

# 日本海の波浪

浅井 俊夫\*

## 1. まえがき

日本海の気象の側面として、日本海の波浪について話題提供したい。すでに昨年(1971年)4月、海洋気象学会で海洋と気象に関するシンポジウムが開かれ、テーマとして気象と海洋の長期変動および外洋波浪の観測と予報の2つが取りあげられ、多くの問題点と今後の課題が指摘されている。(詳しくは海と空, Vol 47, No. 2参照)

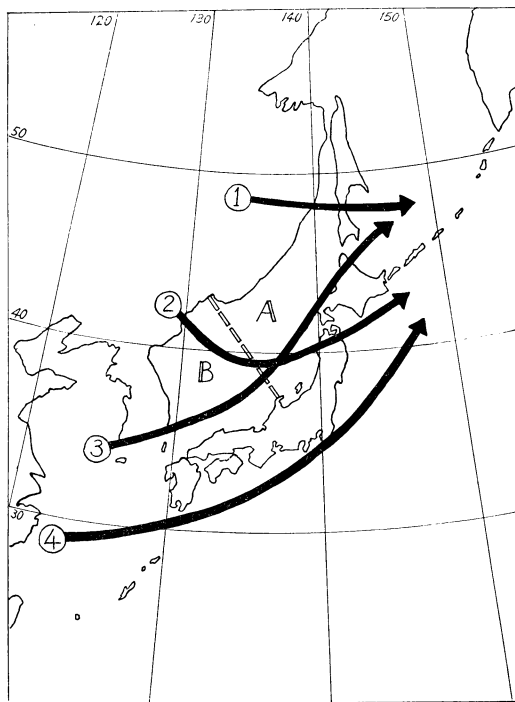
この報告では現実に日本海にどの程度の波が生じ、どのように変化しているか、或は沿岸地域開発に必要なそれぞれの地域における波浪の平均状態と特性、すなわち波候(wave climate)を明らかにし、また船舶の海難や沿岸浪害の実態に関連して、日本海沿岸の高波や富山湾の“より回り波”など、その発生 of 理論的な可能性と具体的な事実につれたい。

このためには、広範囲の、しかも長時間の組織的な波浪資料が必要であるが、測器による各地の波浪観測も、まだ断片的で、やむなく一部は目視観測の結果に頼らざるを得なかった。

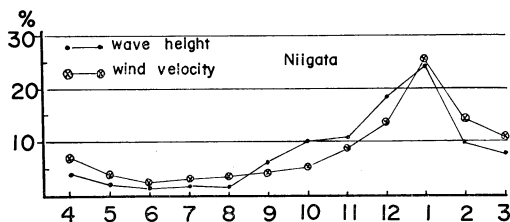
## 2. 日本海岸の波

日本海は大陸までの対岸距離が7~800km ぐらいで、能登半島を境にして海岸線は第1図で示すように、海域④ではほぼ南北に、海域⑤ではほぼ東西に走っているために、WまたはNWの風域による波をうける。また、緯度的にも気象およびそれに関連した波の影響も多少異なってくる。日本海岸において最も大きい波は、冬期低気圧の通過後の旋風によって発生する。日本海の広さが低気圧の規模とほとんど同じ程度か、それより小さく閉じた海であるために、地形的な制約を受け、波は十分に発達できず、波の規模は小さく、太平洋岸のように前駆波としてのうねりはほとんど見られない。

第2図は新潟海岸で風速8m/s以上と波高1m以上の月別発生頻度を図示したもので、夏期は台風の影響によるほかは波は極めて穏かである。しかし冬期の日本海岸では、海岸は常に海上風域の下端にあるから、海岸にくる波は常に風波であり、海岸での風速と波浪の関係は



第1図 低気圧進路図



第2図 風速 8m/s 以上と波高 1m 以上の月別発生頻度 (1957~1963)

