

# 論文

## 波浪の20年推算システムの日本沿岸における適用性

畑田 佳男\*・山口 正隆\*・大福 学\*  
李 敏杰\*・野中 浩一\*\*

### Applicability of a 20-Year Wave Hindcast System to the Wave Estimation on Coastal Areas of Japan

Yoshio HATADA\*, Masataka YAMAGUCHI\*, Manabu OHFUKU\*  
Min Jie LI\* and Hirokazu NONAKA\*\*

#### Abstract

A wave hindcast system, which consists of ECMWF wind data sets over a period of 20 years from 1979 to 1998 and a shallow water wave model based on a backward ray tracing, is applied to the estimation of long-term waves at measurement stations deployed around the coastal areas of Japan. Comparison between the 2-3 hourly measurements and hindcasts is made for the time series of waves, the wave climate parameters of each month or over the whole period, their climatic change and extreme wave heights. The main finding is that the system is very useful not only for a proper evaluation of the wave climate and its interannual change but also for estimation of the return wave height with confidence interval at coastal locations around Japan directly facing the open sea, particularly the Japan Sea coast.

キーワード：20年波浪推算，ECMWF風資料，1点モデル，浅海波，波候と長期変動，波高極値，日本沿岸波浪観測地点

Key words：20-year wave hindcast, ECMWF wind data, backward ray tracing model, shallow water waves, wave climate and its variability, wave extremes, measurement stations along coastal areas of Japan

\* 愛媛大学工学部環境建設工学科  
Department of Civil and Environmental Engineering,  
Faculty of Engineering, Ehime University  
\*\* 愛媛大学大学院理工学研究科博士後期課程 生産工学専攻  
Doctoral Course of Engineering for Productions, Graduate  
School of Science and Engineering, Ehime University

本報告に対する討論は平成14年2月末日まで受け付ける。

## 1. 緒言

10年以上の長期にわたる沿岸波浪の気候学的特性(波候)や波高の極値の把握は、漂砂・海浜変形の解析や波浪エネルギーの利用ならびに海岸・港湾構造物の設計に際し、第1義的に重要な課題である。また、地球環境の変化を表す指標の1つとして近年注目されている波候の長期変動、とくにその増加傾向は波候の定常性の仮定に基づく設計波高推定法の前提をくつがえし、その結果、海岸・港湾構造物の安全性を脅かす要素となるので、その解明が急務となっている。

畑田・他<sup>1)</sup>は北西太平洋・東シナ海と日本海でそれぞれ9年間および13年間にわたる3時間ごとの気圧資料から推定した海上風資料、あるいは20年間にわたる6時間ごとのECMWF(European Centre for Medium-range Weather Forecasts; ヨーロッパ中期気象予報センター)10m高度表面風解析値資料のデータセット(ECMWF風資料)を整備するとともに、これらを入力条件として高地形解像度計算が可能な、1地点を対象とする浅海波浪推算モデル<sup>2)</sup>(1点浅海モデル)により特定地点における長期間の波浪推算を行う「浅海波浪の長期推算システム」を構築した。そしてわが国沿岸における大部分の波浪観測地点で長期にわたる1時間ごとの波浪推算とこれに基づく波候解析を行い、有義波および平均波向のみならず、方向スペクトルや方向別エネルギー、周波数スペクトルを含む波候に関して観測結果との良好な対応を得てきた。これらの研究における検討項目は波候推定に対する当該システムの適用性、波候の推定結果に及ぼす海上風資料の影響などであるが、最長推算期間は日本海沿岸における1982~1994年の13年間であった。

前述のように、著者らが現時点で整備しているECMWF風資料の期間は1979~1998年の20年間に及んでおり、また波候の長期変動の解析や波高の極値の推定に対して13年という期間は短すぎることから、畑田・他<sup>3)</sup>は波浪推算期間を20年とするとともに、波浪推算資料を用いて波候のみならず波候の長期変動および波高の極値解析を行い、観測資料との比較からその精度を検証

した。しかし、対象地点は日本海沿岸の経ヶ岬、太平洋岸の佐喜浜、東シナ海のブイ地点(B22001)の計3地点にすぎない。このほか、山口・

他<sup>4)</sup>は波候の長期変動を検討する目的から、1948~1998年の51年間に及ぶアメリカ合衆国のNCEP/NCAR(National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research: 国立環境予測センター/国立大気研究センター)10m高度表面風再解析値資料を入力条件とする「浅海波浪の長期推算システム」をも構築しているけれども、対象地点は現時点では四国沖ブイ地点(B21004)の1地点に限られている。

一方、地球規模でみれば、全球を対象とした15~20年間の波浪推算と波候解析が欧米諸国<sup>5)</sup>、日本<sup>6)</sup>で実施され、最近では推算期間が40年<sup>7)</sup>に及んでいる。しかし、波浪推算における地形解像度が低いことから、得られる波浪推算資料は深海性波浪であり、沿岸部における波候やその長期変動の推定に必ずしも有効でない。

そこで本研究では、20年間(1979~1998年)のECMWF風資料を入力条件とする「浅海波浪の長期推算システム」を日本沿岸のほぼ全域に展開された数多くの波浪観測地点(日本海沿岸19地点、太平洋岸・東シナ海沿岸26地点)における波浪推算に適用する。そして、得られた波浪推算資料を波候とその長期変動および波高の極値に関して観測資料と比較することにより、当該システムの精度を検討する。

## 2. 波浪の長期推算システムと波浪時系列資料解析法の概要<sup>1),3)</sup>

### 2.1 ECMWF表面風解析値資料のデータセット

本研究で使用する10m高度でのECMWF風資料は世界標準時(UTC)0時、6時、12時、18時、の1日4回得られている。ECMWF風資料の抽出に用いたデータセットの名称、空間解像度および期間をTable 1に示す。北緯10~55°、東経115~160°の北西太平洋領域において6時間ごとの10m高度表面風成分のデータセットを

Table 1 ECMWF surface wind data sets prepared for 20-year wave hindcast at measurement stations deployed along coastal areas of Japan.

wind data set	space resolution	period of wind data set
ECMWF Re-Analysis *	1.125°	Jan. 1, 1979 (00 UTC) – Jun. 30, 1985 (18 UTC)
ECMWF/TOGA **	1.125°	Jul. 1, 1985 (00 UTC) – Sept. 16, 1991 (18 UTC)
ECMWF/TOGA **	0.5625° (0.5° interpolation)	Sept. 17, 1991 (00 UTC) – Dec. 31, 1998 (18 UTC)

\* : ECMWF Re-Analysis Advanced Analysis Surface Fields Data Set

\*\* : ECMWF/TOGA Advanced Operational Analysis Surface and Diagnostic Fields Data Set

1979年1月1日0時(UTC)～1998年12月31日18時(UTC)の20年間にわたり準備したことになる。

## 2.2 波浪推算モデル

長期にわたる沿岸波浪の推算を行うことから、波浪推算には計算時間が短く、しかも高地形解像度水深格子網の使用によって高い推算精度が得られる1点浅海モデル<sup>2)</sup>を使用する。1点浅海モデルは浅海におけるエネルギー平衡方程式に基づいて、計算対象地点に到達する各成分波の波向線上における方向スペクトルの発達・減衰および伝播計算から、1地点における波浪の経時変化を算定する方法である。これは、風波の発達に支配的役割を果たすとされる成分波間の非線形相互作用のモデル化に着目した波浪推算モデルの分類によれば、第1世代に属する。しかし、外洋での波高に対する推算精度は第3世代モデルであるWAMに比べて遜色ない<sup>8)</sup>。

## 2.3 日本海における波浪の長期推算システム

### (1) 海上風資料

日本海では、NW-SE方向をx軸とする格子間隔40kmの直交格子網(41×63)上格子点の緯度・経度座標を、直交座標と緯度・経度座標変換数値表を用いて補間したのち、各格子点位置での風速成分を緯度・経度座標表示のECMWF風成分に対する2次元1次補間式の適用によって推定する。そして、各格子点位置での風速成分の補間結果を45°反時計方向に回転することにより、直交座標系に合致した風速成分を求める。

