

日本海沿岸における異常波浪の数値予知

土屋 義人*・山口 正隆**・平口 博丸***

1. 緒 言

冬期季節風時の日本海沿岸には、しばしば高波浪が来襲し、波浪災害や海岸侵食などの被害が発生している。特に、富山湾での高波浪は寄り廻り波と呼ばれ、昔から沿岸住民に恐れられている異常波浪の一つであり、最近では昭和54年3月31日に滑川で、また昭和55年12月25日には氷見、高岡で死者や漁船の転覆といった事故が起きている。

寄り廻り波とは周期十数秒のうねり状の高波浪をいい、低気圧の通過後近海の波浪がおさまりにかけた頃に、突然来襲するのが大きな特徴である。最近の研究では、著しく発達した低気圧が、北海道あるいはその東方海上に半日以上停滞するような気圧配置のときに発生することが指摘されている。そのほか、この波浪の発生には佐渡島の存在、富山湾の海底地形特性なども微妙に影響しているものと思われる。

最近では、波浪の特性とくに方向スペクトルの定式化や風波の発生機構について精力的な研究が進められ、また波浪の数値予知法に関して各種の手法が開発され、波浪推算の精度がかなり向上してきている。著者らも、平衡方向スペクトルを導入した波浪の数値予知モデルを提案し、琵琶湖や大阪湾の波浪予知に適用してきた。本研究では、寄り廻り波で代表される日本海沿岸における異常波浪の予知を目的とし、このモデルを1981年2月、3月の季節風時に適用し、沿岸各地の観測結果と比較してその適用性を明らかにし、また寄り廻り波の発生機構について考察する。

2. 海上風の推算法

風は、時間的にも空間的にも非常に大きく変動する現象であり、これを理論的に解明し推定することはかなり困難な問題であるが、ここでは地衡風および傾度風をBijvoet⁽²⁾の提案した理論から推算し、海面摩擦および大気安定度の補正項には、Bijvoetの方法を日本海に適用

した三木⁽³⁾の値を用いる。

大気境界層における風と気圧の関係は、次の運動方程式で表わされる。

$$\frac{dV}{dt} = G + fV \times k + R \quad \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 G ；気圧傾度力、 $fV \times k$ ；コリオリの力、および R ；摩擦力である。式(1)を単位質量当りの力で表わし、級数展開すれば次式となる。

$$V = \frac{1}{f}(G + R) \times k + \frac{1}{f^2} \frac{d}{dt}(G + R) \quad \dots\dots\dots (2)$$

また、 R は V に比例させて次式を仮定する。

$$R = C_s f V \quad \dots\dots\dots (3)$$

ここに、 C_s は摩擦係数である。さらに、 R と $-V$ のなす角を β 、地衡風速 V_g と V のなす角を α とすれば、これらは大気の安定度の指標である気温 (T) と海水表面温度 (T_s) の差の関数として表わされる。このようにして式(2)は、次のようになる。

$$V = \left\{ \frac{a_1}{f} G_y - \frac{a^2}{f^2} \frac{\partial G_y}{\partial t} - \frac{a^3}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial t} \right\} \times \left\{ 1 + \frac{a_3}{f^2} \frac{\partial G_x}{\partial x} \right\}^{-1} \sec \alpha \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに、 G_x および G_y は気圧傾度力の x および y 方向の成分であるが、 $G_x=0$ となるよう座標をとって表してある。また、各係数 a_1 、 a_2 および a_3 は β および C_s の関数として与えられている。この場合、日本海における気温 (T) および水温 (T_s) としては、舞鶴海洋気象台による観測値を用いることにした。また、海上風の推算においては、原則的に気象庁による3時間毎の天気図を用いたが、図示されている等圧線間隔をそのまま用いると、地衡風だけで100 m/sec 近い風速を与える場合があったので、等圧線が滑らかに走るように若干の手直しを行った。

3. 波浪の数値予知モデル

波浪推算法としては、有義波法やエネルギー平衡方程式に基づく数値予知法をはじめ、最近ではパラメータ予知法などが挙げられる。本研究では、新たな平衡方向スペクトルを導入することによって波浪の数値予知モデ