密接である。

冬期日本海を通過する低気圧の主な進路は第1図に示すとおりである。

経路①の低気圧は最も規模が大きく、冬期に多く現われ、低気圧の中心が樺太や北海道を通過した後、日本海で

\* T. Asai 金沢地方気象台

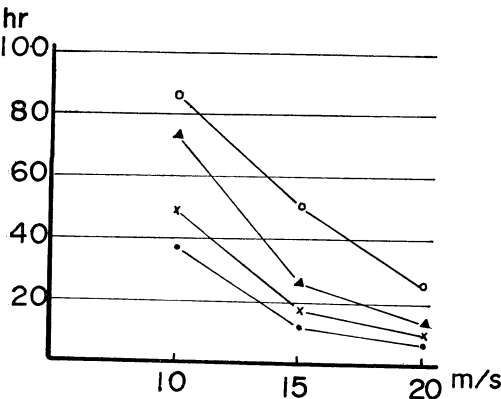
はNWないしWよりの季節風がつまり、最大風速は20m/s ぐらいで、冬で最も大きな波となる場合が多い。

経路②の低気圧は秋または冬の初めと終りに現われることが多く、この場合は経路①のものに比較すると小さく、したがってこれによる波もまた一般に小規模である。しかし時にはこの低気圧は日本海を東進すると共に発達して、三陸沖に抜けた後日本海では季節風が強まり、主として海域⑧の山陰地方で10m 近い高波が襲来することがある。第9図はその一例である。

経路③の低気圧は秋または春に多く、規模は小さく、波も小さい。

経路④の低気圧は規模は大きく、太平洋岸に高波をもたらすが、日本海岸では直接大きな影響はない。しかしこの低気圧が北海道の東方海上で発達するようになると、経路①の場合と同じように、日本海では季節風がつまり、波は大きくなる。

波の発達は海面上における風速、風が吹いている面積(吹走距離)、風が吹き続けた時間(吹続時間)でさまる。日本海は対岸距離が7~800km 程度の閉じた海であるため、風向によっては吹走距離に制約され、波は十分に発達できない。P-N-J 法によれば、風速15m/s で波が十分に発達するためには、吹走距離が500km、吹続時間が23時間を要する。その時波は有義波高7.2m に発達し、波の周期の最大は12.1sec となる。風速20m/s では吹走距離が約1,300km、吹続時間が42時間を要し、その時波は有義波高で14.8m に発達し、波の周期の最大は16.2sec となる。冬の日本海では風速20m/s 程度の場合が多く、25m/s をこえることは稀である。第3図は10m/s 以上の強風の継続時間について、新潟・相川・弾崎・舳倉島で求めたものである。



第3図 強風の継続時間

一方、気温と水温の差が波の発達に著しい影響を及ぼすという観測や実験がある。第1表はその例で、気温が水温より5°C 低いと、風速が同じであっても両方の温度が等しいときに比べて、波高は21%、波長は17%も大きくなっている。この理由として冷気がある場合は温度分布が一様な場合に比べて不安定の度が増して、乱れが激しくなる。したがって鉛直方向の風の減少の度合が異なっているからだと考えられている。冬の日本海については、気温と海水温の差は常に5°C 以上あり、時には10°C をこえることもあるので、風速に比して波の発達が大きいものと考えられる。

第1表 気温と水温差が波に及ぼす効果, Roll (1952)

気温-水温 (°C)	+1.0	0.0	-1.5	-3.2	-5.0	-6.7
波 高	0.99	1.0	1.06	1.15	1.21	1.22
波 長	1.04	1.0	1.03	1.08	1.17	1.13
周 期	0.96	1.0	1.02	1.03	1.03	1.08
観 測 数	215	1715	1744	859	402	146