ECMWF風は陸上部で風速が過度に小さいという特性をもつので、周囲を陸地で囲まれた日本海の沿岸域における波浪推算では、風速の過小評価傾向を補正する。すなわち、陸地の影響を強く受ける玄界灘・対馬海峡領域および能登半島から男鹿半島に至る北陸沿岸領域では、波浪推算資料と観測資料の一致度を考慮して、ECMWF風速にそれぞれ1.05～1.35および1.20～2.0の定数を乗ずる。これらの係数は、玄界灘・対馬海峡領域では南西方向に向かうほど、能登半島から男鹿半島に至る北陸沿岸領域では南東方向に向かうほど大きい。

### (2) 波浪推算条件

波浪推算は、Fig. 1に示すように、日本海全域を格子間隔 $\Delta x = 5 \text{ km}$ で $185 \times 445$ に分割した大領域格子網に、波浪推算地点周辺領域を格子間隔1kmあるいは0.5kmで分割した小領域格子網(大領域内の12個の小枠)を組み込んだ高地形解像度2段階水深格子網において行う。N方向より45°反時計方向に回転した座標系の使用は同一の格子間隔で日本海の地形特性をより適切に近似するためである。計算に用いる周波数データの個数は $f = 0.055 \sim 0.75 \text{ Hz}$ 間を不等分割した25個、方向データの個数は $0 \sim 360^\circ$ を等分割した37個である。日本海領域での方向はNWを $0^\circ$ として反時計回りに定義する。境界条件は、日本海がすべて陸地境界で囲まれていると仮定して、波浪推算地点より出発し計算領域境界に達する波向線先端で、方向スペクトルを0とすることにより与える。波浪推算は、時間に関する線形補間を通じて1時間ごとに格子間隔40kmの格子点上

で算出した風速成分を各成分波に対する波向線上の格子点に2次元1次補間することによって、計算時間間隔 $\Delta t = 1$  hで行う。

波浪推算地点は日本海沿岸全域に配置された留萌から玄界灘に至る19箇所の沿岸波浪観測地点であり、Fig. 1にそれらの位置および水深(m単位)を示す。波高計水深は19 m(柏崎)~53 m(瀬棚)の範囲にある。有義波に対する推算資料と観測資料の比較期間は10年(玄界灘地点, 新潟沖)から20年(留萌, 経ヶ岬)の範囲にある。平均波向に対する比較期間は観測資料の制約のために、4年(鳥取)~17年(輪島, 福井)とより短い。

## 2.4 北西太平洋・東シナ海における波浪の長期推算システム

### (1) 海上風資料

北西太平洋・東シナ海では、北西太平洋領域に設けたN-S方向をx軸とする格子間隔80 kmの直交格子網(60×56)上格子点位置での風速成分を日本海の場合と同様の方法によって算出する。ECMWF風資料は、時空間解像度の不足のために、気圧傾度の大きい異常気象擾乱に対して風速を過小評価する傾向にあるが、今回の検討では台風モデル風の埋め込みなどの補正を行っていない。

### (2) 波浪推算条件

計算対象領域は北緯20~43°, 東経120~152

°(南北3360 km, 東西3360 km)の北西太平洋, 東シナ海および日本海からなる海域である。波浪推算は、Fig. 2に示すように、北西太平洋領域を格子間隔 $\Delta x = 5$  kmで673×673に分割した大領域格子網に、格子間隔1 kmあるいは0.5 kmで分割した波浪推算地点周辺小領域格子網(大領域内の15個の小枠)を組み込んだ高地形解像度2段階水深格子網を用いて行う。周波数データの個数は $f = 0.04 \sim 0.5$  Hz間を不等分割した23個, 方向データの個数は0~360°を等分割し

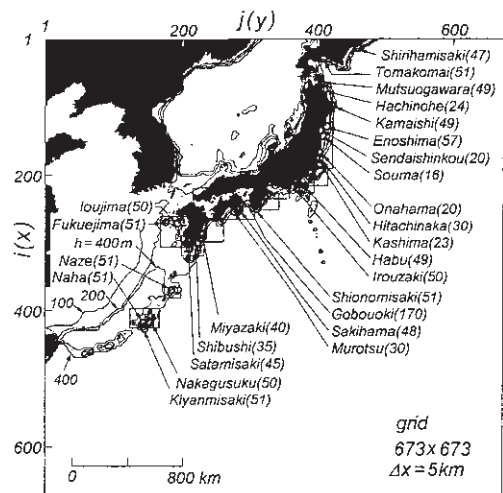


Fig.2 Computation area in the Northwestern Pacific Ocean, nested small sea areas and location of wave hindcast points.

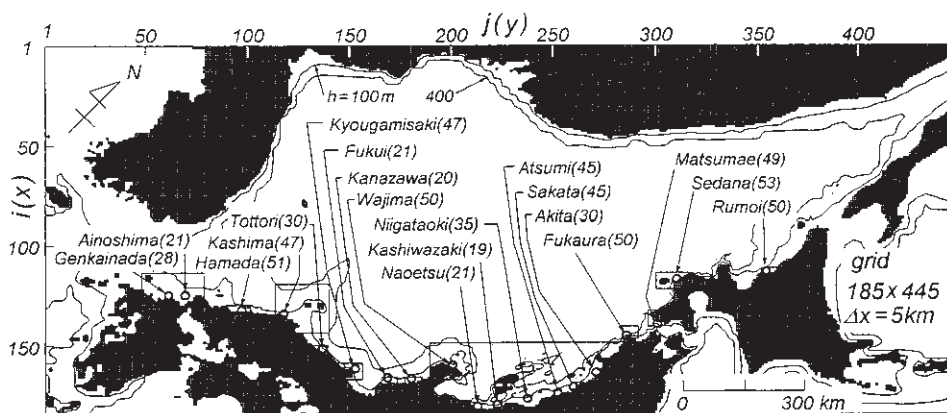


Fig. 1 Computation area in the Japan Sea, nested small sea areas and location of wave hindcast points.

た 37 個である。方向は  $0^\circ$  を N として反時計回りに定義する。境界条件として、外洋境界に到達する波向線先端では、局所風速に対する修正 P-M スペクトルと局所風向に対する  $\cos^4 \theta$  型方向分布関数との積で計算される方向スペクトル<sup>2)</sup> を与える。一方、陸地境界に達する波向線先端では方向スペクトルの値を 0 とする。また、波浪推算が日本海の場合と同様の風条件（ただし格子間隔は 80 km）のもとに計算時間間隔  $\Delta t = 1$  h で行う。

波浪推算地点は太平洋岸から東シナ海沿岸および南西諸島沿岸に配置された 26 箇所の沿岸波浪観測地点であり、Fig. 2 にそれらの位置および水深を与える。波高計水深は御坊沖の 170 m を除いて 16 m（相馬）～57 m（江ノ島）の範囲にある。有義波に対する比較期間は 9 年（室津，宮崎）から 20 年（むつ小川原，名瀬など）である。平均波向に対する比較期間は 3 年（那覇）～19 年（仙台新港）とより短くなっている。

## 2.5 波浪時系列資料の解析法

### (1) 波候の解析法

波候解析は、波浪の要素を波高・周期・波向として、各 1 年間および期間全体についての月・季節・年単位で実施する。波候統計量の種類は非常に多くなるので、波候統計量の経年変化を検討する場合には、月別・季節別・年別に波高・周期・波向の平均値と標準偏差 ( $\bar{H}$ ,  $\bar{T}$ ,  $\bar{\theta}$ ,  $H_\sigma$ ,  $T_\sigma$ ,  $\theta_\sigma$ ) および規準波高 (2 m) 以上の高波出現率 ( $p_H$ ) の形で整理する。また波候の全体的状況をみる場合には、累月・累季節・累年について波高・周期・波向の平均値と標準偏差および高波出現率の形で、累季節・累年について波高・周期・波向の階級別出現率、波高と周期の相関出現率および波高と波向の相関出現率、全波高および高波 (2 m 以上) の波向別出現率の形で整理する。

一方、波浪推算精度を検討するための誤差統計量として、種々の対象期間に対する時別波高・周期・波向の推算資料と観測資料との間の相関係数 ( $\rho_H$ ,  $\rho_T$ ,  $\rho_\theta$ )、相関図において両資料の関係を原点を通る回帰直線によって近似した場合の勾配値 ( $a_{0H}$ ,  $a_{0T}$ ,  $a_{0\theta}$ )、および推算資料と観測