* 正会員 工博 京都大学教授 防災研究所

** 正会員 工博 愛媛大学助教授 工学部(デルフト工科大学滞在中)

*** 正会員 工修 (財)電力中央研究所土木技術研究所環境水理部

ルを展開した著者ら¹⁾の方法を用いたので、その概要を述べる。

エネルギー平衡方程式の source function として Phillips および Miles による風波の発生発達項、砕波お

よび逆風によるエネルギー逸散項、非線形干渉によるエネルギー移流項を考慮すると、結局波浪予知モデルは、次式で表わされる。

$$\frac{\partial E(f, \vartheta)}{\partial t} + C_g \cos \vartheta \frac{\partial E(f, \vartheta)}{\partial x} + C_g \sin \vartheta \frac{\partial E(f, \vartheta)}{\partial y} = \begin{cases} \{ \alpha_P D_\infty(f, \vartheta) + \beta_M E(f, \vartheta) \} \left[1 - \left\{ \frac{E(f, \vartheta)}{E_\infty(f, \vartheta)} \right\}^2 \right] + \Gamma - \tau E(f, \vartheta); & |\vartheta - \vartheta_0| \leq \frac{\pi}{2}, E(f, \vartheta) \leq E_\infty(f, \vartheta) \\ \Gamma - \tau E(f, \vartheta); & |\vartheta - \vartheta_0| \leq \frac{\pi}{2}, E(f, \vartheta) > E_\infty(f, \vartheta) \\ \beta_M D_\infty(f, \pi - \vartheta) E(f, \vartheta) + \Gamma - \tau E(f, \vartheta); & |\vartheta - \vartheta_0| > \frac{\pi}{2} \end{cases} \quad (5)$$

ここに、 f ; 周波数, ϑ ; 方位角, C_g ; 群速度, ϑ_0 ; 風の主方向, $E(f, \vartheta)$; 方向スペクトル, $E_\infty(f, \vartheta)$; 平衡方向スペクトル, α_P ; 線形増幅係数, β_M ; 指数関数型増

幅係数, および $D_\infty(f, \vartheta)$; 平衡方向分布関数である。また, Γ および τ は Barnett による非線形干渉によるエネルギー移流項であり、次式で与えられる。

$$\Gamma = \begin{cases} 2.86 \times 10^6 E_0 f_0^8 \cos(\vartheta - \bar{\vartheta}) \left(1 - 0.42 \frac{f_0}{f} \right)^8 \exp \left\{ -4 \left(1 - \frac{f_0}{f} \right)^2 + 0.1 \left(\frac{f_0}{f} \right)^5 \right\}; & f > 0.42 f_0, \text{ and } |\vartheta - \vartheta_0| \leq \frac{\pi}{2} \\ 0; & f \leq 0.42 f_0, \text{ or } |\vartheta - \vartheta_0| > \frac{\pi}{2} \end{cases} \quad (6)$$

$$\tau = \begin{cases} 4.88 \times 10^5 \frac{E_0^2 f_0^7}{f} (f - 0.53 f_0)^3 \{ 1 + 16 |\cos(\vartheta - \bar{\vartheta})| \}; & f > 0.53 f_0 \\ 0; & f \leq 0.53 f_0 \end{cases} \quad (7)$$

ここに、 f_0 ; 平均周波数, $\bar{\vartheta}$; 平均波向, および E_0 ; 全エネルギーである。なお, α_P および β_M は井上⁴⁾による表示式を、また平衡方向スペクトルおよび平衡方向分布関数は、一様風域を対象として定式化した著者ら¹⁾の表示式による。

4. 数値計算の方法

実際の波浪計算に当っては、式(5)を数値積分するわけであるが、対象とする領域に比較して波浪のスケールがかなり小さいので、高精度の差分法が必要となる。そこで、ここでは計算を2段階に分けて考えることにする。まず、右辺によって流入するエネルギーは全く伝播せず、すべての格子点での風波の発生・発達に寄与するとし、Runge-Kutta 法を用いて差分化した。

日本海のように広領域の数値計算をする際、厳密には、地球の曲率を考慮する必要があるが、今回は直交座標の平面近似とし、特に基礎方程式の中に方向スペクトルを導入しているため、その伝播方向を重視し、方位が正確