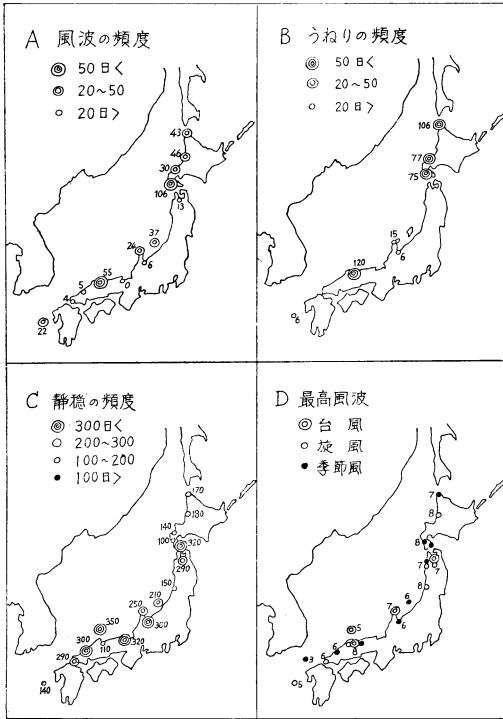
3. 日本海沿岸波浪の統計的分布 (波候)

第4図は宇野木博士(1960)がまとめた、主として海岸の測候所での1951年から1954年までの、目視観測の資料を統計的に集約した結果である。この結果から日本海沿岸の波がどのくらいのものであるかが普遍的にわかるであろう。目視観測の結果であるから、個人誤差が入ってくるし、また、1日1回の観測によるもので、観測地点の地形的特性(波の屈折や回折など)も強い所があるので、概略の数値を示すものにすぎない。

同図(A)は沿岸目視観測によって、波高2m 以上の風波が出現した日数を示したものである。同図(B)は同じく、波高2m 以上のうねりが出現した日数を示している。このうねりは低気圧通過後の局地風がおさまった後に残った余波であると考えられる。同図(C)は静穏な日数、つまり風波の波高が50cm 以下の日数を示している。同図(D)は最大風浪階級とその発生原因を示したもので、日本海の最大の風波はほとんどが季節風によって発生している。

原見(神戸)は日本海沿岸の波浪について、1968年から1970年の、第一港湾・第三港湾建設局の波浪計による観測資料および第八管区海上保安本部の灯台気象月表(目視観測)を統計整理し、次の結果を得ている。

春期……新潟では有義波の周期7~8sec, 秋田・新



第4図 日本海における波の発生頻度

湊・金沢は6~7secが多い。有義波高5mをこえるものは、千分率で新潟の2%のみ。

夏期……金沢で有義周期5~6sec, 秋田・新潟・新湊は6~7secが多い。有義波高5mをこえるところはない。

秋期……秋田・金沢は有義周期6~7sec, 新潟7~8sec, 新湊は5~6secが多い。有義波高5mをこえるのは秋田・新潟の各1%のみ。

冬期……秋田・新潟・新湊・金沢とも7~8secが多く、新潟は尖り、金沢は幅広い。有義波高5mをこえるのは新潟20%, 金沢26%である。また田後については有義周期8~9sec, 5mをこえるものはない。境は島根半島の遮へい効果がみられ、比較的穏かで有義周期も6~7secと10~11secの2つの山があり、風波とうねりの区別が明瞭で、波高3mをこえるものはない。

新潟や金沢では冬期の最大波高が7mをこえることがあり、季節風によるものである。これに反して新湊は富山湾奥にあって四季にわたり静穏多く、波高も2.5mをこえない。

経ヶ岬……冬期は波向WNW~NW, 階級5~6が多く、夏季はS方向が少なく、階級も1だけである。12月を除きE方向も多いが波高は概して低い。

美保関……1, 2月は波向NW, 階級5が多く, 3~5月はNWの階級2が多い。7~10月はNEの階級3が多い。11~12月はSWの階級2が多いが、これは山越えの季節風によるものである。