資料との差の 2 乗平均平方根値 ( $\sigma_H$ ,  $\sigma_T$ ,  $\sigma_\theta$ ) を用いる。また、月別・季節別・年別の波高・周期・波向の平均値や標準偏差および高波出現率に対しては、推算資料と観測資料との間の相関係数および両者の相関図において原点を通る回帰直線の勾配値という 2 つの指標を用いる。これらの指標はたとえば波高平均値  $\bar{H}$  の場合、 $\rho(\bar{H})$ ,  $a_0(\bar{H})$  と表記される。

### (2) 傾向変動の解析法

波高の長期変動を調べるため、測得率  $r_H$  が 0.75 以上の月別・季節別・年別波高平均値時系列資料などに 1 次式をあてはめたのち、 $t$  分布の理論に従って 1 次式の勾配値が 0 という仮説が成立するか否かの片側検定を有意水準 5% で行う。そして勾配値が 0 という仮説が成立する場合に  $L = 0$ 、成立しない場合で有意な正の勾配値をもつときに  $L = 1$ 、負の勾配値をもつときに  $L = -1$  とし検定結果をパラメータ表示する。

同様の目的から、トレンド示数  $I_T$  による判別<sup>9)</sup> も実施する。すなわち、約 20 個以上の時系列資料に対して、ほぼ有意水準 5% で  $I_T > 1.65$  の場合に増加傾向、 $I_T < -1.65$  の場合に減少傾向と判定する。本研究で取り扱うデータ数は必ずしも 20 個に達しないことや欠測を含む時系列資料に対する適用性が明らかでないことから、トレンド示数は傾向変動の判定に補助的に使用する。

### (3) 波高の極値解析法

波高時系列資料から基準波高  $H_c$  (ここでは、 $H_c = 1.5$  m) 以上の波高の継続時間内のピーク波高のうち、標本の独立性という観点から、相つぐピーク波高の生起時間差が 4 日 (96 時間) 以上離れている資料を抽出し、これから極大波高資料および年最大波高資料を作成する。標本の等質性という観点から、両資料を期間別あるいは成因別に作成することも可能であるが、ここでは省略する。

極値統計解析には、データ採択率  $\psi (= N/N_T)$ ,  $N$ : データ数,  $N_T$ : データ総数) と事象の年平均発生数  $\lambda (= N_T/K)$ ,  $K$ : データ年数) を指定することによって、年最大波高資料および極大波高資料の両者に適用できる、合田<sup>10)</sup> の最小 2 乗法に基づく極値統計解析モデルを拡張したモデル<sup>11)</sup>

(拡張型モデル)を用いる。拡張型モデルは Gumbel 分布, 形状母数  $k=0.5\sim 10$  の間の 27 個の Weibull 分布の計 28 種類の確率分布を候補分布とする場合に, 合田<sup>10)</sup>のプロットング公式を用いた非超過確率表示に基づく確率波高推定法, 波高の極値資料の順序統計量とその非超過確率の推定値によって定義される変量との間の相関係数  $\rho$  を指標とする最適分布選択法, および jackknife 法<sup>12)</sup>に基づく確率波高の分散(標準偏差)推定法よりなる。

### 3. システムの適用性の検討

#### 3.1 波候

##### (1) 累年統計量

Fig. 3 は日本海沿岸中部に位置する金沢の全波浪観測期間(1979~1998年の20年間)について, 波高・周期に対する2時間ごとの推算資料と観測資料の散布図および相対出現率(波高間隔0.2 m, 周期間隔0.8 s)の等値線分布を示したものである。添字 cal が推算資料を, 添字 obs が観

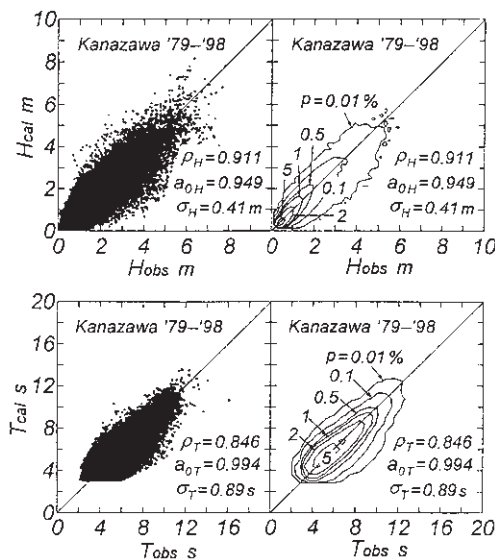


Fig.3 Scatter diagram between 2 hourly measurements and hindcasts over 20 years for wave height and period, and contour plot for relative occurrence frequency of wave height and period at Kanazawa on the Japan Sea coast.

測資料を表す。大多数の波高資料は完全相関直線まわりの狭い範囲に図示されることや, 相関係数  $\rho_H$ , 原点を通る回帰直線の勾配値  $a_{0H}$  および 2 乗平均波高誤差  $\sigma_H$  がそれぞれ 0.911, 0.949 および 0.41 m をとることから, 全体として推算波高が観測波高より若干小さい傾向にあるものの, 平均的な推算精度はかなり高い。推算資料および観測資料に対しそれぞれ累年で積算した波高平均値  $\bar{H}$  (m) は (1.09, 1.09), 波高標準偏差  $H_\sigma$  (m) は (0.95, 0.97), 2 m 以上の高波出現率  $p_H$  は (0.146, 0.154) であり, 両者の対応はかなり良好である。周期については, 相関図の楕円状等値線の長軸がほぼ完全相関直線と重なることから, 推算周期と観測周期の平均的一致度は高いが, 等値線形状が波高資料の場合に比べて丸みを帯びることからわかるように, 両者の相関はやや低い。こうした特徴は  $\rho_T=0.846$ ,  $a_{0T}=0.994$ ,  $\sigma_T=0.89$  s という数値によって表される。ただし, 推算資料および観測資料に対してそれぞれ累年単位の周期平均値  $\bar{T}$  (s) は (5.8, 5.7), 周期標準偏差  $T_\sigma$  (s) は (1.5, 1.7) であるから, 両者の対応は悪くない。周期に対する再現性が波高に比べてやや低いのは, 周期資料の変動幅が狭いため相対的に相関係数が小さくなることや静穏時における観測周期資料の精度が十分でないこと, および推算周期は, スペクトルの 0 次積率で定義される推算波高に比べて, スペクトルの高周波側により強く依存するので, 推算周期の統計的安定度が一般に推算波高に比べて相対的に低いことに起因すると考えられる。

Fig. 4 は日本海沿岸の波浪推算地点における波高・周期の累年波候統計量および誤差統計量を示したものである。これらの図から, つぎのことがいえる。

①推算資料は波高に関する累年波候統計量に対して, 観測資料と全体的によく符合する。すなわち推算資料, 観測資料のいずれによっても, 波高に関する各種累年波候統計量は, 陸地や島による遮蔽効果を受ける藍島などを除いて, 玄界灘から深浦にかけて緩やかに増加し, 松前以北で若干減少する傾向を示す。

②波高誤差統計量のうち, 相関係数  $\rho_H$  は 0.85

~0.91, 2乗平均波高誤差 $\sigma_H$ は0.4~0.5 mであって、いずれの地点でも推算精度はかなり高いが、勾配値 $a_{0H}$ は、多くの地点で1よりやや小さいことから、波高は平均的には若干低めに評価されている可能性がある。また、無次元波高誤差 $\sigma_H/H_{obs}$ の地点による差は小さい。

③推算資料は、周期平均値 $T$ に対して日本海沿岸で比較的一定した値をとる観測資料とほぼ一致するけれども、周期標準偏差 $T_\sigma$ に対してはほぼ一貫して観測資料よりやや小さい値を与える。つまり、推算周期資料の平均値からの変動は観測資料に比べて若干小さい。

④周期誤差統計量のうち、相関係数 $\rho_T$ は0.75~0.85の間にあり、鳥取~深浦では0.80~

0.85の相対的に大きい値をとる。2乗平均周期誤差 $\sigma_T$ は0.90~1.0 sであるから、周期に対する推算精度は波高の場合ほどでないが、かなり高い。また勾配値 $a_{0T}$ は1.0前後の値をとることから、平均的には周期に対する再現性は良好である。無次元周期誤差 $\sigma_T/T_{obs}$ は波高の場合と同様、地点にあまり依存しない。

