 14 km に急変するためではないかと考えられたので、風向風速計の原記録から風向の詳しい読み取りを行なって、吹送距離の補正をしたが、ばらつきの程度は同じであった。したがって、このばらつきの幅を小さくする問題は、湖上風の分布特性を含めて、さらに検討する必要がある。

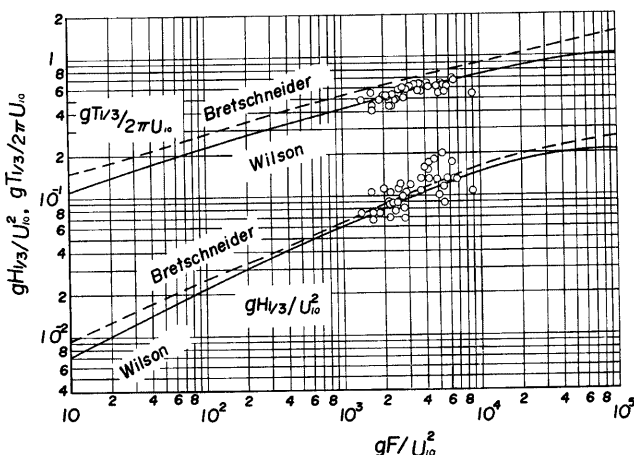


Fig. 25. Plot of observed wind wave data by SMB method.

4.5 湖岸における波浪の変形

前述したように、彦根・愛西地区では、波浪の変形を観測するために汀線に直角に波高計を配列した。ここでは、水深 4 m の地点の波高計 N-10、2 m 地点の N-2 および 1 m 地点の N-1 の 3 台の波高計の同時記録を用いて、波浪の変形を考察する。

Fig. 26 は 3 月 21 日 14:28～14:35 の波浪記録から求めたパワースペクトルの 3 か所での比較を示したもので、風向は NW 方向でほぼ一定、風速は 6～12 m/sec の範囲で風が連続的に変化していた。したが

って、風向から考えて屈折の影響はないものと考えられる。この図から、0.1 cps より低周波側にある程度のパワーが存在し、その値は水深が浅くなるほど増加していること、ピーク周波数は変化しないが、ピークの値は2 m 地点でやや増加した後、1 m 地点では再び減少していること、1 m 地点では、他の地点には見られなかった副ピークが主ピークの周波数の約2倍の周波数のところに生じていること、などが見出される。こうした現象のいくつかは実験水槽における実験や海岸での観測においても見られるが、不規則波の shoaling 現象は必ずしも十分研究されているわけではなく、今後の課題である。

以上のほか、スペクトル法による風波の推算として、エネルギー平衡方程式にもとづく数値予知を琵琶湖の風波の発生発達に対して試み、観測資料と比較してかなりよい結果を得た。また、観測資料と彦根気象台での風の資料から、過去に発生した波浪を推定し、波高の超過確率を求めるなど、前述した自然護岸工計画の調査に直接役立つ研究も実施したが、これらは別の機会に述べることにして、ここでは割愛した。

5. 結 語

英国の L. Draper¹⁶⁾ は1970年に wave climate study という言葉を用いたが、海岸のみならず湖においても、各種の海(湖)岸構造物の計画・設計に際しては、wave climate study を十分に行なって正確な波浪に関する情報を得た上で、適否を検討することが必要である。この波浪観測研究は、幸いにも自然護岸工計画のための調査ということで実施する機会に恵まれ、琵琶湖における初めての本格的な波浪観測を実施することができた。得られた資料が膨大なために、まだその一部しか digital 化していない。そのため十分な成果は得られていないが、今までに解析された成果のうち、研究分担者のオリジナリティがあまり入っていない部分のみをとくに抜き出して紹介した。この資料を用いた解析研究の詳細は、関係した研究者がそれぞれ得意の分野について研究を進め、各自が適当な機会に発表することになると思われる。したがって、ここでは観測の経過と得られた資料の一部を記述するとともに、この資料を解析して得られた成果の概要を述べるに止めた。