日御碕……寒候期は波向W, 階級3が多く, 暖候期はNE, 階級2が多い。

西郷岬……寒候期は波向W, 階級2が多く, 暖候期はEの2~3が多い。NWの少ないのが目立つ。

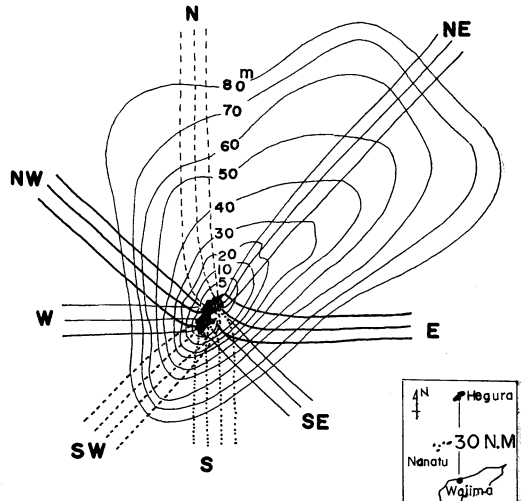
山陰沿岸で波浪階級6以上(4m以上)は経ヶ岬608%, 美保関362%, 日御碕198%, 西郷224%であり、東部ほど風浪が高く、冬の季節風によるものと考えてよい。

一般に沿岸波浪観測値を利用するには、観測地点の局地性を十分調査しておく必要がある。例えば第2表は新潟海岸のA(水深10m), B(水深5m)観測点における波の屈折係数で、波の侵入方向でかなり差がある。第5図は情報価値のある舢倉島の沿岸目視観測点付近の屈折図であるが、NEとSW方向の観測値が過大に評価されることがわかる。

一方、半島や島・岬などの遮へい効果をうける地域では、その波浪観測値の局地性を十分検討する必要がある。現在得られる波の資料は観測目的がそれぞれの業務の特性(港の改修工事など)に従ったもので、観測も断

### Refraction Diagram

Higura-jima (period 10sec)



Direction	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW
Refraction coeff. (Kr)	1.29	1.67	0.91	1.00	1.29	1.57	1.20	1.12

第5図 舢倉島沿岸の屈折図

第2表 新潟海岸 A, B 観測点の屈折係数

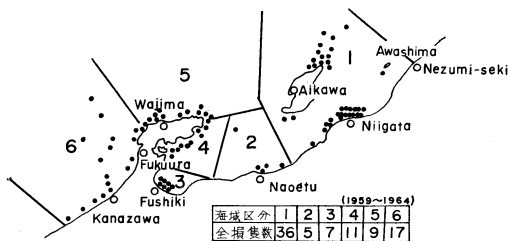
周期	方向		NW		N		
	地点	W	A	B	A	B	
6 Sec		0.80	0.75	1.02	0.83	1.15	0.93
8 Sec		1.49	0.75	1.09	0.66	0.95	0.83
10Sec		0.76	0.86	0.97	0.71	0.93	0.97

片的で、波候調査には隘路となっている。

4. 日本海沿岸の海難

(1) 船舶の海難

一例として1958年から1963年の、北陸沿岸での船舶の海難発生率をみると、一次災害として気象・海象に原因するものが全体の15%、二次災害に気象・海象をあげれば、その80%に達している。第6図はその時期の全損海難の発生分布図で、港の出入口・島や岬の周辺・海峰の付近に多くなっている。この原因については、波の屈折図を作ってみるとこれらの地域では波線が収れんして、波が荒く、また一方では水深が急に変わる所では反射が起こり、沖の方に energy が一部返っていく、さらに部分的な砕波による energy の消失、追い風、向い風の作用など、いろいろ考えられる。



第6図 北陸沿岸の船舶の海難

(2) 高波による沿岸構造物などの浪害

浪害の大小は沿岸に襲来する波の energy の大小に関連することは云うまでもないが、波の energy の計算については、つぎのような方法で求め、浪害と対応させた。

浪害と波のエネルギーの関係

浪害の大小は沿岸に襲来する波のエネルギーの大小に関連することはいうまでもないが、波のエネルギーについては理論的にもかなり問題があり、しかもその計算が複雑なため高波災害の調査には今までのところこの種の文献がない。

(1) 波のエネルギーの計算方法

一般に波のエネルギー (E) は運動のエネルギー (E<sub>k</sub>)