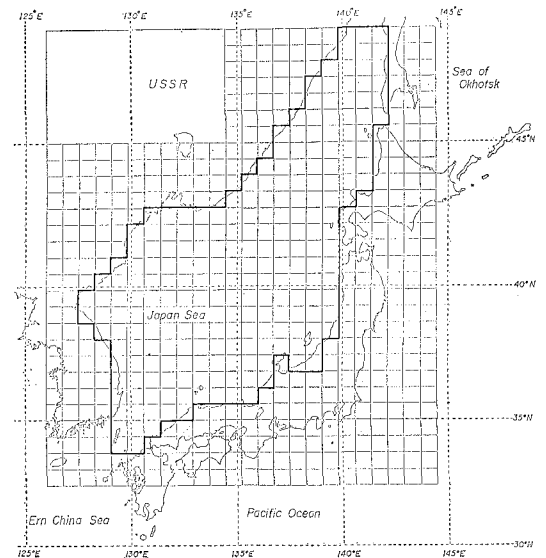


図-1 メルカトル図法による日本海の計算格子

に表現できるメルカトル図法を用いた。図-1 には、メルカトル図法による日本海地図および計算用格子を示す。格子間隔は、北緯 35° での縮尺を基本として $\Delta x = \Delta y = 70\text{km}$ とした。広い周波数帯にわたって波浪の発達状況を表現するため、 $0.05\text{Hz} \sim 0.8\text{Hz}$ の範囲の周波数を 17 段階に不等分割し、また方向は全方向 360° を 20 方向に等分化して $\Delta\theta = 18^\circ$ とした。時間間隔は $\Delta t = 45\text{min}$ とし、日本海の海上風のデータは 3 時間毎に与えられるので、その間はベクトル内挿を行った。なお、今回は図-1 の太線で示したように日本海を閉領域としており、境界では完全消波されるものとする。

この計算結果から、有義波高および周期を求める場合

渡弾崎および松前港での比較結果を図-3 に示す。計算の格子間隔は 70km であり、境界では方向スペクトルを零とした関係上、比較するための格子点は実際の観測点に最も近いものを選んだ。すなわち、松前港の場合には、WNW 約 80km 沖合とし、佐渡弾崎の場合には NW 約 20km の地点で、佐渡島の影響は無視されている。したがって、図-2 によって数知予知モデルの適用性を検討する場合には、地形特性と波向との関係を考慮する必要がある。松前港では N 方向からの波浪に対して、弾崎では S および W よりの波浪に対して計算値の方が過大評価されていると思われる。15 日頃までの波向は、日本海全域にわたり SW から WSW であったが、

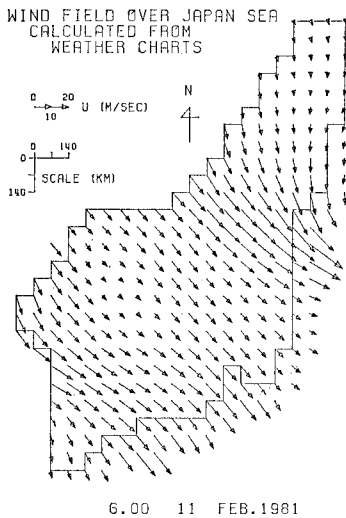


図-2 日本海上風の推定結果 (1)