Fig. 5は観測全期間(累年)について22.5°ごとに整理した2 m以上の波高の方向別出現率の比較を示す。瀬棚, 秋田, 福井, 鳥取では、推算資料は卓越波向を含めて観測資料とよく符合するが、酒田, 新潟沖, 直江津, 輪島が位置する北陸沿岸域では、推算資料が観測資料に比べてややW寄りの波向をとり、とくに酒田, 新潟沖では、反時計方向に1方位のずれを生じる。逆に柏崎では時計方向に若干のずれを与える。新潟沖から輪島, 福井では、推算資料の卓越波向はほぼNWであるのに対して、観測資料の卓越波向は地点ごとに1方位程度変化する。これはECMWF風資料の空間解像度の制約に起因するのかもしれない。また、直江津では卓越波向はほぼ一致するものの、推算資料によるNNW成分が小さい。逆に、福井ではNNW成分が大きい。しかし、1方位の差を許容するならば、全般的に推算資料は波向に対して観測資料と比較的よく符合すると云える。

Fig. 6は太平洋岸および東シナ海沿岸の波浪推算地点における波高・周期の累年波候統計量および誤差統計量を示し、つぎの特徴が指摘される。

①推算資料は波高平均値 $\bar{H}$ に対して観測資料とよく符合するが、室津以東の中部・東北部沿岸地点で波高標準偏差 $H_\sigma$ や高波出現率 $p_H$ に対してやや過大な値を与える傾向にある。

②空間解像度が相対的に低いECMWF風資料では再現されない冬季風時の局所風<sup>1)</sup>の影響を強く受ける石廊崎および波浮を除けば、相関係数 $\rho_H$ は0.75~0.80であり、東シナ海沿岸および太平洋岸南西部で相対的に大きい。勾配値 $a_{0H}$ は1.0より若干小さい傾向にあり、推算波高が観測波高よりやや小さい地点が多い。2乗平均波高誤差 $\sigma_H$ は0.3~0.5 mの範囲にあり、波高の大きい地点では波高に対する誤差も大きい。無次元波

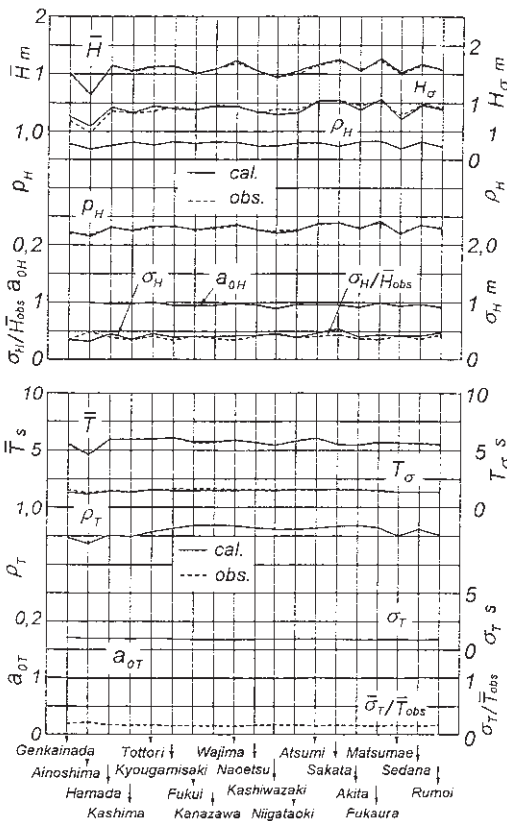


Fig.4 Variations of wave climate parameters and error statistics grouped over a whole year period along the Japan Sea coasts.

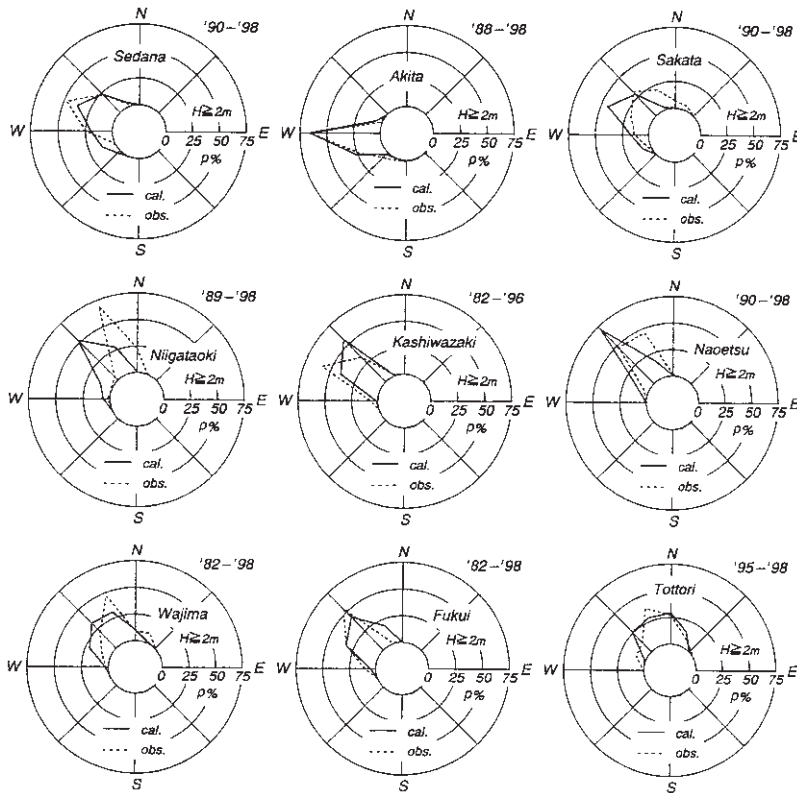


Fig.5 Directionally-grouped occurrence rates of high waves at measurement stations deployed along the Japan Sea coasts.

高誤差  $\sigma_H/\overline{H_{obs}}$  は地点ごとにあまり変化しない。

③推算資料に基づく周期平均値  $\overline{T}$  および周期標準偏差  $T_\sigma$  は、江ノ島、釜石の平均値を除き、観測資料に基づく結果とよく符合するが、標準偏差についてやや小さい値をとる地点が多い。

④相関係数  $\rho_T$  はほぼ 0.5~0.7 の範囲にあり、とくに鹿島〜釜石の東北沿岸部で大きいといえない。太平洋岸における周期変化の幅は小さいので、推算資料と観測資料が狭い範囲に図示されることになり、相関係数は相対的に低くなるを得ない。勾配値  $a_{0T}$  は多くの地点で 1.0 に近い値をとることから、平均的には推算資料と観測資料の一致度は比較的高い。2乗平均周期誤差  $\sigma_T$  は太平洋岸南西部から北東部に向けて 1.3 s から 1.8 s に増加する。日本海沿岸における 2乗

平均周期誤差  $\sigma_T$  は 1.0 s 程度であるから、太平洋岸における平均周期が日本海沿岸より 1.5 s 程度長いことを考慮しても、太平洋岸における推算周期の誤差は日本海沿岸の場合より大きい。

Fig. 7 は  $22.5^\circ$  ごとに整理した高波の方向別出現率を表す。ほぼ 2~3 方位の狭い範囲に集中する高波の方向範囲は、対象地点が太平洋岸から東シナ海沿岸に分布することから、地点ごとに大きく異なる。推算資料は、広い方向範囲をもつ波浮及び宮崎を含めて、大部分の地点で観測資料とはほぼ符合する。しかし、常陸那珂、室津、宮崎では 1 方位程度反時計方向にずれる傾向にあるし、志布志および伊王島では観測資料より方向範囲が狭く集中した分布形状を与える。