と位置のエネルギー (E<sub>p</sub>) との和であり、波の進行方向に垂直にとった単位幅において波の一波長が持つ全エネルギー (E) は次の式で与えられる。

$$E = E_k + E_p = \frac{1}{8} \rho g H^2 L \left( 1 - N \frac{H^2}{L^2} \right)$$

ただし、H: 波高, L: 波長, ρ: 海水の密度, g:

$$\text{重力の加速度, } N = \frac{\pi^2}{2} \left( \tanh \frac{2\pi h}{L} \right)^{-2}, h:$$

考える場所での水深

これらのエネルギーは全部が波の進行とともに進むわけではなく、波の群速度 (C<sub>g</sub>) をもって進み、波の進行方向に垂直にとった単位幅を単位時間に進む波のエネルギー (E<sub>t</sub>) は次の式で計算される。

$$E_t = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left( 6 - N \frac{N^2}{L^2} \right) C_g$$

実際計算をする際に次のことを考慮する必要がある。

a) 深い海 (水深  $h > \frac{L}{2}$ ) では  $C_g = \frac{C}{2}$  であるから

$$E_t = \frac{1}{16} \rho g H^2 \left( 1 - N \frac{H^2}{L^2} \right) C$$

b) 浅い海 ( $\frac{L}{2} > h > \frac{L}{25}$ ) では  $C_g = nC$  で与えら

れるから

$$E_t = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left( 1 - N \frac{H^2}{L^2} \right) nC$$

$$\text{ただし } n = \frac{1}{2} \left\{ 1 + \frac{4\pi h}{L} \left( \sinh \frac{4\pi h}{L} \right)^{-1} \right\}$$

c) さらに岸近くの浅い海 ( $h < \frac{L}{25}$ ) では  $C_g = C$  で

あるから

$$E_t = \frac{1}{8} \rho g H^2 \left( 1 - N \frac{H^2}{L^2} \right) C$$

新潟海岸で調査した結果、観測点(水深 6.3m)での波の energy が  $1.0 \times 10^4 \text{ kg} \cdot \text{m/s}$  に達すると浪害が発生しはじめ、 $1.2 \times 10^4 \text{ kg} \cdot \text{m/s}$  以上になると必ず被害があった。

一方海岸での高波のそ上高も見逃せない、海岸に高波が襲来すると、砕けた後、海岸線から傾斜海浜上に波がそ上する。波のそ上高は海浜のこう配、沖波の波形こう配、沖波の高さに関係し、また海浜の砂の粒径やその透水性に関係する。R. P. Savage (1959) の方法で、1963年1月5~8日の高波のそ上高を新潟海岸で計算した結果は、場所による変動が大きく、こう配1/1.5 (34°) の海浜ではそ上高9.1m (沖波高4.9m) にも達した。

(3) 海岸浸蝕と波浪

海岸の浸蝕に関連して、新潟海岸について砂礫移動のおこる水深を R.L. Rector の実験式

$$\sinh \frac{2\pi \cdot h_c}{L} = \left( \frac{2.5}{d_m} \right)^{\frac{1}{2}} \frac{\pi \cdot H}{T}$$

ここで

H: その場所での波の波高 (m)

L: その場所での波の波長 (m)

T: 波の周期 (sec)

d<sub>m</sub>: 砂の平均粒径 (mm)

を用いて、風向・風速ごとに求めたものが第3表で、しけの時にはこの水深から浸蝕がはじまると考えられる。

第3表 新潟海岸で求めた砂移動の水深 h<sub>c</sub> (m) の表

風速 風向	m/sec							
	8	10	12	14	16	18	20	22
W	6.1	6.2	7.5	7.1	10.3	14.3	16.0	17.6
WNW	7.4	7.0	7.8	9.9	12.2	15.6	18.0	19.8
NW	7.6	6.9	8.2	10.6	13.3	16.4	18.5	20.9