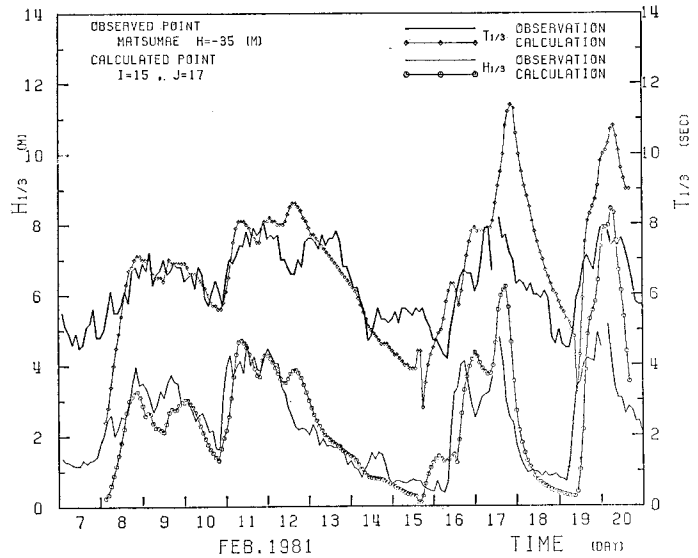
には、琵琶湖での観測結果から得られた関係式を用いることにした。

5. 波浪の推算結果

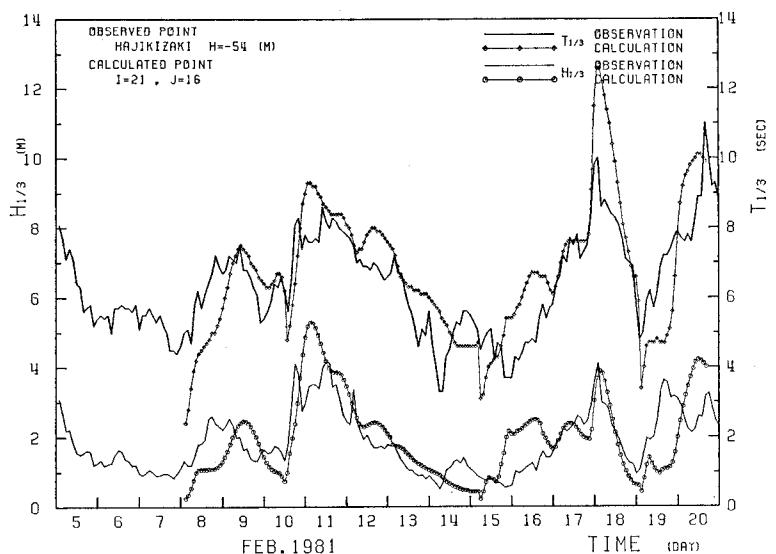
(1) 1981 年 2 月の波浪推算結果

数値予知モデルの適用性を検討するために対象としたのは、1981 年 2 月 8 日から 20 日までの 13 日間であり、この期間中には中心示度 990mb 前後の低気圧が通過している。図-2 はこの場合の海上風の推定結果の一例を示す。

波浪推算の精度を検証するために、日本海沿岸から 7 地点を選び、有義波高および周期について観測値との比較を行った。そのうち佐



(a) 松前港



(b) 弾崎

図-3 波浪推算の結果と観測値との比較 (1)

16日頃からは北海道付近の弱い低気圧の影響でNEからNよりの波向となった。このような視点から、推算値と観測値とを比較すれば、その対応は非常に良好で、本モデルの日本海への適用性は十分あると思われる。ただし、他の5地点の比較から、12日および15日から16日にかけての推算値は全体的に若干大きくなっており、海上風の推算精度との関係でさらに検討すべきであろう。また、19月から20日の間では海上風が若干過大評価されているようであるが、弾崎を除き全体的な傾向は一致している。

(2) 1981年3月の波浪推算結果

波浪推算の対象としたのは、1981年3月9日から25日までの17日間である。14日の午前3時に対馬上空にあった低気圧が発達しながら日本海を横断し、翌15日未明には中心示度976mbと台風並の規模にまでなり、北海道沖を通過後、富山新港においては小規模ながらも寄り廻り波が観測された。図-4には16日0時の推定された海上風の分布を示す。このときの風の推算値の中には40m/secに近い風速が推定され、若干大きいようであるが、松前港の実測値で平均風速25m/sec、有義波高で8.7mの観測値を得ていることから、日本海全域にわたり20m/sec~30m/secの強風であったと思われる。

松前港および佐波弾崎における波浪観測結果との比較を図-5に示す。15日より16日にかけて、有義波高および周期の推算値の最大値は両者ともに10mおよび10secに達し、実測値との差はかなり大きく、比較した他の地点でも同様の結果であった。しかしながら、各地点での最大値の出現時刻の差は3時間以内であり、その最大値の場所的な変化もよく対応している。これらのことから、海上風の推算値の大きさに若干問題があるため波浪推算値が過大評価されているようであるが、日本海全体の波浪特性はかなりよく表わされていると言える。