## (2) 月別統計量

Fig. 8 は波候統計量に対する推算資料の精度を



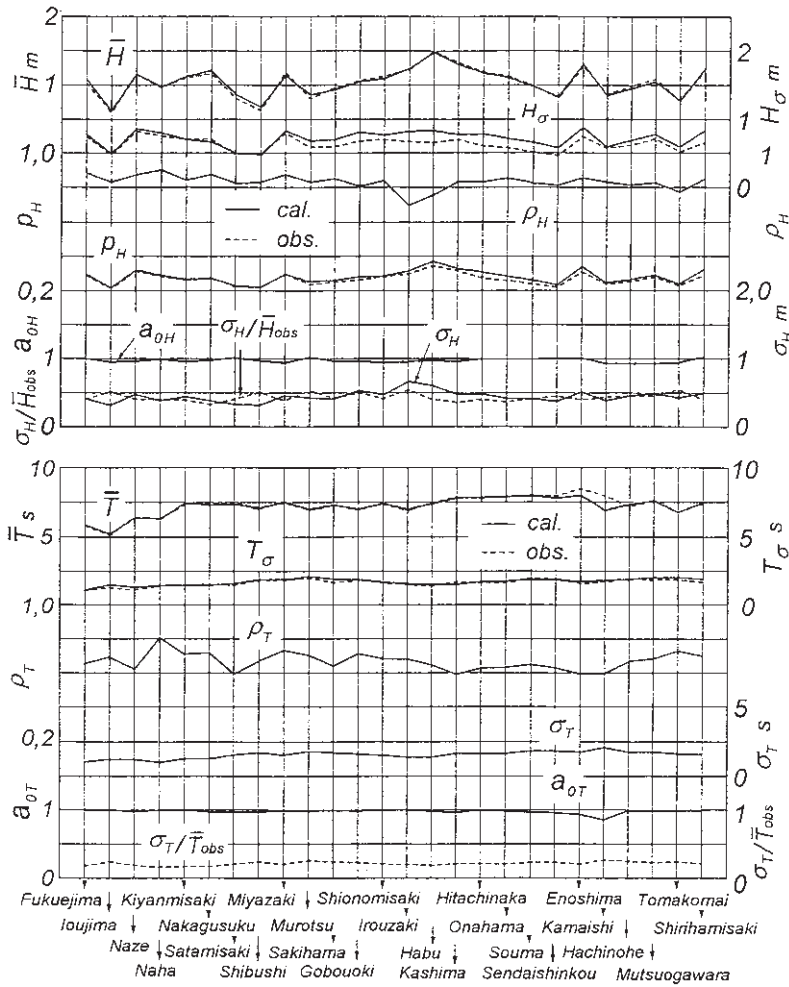


Fig.6 Variations of wave climate parameters and error statistics grouped over a whole year period along the Pacific Ocean coasts and the East China Sea coasts.

より詳しく調べるために、金沢における月別波候統計量と誤差統計量の経月変化、および推算資料と観測資料に基づく各種月別波候統計量間の相関を波高について示したものである。図中の  $r_H$  は観測資料の月別測得率を表す。これらの図から、つぎの特徴が指摘される。

①推算資料は規則的な1年周期変動を繰り返す各種月別波候統計量に関して観測資料にかなりよく追従する。本システムの高い再現性は月別相関係数  $\rho_H$  が6～8月の低波高期を除いて大きい値をもち、勾配値  $a_{0H}$  も1.0前後の値をとることや、

2乗平均波高誤差  $\sigma_H$  がおおむね0.25～0.55 mの範囲で変動することからもうかがえる。

②月別波高平均値  $\bar{H}$  に対する推算資料と観測資料の間の相関係数  $\rho(\bar{H})$  とこの相関関係にあてはめた原点を通る回帰直線の勾配値  $a_0(\bar{H})$  は(0.986, 0.989)、月別波高標準偏差  $H_\sigma$  に対する相関係数  $\rho(H_\sigma)$  と勾配値  $a_0(H_\sigma)$  は(0.963, 0.957)、月別高波出現率  $p_H$  に対する相関係数  $\rho(p_H)$  と勾配値  $a_0(p_H)$  は(0.967, 1.023)であるから、月別波候統計量に関して推算結果と観測結果はよく符合する。

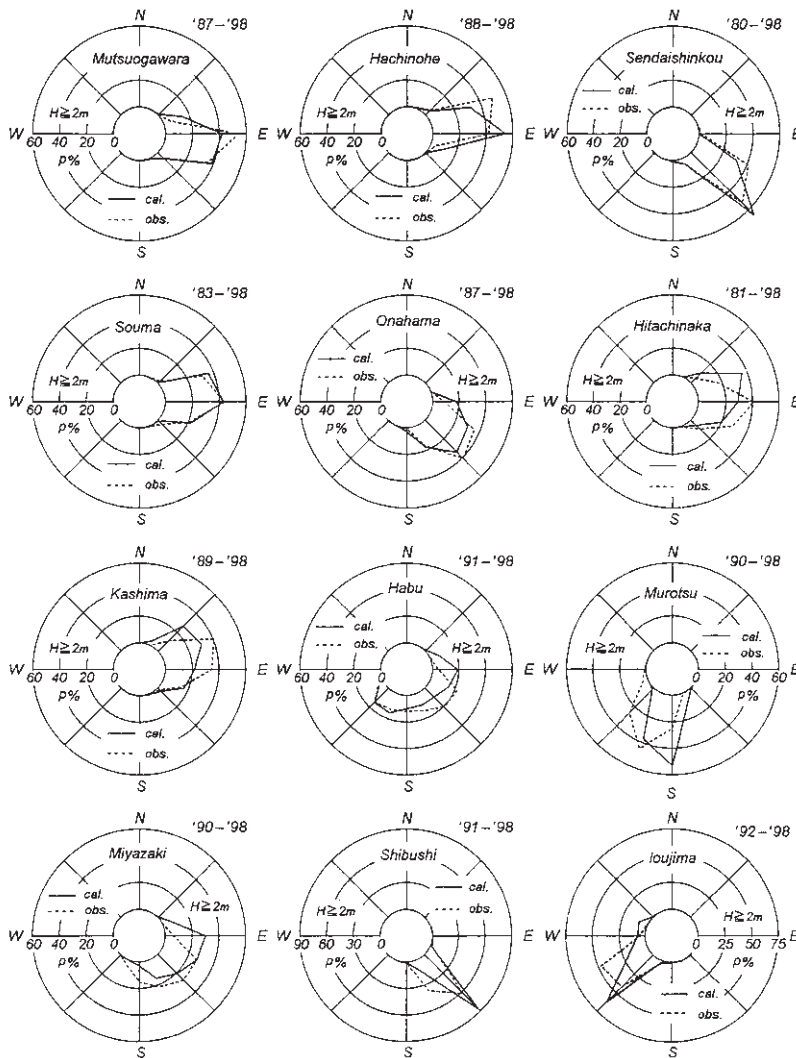


Fig.7 Directionally-grouped occurrence rates of high waves at measurement stations deployed along the Pacific Ocean coasts and the East China Sea coasts.

Fig. 9 は日本海沿岸の波浪推算地点における月別波高平均値  $\bar{H}$ 、波高標準偏差  $H_\sigma$  および高波出現率  $p_H$  に対する相関係数と勾配値を沿岸方向に図示したものである。波高平均値  $\bar{H}$  に対して相関係数  $\rho(\bar{H})$  は松前を除いて 0.95 以上、勾配値  $a_0(\bar{H})$  はほぼ 1.0、波高標準偏差  $H_\sigma$  に対して相関係数  $\rho(H_\sigma)$  はほぼ 0.9、勾配値  $a_0(H_\sigma)$  は 0.9~1.1 であるから、推算資料と観測資料の一致度はかなり高い。ただし、勾配値  $a_0(H_\sigma)$  は玄界

灘、藍島で 1.0 よりやや大きく、柏崎以東で 1.0 よりやや小さい傾向にある。高波出現率  $p_H$  に対しても、相関係数  $\rho(p_H)$  は松前を除き、ほぼ 0.9 以上、勾配値  $a_0(p_H)$  も藍島を除いて 0.8~1.2 の範囲にあり、しかも多くの地点で比較的 1.0 に近いことから、平均的にはその精度は高い。なお、松前や藍島はそれぞれの地点の卓越風向に対する遮蔽領域に位置することから、そこでの推算精度は他の地点に比べて低下する傾向にある。