海岸浸蝕の主な原因として、河川からの土砂補給の減少、人工構造物による漂砂の遮断、日本海の冬のけわしい波（沖波のこう配0.025以上）があげられる。

5. 日本海沿岸の高波

(1) 北陸沿岸の高波

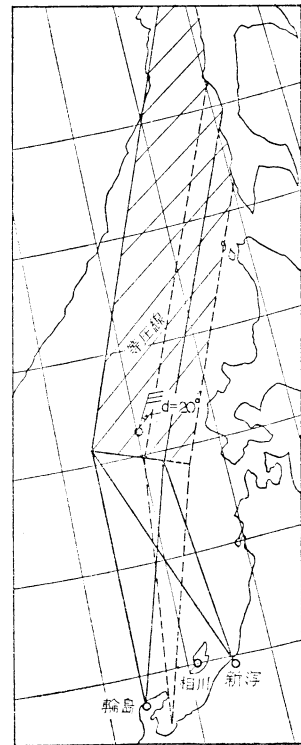
第7図は北陸沿岸に襲来する高波の発生域のモデルで台風による高波を除けば、主として冬期に発生し、沿岸各地に大きな被害をもたらした。第4表は昭和年間に発生した高波である。

(2) 富山湾の“より回り波”

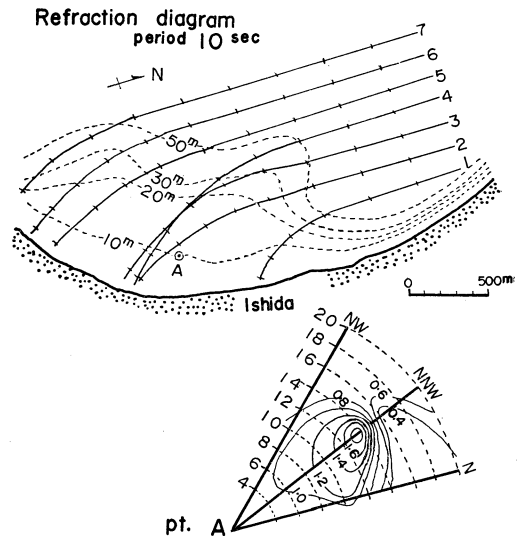
磯崎博士（気研）と富山地方気象台は1971年、富山湾の波浪のスペクトル解析を行ない、明らかに風波とみなされるものと、うねり性の、いわゆる“より回り波”との存在を確認している。そしてその原因として、富山湾の海底に数多くの海谷が存在するため、外海から侵入する波が複雑に屈折して波線が局所的に取れんする場所と発散する場所ができることを、詳細な波浪屈折図を作成することによって明らかにした。第8図はその屈折図である。さらに磯崎（1972）は波浪数値計算を行ない、湾内波浪を数値的に再現する試みに成功している。

(3) 山陰沿岸の高波

第9図は1971年1月4～5日、山陰沿岸を中心に襲っ



第7図 北陸沿岸に襲来する高波の発生域のモデル



第8図 富山湾における屈折図（磯崎）

第4表 北陸沿岸における高波の被害  
(1926~1966年)

発生年月日	被害区域
1926 12 19	富山湾 (伏木, 新湊海岸)
1926 12 24	富山湾 (宮崎, 滑川, 高月海岸)
1929 1 2	富山湾 (水橋, 滑川, 野村海岸)
1932 2 16~12	能登内浦海岸, 富山湾, 新潟西海岸
1935 11 12	富山湾 (伏木, 新湊, 水湊, 滑川海岸)
1949 2 15	富山湾 (生地, 宮崎海岸)
1951 11 26~28	富山湾 (新湊, 氷見, 滑川海岸)
1953 1 12	越前海岸, 富山湾海岸
1954 9 26~27	富山湾
1955 2 19~20	富山湾
1955 10 8~9	富山湾 (下新川郡海岸)
1956 8 16~20	越前海岸
1957 12 13	新潟海岸 (臨港, 山の下地区)
1961 1 26~27	富山湾 (魚津, 滑川, 新湊海岸)
1962 1 22~23	富山湾 (入善, 吉原海岸)
1963 1 7~8	新潟西海岸, 富山湾 (新湊, 下新川郡海岸)
1970 2 1~3	富山湾 (入善, 滑川), 新潟海岸 (山の下)