図-6には、周波数0.08Hzの波浪ベクトルの分布状況を示してあるが、風域の移動に伴う波浪の発達状態と伝播方向の変化がよくわかる。とくに、図-6(a)によ

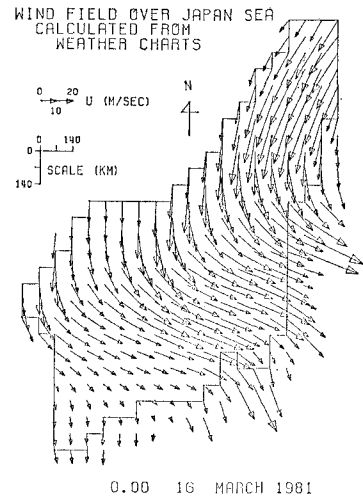
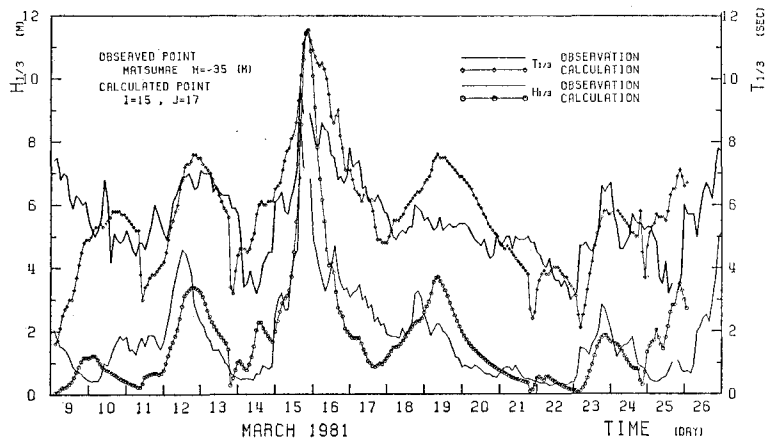
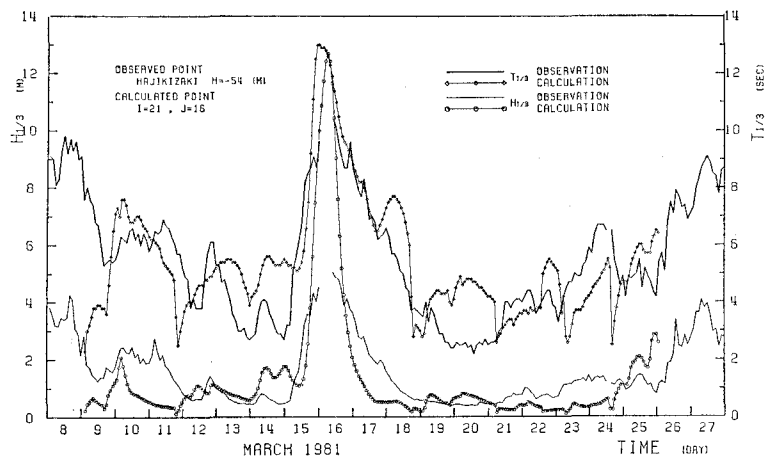


図-4 日本海海上風の推定結果(2)

れば、図-4に示したように、樺太から北海道西方海上におけるNEの強風によって波浪が発達し、それが伝播



(a) 松前港



(b) 弾崎

図-5 波浪推算の結果と観測値との比較(2)