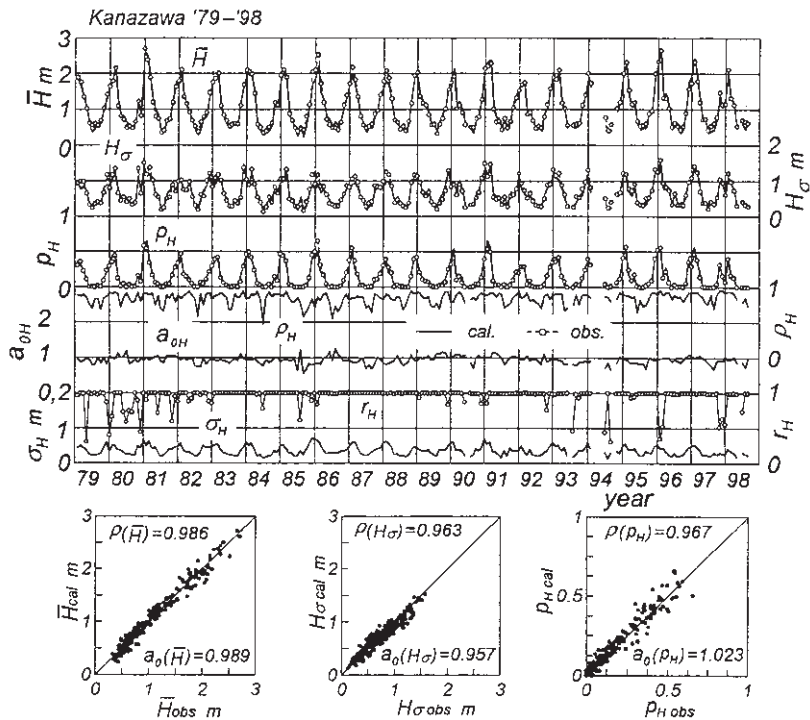


Fig.8 Intermonthly variations of monthly-grouped wave climate parameters for wave height and error statistics, and correlation plots between wave climate parameters at Kanazawa on the Japan Sea coast.

Fig.10 は太平洋岸および東シナ海沿岸の波浪推算地点において波高に関する月別誤差統計量を示したものである。太平洋岸南西部から中央部に向けて相関係数  $\rho(\bar{H})$  はおおむね 0.9 から 0.8 に減少し、北東部に向けて再び漸増する、勾配値  $a_0(\bar{H})$  は 1.0 より若干大きい値から 1.0 前後の値に変化する。つまり、月別波高平均値  $\bar{H}$  に関して、中城から室津にかけて推算資料は観測資料よりやや大きい値をとるが、北東部に向かうにつれて平均的には観測資料より小さいかほぼ一致する。波高標準偏差  $H_\sigma$  に対する相関係数  $\rho(H_\sigma)$  や高波出現率  $p_H$  に対する相関係数  $\rho(p_H)$  も沿岸方向に同様の変化を示す。しかし、勾配値  $a_0(H_\sigma)$  は太平洋岸南西部から北東部にかけて 1.0 から 1.3 程度に増大するし、 $a_0(p_H)$  も 0.9~1.3 の範囲にある地点が多い。つまり、推算資料が観測資料よりやや大きい波高標準偏差  $H_\sigma$  と高波出現率  $p_H$  を

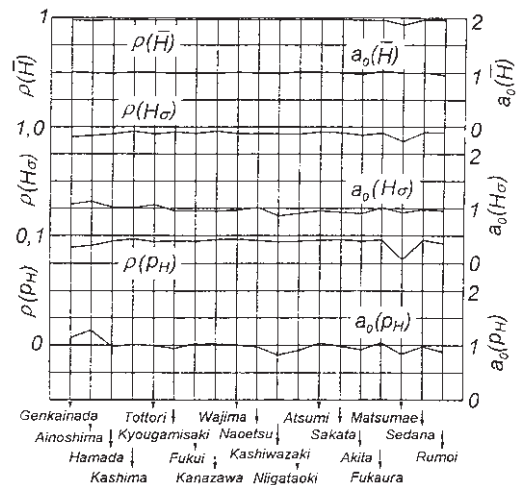


Fig.9 Variations of error statistics for monthly-grouped wave climate parameters of wave height along the Japan Sea coasts.

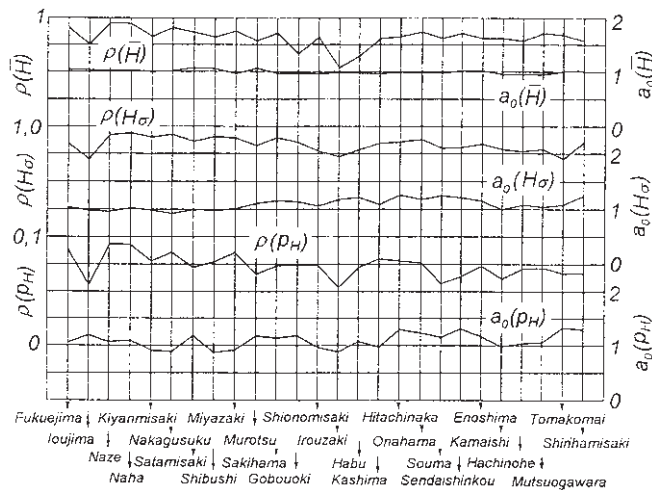


Fig.10 Variations of error statistics for monthly-grouped wave climate parameters of wave height along the Pacific Ocean coasts and the East China Sea coasts.

与える。なお前述したように、ECMWF 風資料では再現されない冬季風時の局所風の影響を強く受ける石廊崎および波浮では、再現精度が他の地点に比べて不足している。

### 3.2 波候の傾向変動

Fig.11 は金沢における波高の年別波候統計量および誤差統計量の経年変化図である。各波候統計量に対する推算資料と観測資料の全体的対応はかなり良好である。これを経年的にみると、年別の相関係数  $\rho_H$  は漸増して 0.9 を超え、勾配値  $a_{0H}$  が 1.0 前後の値をとり、2 乗平均波高誤差  $\sigma_H$  が漸減して 0.4 m 以下になっている。つまり、年単位で見れば、波高の推算精度は、空間解像度の増加に伴う ECMWF 風資料の精度の向上に付随して、経年的に向上する傾向にある。

波候の長期変動を調べるため、推算資料および観測資料に基づく年別波高平均値  $\bar{H}$  にそれぞれ 1 次式  $\bar{H} = a(\bar{H})t + b(\bar{H})$  ( $t$ : 年数) のあてはめを行い、係数を最小 2 乗法により算出する。あてはめには、年別測得率 75% 以上の観測年 (有効観測年数  $K_e$ ) に対応する推算資料および観測資料を使用する。金沢における有効観測年数は 18 年である。推算資料および観測資料に対する解析から

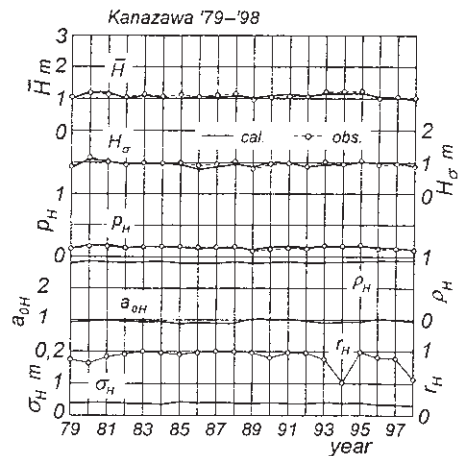


Fig.11 Interannual variations of yearly-grouped wave climate parameters for wave height and error statistics at Kanazawa on the Japan Sea coast.

得られた勾配値  $a(\bar{H})$  (cm/year) は (0.02, -0.11)、有意水準 5% の片側検定での勾配値が 0 という仮説に対する棄却検定指標  $L(\bar{H})$  は (0, 0)、トレンド示数  $I_T(\bar{H})$  は (0.72, -0.57) であるから、推算資料および観測資料に基づく年別波高平均値はそれぞれわずかな増加率および減少率を与える

ものの、統計的有意性を考慮すれば、傾向変動をもたないと判断される。同様に、波高標準偏差に対して  $L(H_\sigma) = (0, 0)$ ,  $I_T(H_\sigma) = (0.27, -0.34)$ , 高波出現率に対して  $L(p_H) = (0, 0)$ ,  $I_T(p_H) = (-0.27, -0.87)$  であるから、両者に対しても統計的に有意な傾向変動は認められない。要するに、金沢では推算資料、観測資料のいずれによっても波高の増加・減少傾向に対する統計的有意性は検出されないという意味で、両資料の傾向変動に対する判別結果は符合する。