最後にこの観測を実施するにあたって、格別の協力を頂いた滋賀県土木部計画課、長浜土木事務所、彦根土木事務所、愛西土地改良区、浜ちりめん工業協同組合および磯田、両浜漁業組合の関係諸氏さらに資料収集に便宜をはかって頂いた建設省琵琶湖工事事務所ならびに彦根地方気象台に対して深甚の謝意を表する次第である。また、観測や資料の整理、計算に対して協力頂いた防災研究所技官藤木繁男氏、大学院学生中村俊一君(現新日本製鉄)および学部学生小矢田宏君(現大学院学生)に対して感謝の意を表する。

参 考 文 献

- 1) たとえば Barnett, T.P.: Wind Waves and Swell in the North Sea, EOS, T.A.G.U., Vol. 51, No. 7, 1970, pp. 544~550.

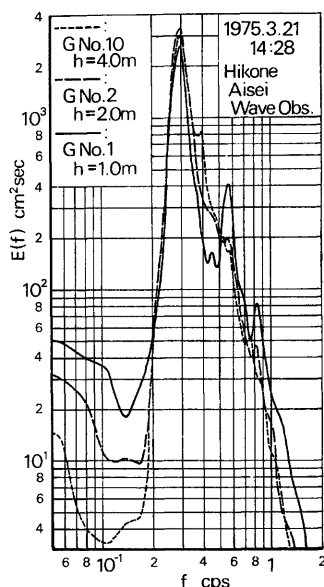


Fig. 26. Change of power spectra with decrease in water depth.

- 2) 土屋義人：日本海沿岸における冬期波浪の協同観測，京都大学防災研究所年報，第16号 A，1973，pp. 29～39.
- 3) Longuet-Higgins, M.S.: On the Statistical Distributions of the Heights of Sea Waves, Jour. Marine Res., Vol. IX, No. 3, 1952, pp. 245～266.
- 4) たとえば合田良実：波浪の統計的性質とその応用，1975年度（第11回）水工学に関する夏期研修会講義集 B コース，土木学会水理委員会，1975.
- 5) Bretschneider, C.L.: Wave Variability and Wave Spectra for Wind Generated Gravity Waves, B.E.B., Tech. Memo., No. 113, 1959, p. 192.
- 6) 岩垣雄一，木村 晃：不規則波浪の周期の確率特性に関する研究，第22回海岸工学講演会論文集，1975，pp. 295～300.
- 7) Pierson, Jr., W.J. and L. Moskowitz: A Proposed Spectral form for Fully Developed Wind Seas Based on the Similarity Theory of S.A. Kitaigorodskii, Jour. Geophys. Res., Vol. 69, No. 24, 1964, pp. 5181～5190.
- 8) 光易 恒：風波のスペクトルの発達（2），一有限な吹送距離における風波のスペクトルの形について，第17回海岸工学講演会論文集，1970，pp. 1～7.
- 9) Phillip, O.M.: The Equilibrium Range in the Spectrum of Wind-Generated Waves, Jour. Fluid Mech., Vol. 4, 1958, pp. 426～934.
- 10) Borgman, L.E.: Directional Spectra Models for Design Use for Surface Waves, Internal Rep. HEL 1-12, Univ. of California, 1969.
- 11) たとえば土木学会編：水理公式集（昭和46年改訂版），1971，p. 478.
- 12) 光易 恒，水野信二郎，本多忠夫，力石国男：海洋波の方向スペクトルについて（続），第21回海岸工学講演会論文集，1974，pp. 261～265.
- 13) Fujinawa, Y.: Measurements of Directional Spectrum of Wind Waves Using an Array of Wave Detectors, Part II: Field Observation, Jour. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 31, 1975, pp. 25～42.
- 14) Bretschneider, C.L.: Revisions in Wave Forecasting: Deep and Shallow Water, Proc. 6th Conf. Coastal Eng., 1958, pp. 30～67.
- 15) Wilson, B.W.: Numerical Prediction of Ocean Waves in the North Atlantic for December, 1959, Deut. Hydrogr. Zeit. Jahrgang 18, Heft 3, 1965, pp. 114～130.
- 16) Draper, L.: Canadian Waves Climate Study—The Formative Year, Proc. 12th Conf. Coastal Eng., 1971, pp. 1～12.