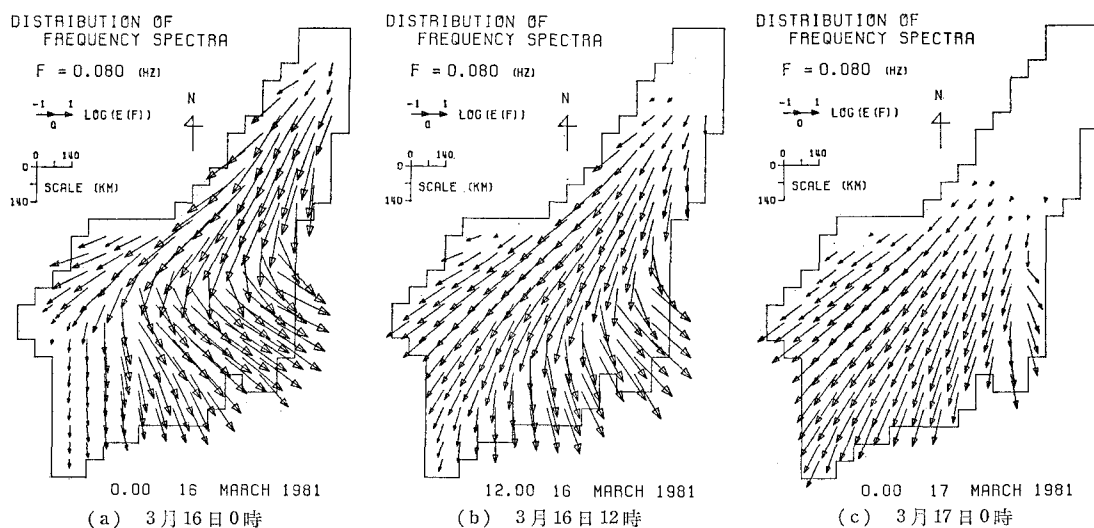


図-6 季節風の通過に伴う波浪ベクトルの分布状況

して日本海中部にくると、NEの強風によって波の主流向が変化している。また、図-6(b)では、日本海全域にわたり 10 m/sec 程度の風となり、波浪は減衰を始め、波向の変化は緩慢となり、さらに図-6(c)においては、風波がうねりへと変っている。このときの弾崎での方向スペクトルの計算値によれば、NW 方向に単一のピークをもっていたのが、時間の経過とともに NW 方向のエネルギーは減衰し、N 方向のエネルギーは増加して二つに極在化し、最終的には N 方向の単一ピークをもったスペクトルへと変化している。このように、N 方向から遅れて伝播してくるエネルギー成分の時間的変化と、富山新港における寄り廻り波の記録とは非常によく一致していることが確かめられた。このことから湾奥にある富山湾沿岸に発生する寄り廻り波は、このような波浪エネルギー成分の伝播によるものであると思われる。

6. 結 語

3 時間毎の天気図から推定された日本海の上風を用いて、1981 年 2 月および 3 月の季節風に対して日本海の波浪推算を行ない、沿岸各地での観測結果と比較した。その結果、海上風の推算精度や波浪予知モデルになお若干の問題はあるものの、ここで用いた波浪の数値予知モデルの日本海への適用性はかなり良好であることがわかった。また、観測結果との比較においては、観測地点の地形特性と波向きとの関係に着目すべきであることを指摘した。

富山湾における寄り廻り波の記録との比較から、この種の高波浪は、北海道西方海上から遅れて伝播してくるうねりであると考えられる。このような N 方向から伝播してくる長周期の成分波の存在は、寄り廻り波を発生

させた台風 6524 号について同様の計算をした結果からも確かめられた。これらのことから、寄り廻り波は、著しく発達した低気圧または台風の通過に伴い、間宮海峡から北海道西方海上にかけて、N あるいは NE 方向の強風が長時間吹いたときに発生すると考えられる。

今後、海上風の推算精度をさらに高め、波浪予知モデルを改良してゆく一方、佐渡島の影響や富山湾の地形的特性をも考慮に入れて、寄り廻り波の発生機構を解明していきたい。

本研究は、京都大学防災研究所光田寧教授、塚本修助手および京都産業大学藤井健教授との協同研究として、文部省特定研究および自然災害特別研究によって実施したものである。とくに、波浪予知において最も重要な海上風の推定は同教授らによるものであることを明記して謝意を表明する。また、本研究で用いた天気図、風および波浪の観測資料は、関係諸庁の御協力により提供して戴いたものであり、御協力に感謝する。

参 考 文 献

- 1) 山口正隆・土屋義人ほか：有限領域における波浪の数値予知法，第 26 回海岸工学講演会論文集，1974，pp. 96~100.
- 2) Bijvoet, H. C.: A new overlayer for the determination of the surface wind over sea from surface weather charts, KNMI, Med. en Verh., Vol. 71, 1957.
- 3) 三木楯彦：海面天気図から海上風を推定するための Bijvoet の方法の日本近海への適用，海と空，第 39 巻，第 3 号，1963，pp. 118~126.
- 4) Inoue, T.: On the growth of the spectrum of a wind generated sea according to a modified Miles-Phillips mechanism and application to wave forecasting, Geophy. Sci. Lab., New York Univ., TR-67-5, 1967.