Fig.12 は日本海沿岸の各波浪推算地点において年別波高平均値資料にあてはめた 1 次式の勾配値  $a(\bar{H})$  に対する検定指標  $L(\bar{H})$ , 観測年数  $K$  と有効観測年数  $K_e$ , 勾配値  $a(\bar{H})$ , トレンド示数  $I_T(\bar{H})$  を沿岸方向に図示したものである。推算資料に基づく年数は全地点で 20 年とすることが可能であるが、観測資料に基づく解析結果との比較を行うという立場から、観測年数に合わせている。勾配値の検定指標  $L(\bar{H})$  によれば、推算資料では藍島、柏崎において、観測資料では瀬棚において、有意水準 5% で勾配値が 0 という仮説が棄却される。つまり、これらの地点では年別波高平均値資料が統計的に有意な正の勾配をもつことを表し、判別結果は両資料間で符合しない。しかし他の地

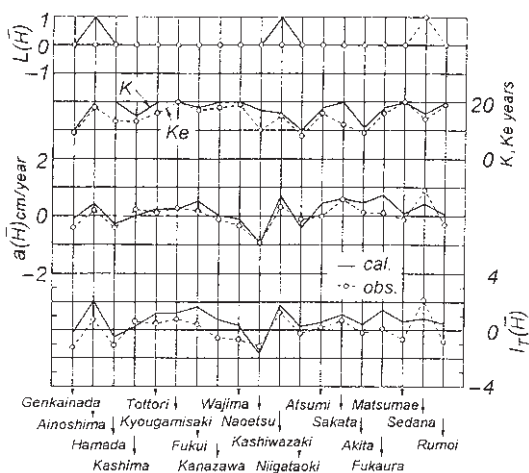


Fig.12 Comparison of trend analysis results for yearly-averaged wave height along the Japan Sea coasts.

点では、いずれの資料によっても、年別波高平均値資料が統計的に有意な傾向変動をもたないという判別結果は一致する。これは、資料年数が 20 年以下であるものの、トレンド示数による判別結果ともほぼ符合する。以上のように、推算資料に対する傾向変動の判別結果は、藍島、柏崎および瀬棚を除けば、観測資料に対する結果と一致する。藍島、柏崎、瀬棚でも、統計的判別結果は異なるものの、推算資料の傾向は波高の経年的増加という点で観測資料と同じである。要するに、日本海沿岸地点における推算資料は年別波高平均値のみならずその平均的な時間変化を表す勾配値についても観測資料とよく符合することから、推算資料は波高の経年変動に対してもかなり高い精度を示すと云える。

Fig.13 は太平洋岸および東シナ海沿岸の波浪推算地点における同様の結果を表す。有効観測年数は伊王島、宮崎、室津、御坊沖、潮岬および鹿島において 10 年以下となっており、相対的に短い。推算資料および観測資料に基づく勾配値  $a(\bar{H})$  は大部分の地点で定性的に対応し、その沿岸方向の変化は類似するが、定量的にはやや相違の目立つ地点もみられる。このため、両資料に基づく勾配値  $a(\bar{H})$  の検定指標  $L(\bar{H})$  は 26 波浪推算地点のうち太平洋岸の喜屋武岬、佐多岬、宮崎、佐喜浜、御坊沖、石廊崎、波浮、仙台新港、むつ小川原、尻羽岬の 10 地点で一致しないが、他の 16 地点では符合する。同様の判別結果はトレンド示数  $I_T(\bar{H})$  においてもみられ、傾向変動指標の一致が得られない地点では両資料に基づくトレンド示数  $I_T(\bar{H})$  の差が大きい場合が多い。以上のように、太平洋岸では年別波高平均値に対する傾向変動の判別結果が推算資料と観測資料で一致しない地点が少なからず見出される。これは、太平洋岸における波浪推算の精度が日本海沿岸における場合ほど高くないため、年別波高統計量の平均的な時間変化量に相当する勾配値の誤差が一層拡大することによる。しかし、26 波浪推算地点のうち 16 地点で年別波高平均値の傾向変動に対する判別結果が一致することや、両資料に基づく勾配値そのものは比較的よく符合することから、本システムは、日本

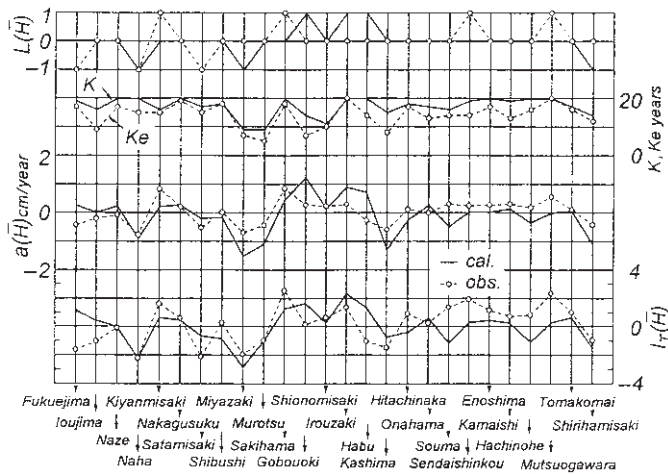


Fig.13 Comparison of trend analysis results for yearly-averaged wave height along the Pacific Ocean coasts and the East China Sea coasts.

海の場合ほどでないにしても、太平洋岸および東シナ海沿岸における波高の傾向変動の解析に有効であると考えられる。

### 3.3 波高の極値

Fig.14は金沢における20年間の推算波高時系列より得た年最大波高資料(AM)および極大波高資料(POT)に対するQ-Qプロットを示す。Q-Qプロット図における横軸 $H_{data}$ は推算資料に基づく波高、縦軸 $H_{cal}$ は最適分布により計算される波高を表す。相関係数は年最大波高資料( $N=20, K=20$ 年,  $N_T=20$ )および極大波高資料( $N=40, K=20$ 年,  $N_T=668$ )のいずれに対しても0.996であるから、これらの資料に対する最適分布の適合度はかなり高い。最適分布に基づく50年確率波高 $H_{50}$ とその標準偏差 $\sigma_{H50}$ は年最大波高資料の場合 $9.34 \pm 0.91$  m, 極大波高資料の場合 $9.19 \pm 0.88$  mであり、両極値資料に基づく結果はほぼ一致する。一方、1970~1997年の28年間における観測波高資料に対する解析<sup>13)</sup>から得られた50年確率波高とその標準偏差は年最大波高資料の場合 $8.11 \pm 0.23$  m, 極大波高資料の場合 $8.14 \pm 0.19$  mであるから、この場合の両極値資料に基づく結果もほぼ一致する。しかし、推算資料

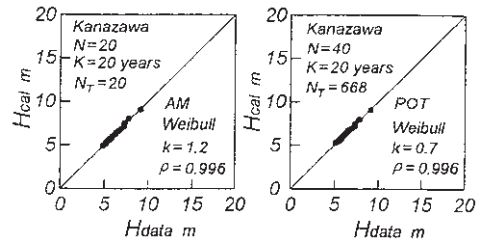


Fig.14 Q-Q plot and fitting of the optimum distribution to annual maxima and peaks over threshold wave height data at Kanazawa on the Japan Sea coast.

に基づく50年確率波高は観測資料に基づく値より1 m以上、また標準偏差は約4倍大きい。

波浪観測資料は高波浪時のピーク付近でしばしば欠測を伴い、金沢での第1位波高(7.82 m, 1990年12月27日0時)もピーク付近で欠測となっている。このため、観測資料のみに基づく確率波高の推定値は過小評価となっている可能性が高い。一方、推算資料における第1位波高は9.14 m(1990年12月27日6時)であり、しかもFig.14でみるように第1位波高は第2位以下の波高に比べて突出した値をとることから、確率波高のみならずその標準偏差の値も大きくなる。以上

の検討から、資料期間が 20 年と短いという問題は別にして、推算資料に基づく確率波高の推定精度は必ずしも低いと云えない。

Fig.15 は日本海沿岸の波浪推算地点における 20 年間の推算波高資料と観測開始年以降 1997 年までの観測波高資料<sup>13)</sup> から作成した年最大波高資料および極大波高資料に基づく 50 年確率波

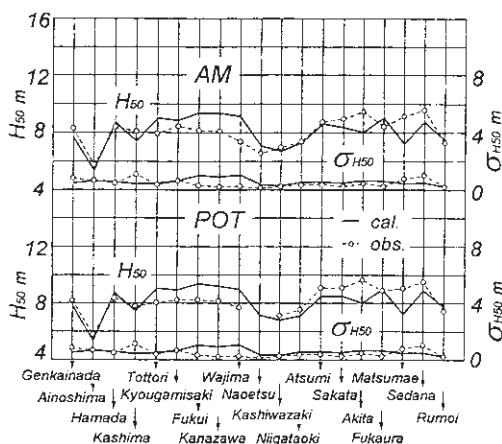


Fig.15 Comparison of 50-year return wave height and its standard deviation estimated using hindcasts and measurements along the Japan Sea coasts.