1914年1月7~8日にも同程度の高波があり、約60年ぶりの浪害となった。ともに1月低気圧であり、先行低気圧のあとの寒気場に小低気圧が発生し、その後面でさらに強風がつよまったため、異常な高波となった。海上ではN~NNWの風、30~35m/sと推定され、低気圧に伴う暴風圏の移動がおそく、Nよりのうねりが湾奥に侵入し、被害を大にした。

6. おわりに

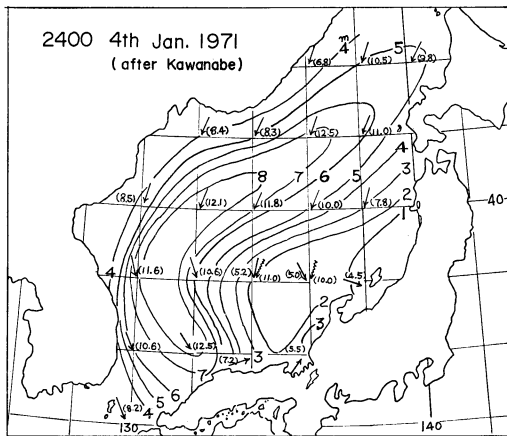
海上の波浪は昔から人々によく知られた現象であるが、現実の波に対する我々の知識はまことに貧弱なものである。戦後波浪予報が学問的根拠をもって、S-M-BやP-N-Jの波浪予報法として一応実用に供されておるが、沿岸20哩を担当する地方官署では浅海波の領域でもあり、その利用は十分ではない。

波浪の予報あるいは計算は、波浪観測実況と切り離すことができないが、早急には望めそうもない。波浪理論が現実を抽象化している限り、現実の複雑な自然条件に対しては、まず波浪観測資料の集積がぜひ必要であろう。

今回日本海の波浪について、話題提供を求められましたが、非力である上に、得られた波の資料は各所とも断片的で、また、観測地点も地形的特性がつよいなど、日本海の波浪の実態とは、およそ遠い報告となったことをお詫びする。

文 献

- 1) 宇野木早苗 (1960): 波浪と波候, 科学技術庁資源調査講演, 67 pp.
- 2) 井島武士 (1960): 海岸港湾測量, 森北出版, 305 pp.
- 3) 磯崎一郎 (1971): 富山湾の沿岸波浪の特性 (第1報), 防災科学技術総合報告, 第25号抜刷,
- 4) 磯崎一郎, 太田芳夫 (1972): 富山湾の沿岸波浪の特性 (第2報) 防災科学技術総合報告第28号抜刷
- 5) 浅井俊夫 (1967): 沿岸波浪予報のための基礎調査, 研究時報, 19, 39~54.
- 6) 浅井俊夫 (1963): 北陸沿岸の高波, 研究時報, 15, 579~588.
- 7) 浅井俊夫 (1963): 佐渡海峡の波浪, 研究時報, 15, 73~80.
- 8) 富山地方気象台 (1971): 富山湾の波浪の総観解析, 54 pp.
- 9) 舞鶴海洋気象台 (1971~2): 海上気象概報, No. 212~215.
- 10) 海洋気象学会 (1971): 海洋と気象のシンポジウム特集, 海と空, 47の2~3.



第9図 山陰沿岸の高波推算図 (川鍋)

た高波について、川鍋 (舞鶴) がS-M-B法で求めた3時間毎の推算波浪図の一部である。この高波は各地の観測によると、4日夜半島根半島で有義波高9.3m (周期10.7sec), 5日朝若狭湾で7.1m (12.0sec), 金沢港6.0m (11.9sec), 5日昼過ぎ新潟6.1m (11.4sec), 酒田港4.9m (11.2sec) となっている。