高  $H_{50}$  とその標準偏差  $\sigma_{H_{50}}$  を示す。両極値資料に基づく確率波高と標準偏差は、とくに推算資料の場合にほとんど差を生じない。推算資料と観測資料に基づく確率波高を比べると、鳥取～輪島の日本海沿岸西部では推算資料に基づく確率波高が観測資料によるものより大きく、その差は最大 1.5 m に達するのに対して、酒田～瀬棚（深浦を除く）の日本海沿岸北東部では逆の傾向にある。この結果、推算資料に基づく確率波高は西部から北東部にかけて増加するという観測資料に基づく確率波高の特徴と必ずしも符合しない。この主な原因は、日本海沿岸北東部を中心として年最大波高級の異常波浪に対する推算資料の精度が必ずしも十分でないこと、とくに松前では台風 8712 号時に出現した飛び抜けて大きい観測波高を再現できないことや、観測資料には異常波浪時に欠測を伴うケースもみられるため確率波高が低めに評価されることにある。また、確率波高の標準偏差は全般的に推算資料に基づく場合より観測資料に基づく場合に小さい値をとる。とくに、福井～輪島でその傾向が著しい。直江津～深浦でも一貫して低いが、観測資料に突出した第 1 位波高が現れる地点（瀬棚、松前、鹿島、玄界灘）では、逆に観測資料に基づく確率波高の標準偏差がより大きい値を示す。

Fig. 16 は太平洋岸および東シナ海沿岸の波浪推

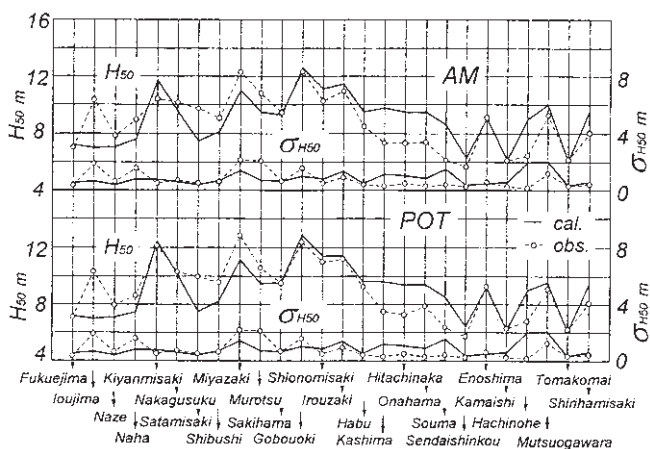


Fig.16 Comparison of 50-year return wave height and its standard deviation estimated using hindcasts and measurements along the Pacific Ocean coasts and the East China Sea coasts.

算地点における推算資料と観測資料から作成した年最大波高資料<sup>14)</sup>および極大波高資料に基づく50年確率波高 $H_{50}$ とその標準偏差 $\sigma_{H50}$ を示したものである。推算資料から求めた各地点の確率波高は1 m程度の誤差を許容するならば、観測資料から求めた確率波高と比較的よく符合する。しかし、推算資料から求めた確率波高は観測資料から求めた確率波高に比べて、伊王島および佐多岬で小さく、鹿島～相馬および八戸で大きい。

福江島～波浮に至る東シナ海沿岸・太平洋岸に高波をもたらす主な気象擾乱は台風である。伊王島では9119号に伴う異常波高(観測波高10.37 m)、佐多岬では9414号に伴う異常波高(8.63 m)が、相対的に低い時空間解像度のECMWF風資料を用いた波浪推算では適切に再現されないため、推算資料に基づく確率波高は過小な値を与える。波浮以西のその他の地点でも類似した状況(たとえば宮崎では9313号に伴う10.75 m)にあり、推算資料に基づく確率波高は低めの値を与えている。一方、八戸で観測資料に基づく確率波高が推算資料に基づく結果に比べて低いのは、既往最大観測波高に相当するはずの1991年2月16～17日の異常低気圧時の波高が欠測となっているためである。このときの波浪が観測されているむつ小川原では両資料に基づく確率波高はよく符合する。また鹿島～相馬で推算資料に基づく確率波高がより過大な値を与える原因は明らかでない。確率波高の標準偏差から判断すると、たまたま計算された最大級の異常波高値が確率波高推定値に大きく影響しているようである。一方、観測資料には異常波浪時の欠測がみられるため、確率波高が過小評価されることもある。

#### 4. 結 語

本研究で得られた知見はつぎのように要約される。

①本システムは、日本沿岸部のほぼ全域において20年に及ぶ波浪時系列や年・月単位の波候を高い精度で推定する。ただし、気象条件が複雑でしかも開境界をもつ領域を仮定する太平洋岸および東シナ海沿岸のうち太平洋岸における推算精度は、

気象条件が相対的に単純で閉鎖領域を仮定する日本海の沿岸部における推算精度と比べてやや低く、太平洋岸と日本海沿岸の波浪特性を併せもつ東シナ海沿岸における精度は、これらの中間に位置する。また方向別高波出現率の推定結果は、推算誤差や観測誤差などを考慮して1方位程度の相違を許容すれば、海域によらず観測結果と比較的よく符合する。

②本システムは、日本沿岸の多くの地点で観測資料に見出される波高の長期変動を全般的によく再現する。ただし、統計的有意性を考慮すると、とくに太平洋岸では観測資料の傾向変動と合致しない結果を生ずる地点もある。

③本システムに基づく確率波高の推定値は、ECMWF風資料の時空間解像度と資料年数の制約のため、概略値にとどまる可能性をもつけれども、今回の検討範囲内では、日本海沿岸や太平洋岸および東シナ海沿岸のそれぞれ数地点を除いて、観測資料の解析に基づく推定値と比較的よく符合する。

④クロック周波数500 MHz程度のCPUを搭載したパソコンを使用する場合、20年間の波浪推算に要する計算時間は、日本海沿岸および太平洋岸・東シナ海沿岸の1地点でそれぞれ約6時間および12時間である。したがって、本システムは日本周辺海域の任意地点における波候とその長期変動の高精度推定や波高極値の概略値推定に実用上きわめて有用である。

最後に、ECMWF表面風解析値データセットを提供戴いたヨーロッパ中期気象予報センター(ECMWF)ならびに波浪観測資料を利用させて戴いた(旧)運輸省第1～第5港湾建設局、北海道開発局、(旧)沖縄総合事務局、沿岸開発技術研究センター、新潟県直江津港湾事務所、柏崎港湾事務所および気象庁海上気象課、気象業務支援センターに謝意を表す。また、本研究は日本学術振興会基盤研究(C)(2)(課題番号13680546、代表 畑田佳男)による研究成果の一部であることを付記する。



参 考 文 献

- 1) 畑田佳男・山口正隆・大福 学・松木太郎・野中浩一：2種類の風資料によるわが国沿岸での波浪の長期推算結果の比較, 自然災害科学 J. JSNDS, 19-2, pp.205-225, 2000.
- 2) 山口正隆・畑田佳男・宇都宮好博：一地点を対象とした浅海波浪推算モデルとその適用性, 土木学会論文集, 第381号/II-7, pp.151-160, 1987.
- 3) 畑田佳男・山口正隆・大福 学・李 敏杰・野中浩一：波浪の長期推算に基づく波候と波高極値の推算システム, 自然災害科学 J. JSNDS, 19-1, pp.69-85, 2000.
- 4) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・李 敏杰・野中浩一・野間 敬：わが国沿岸海域任意地点における波浪の51年推算システム, 海岸工学論文集, 第47巻, pp.276-280, 2000.
- 5) Sterl, L. and G. J. Komen: Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis: Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate, Jour. Geophys. Res., Vol.103, No. C3, pp. 5477-5492, 1998.
- 6) 鈴木 靖・岡田弘三・宇都宮好博・磯崎一郎：波浪追算およびブイデータに基づく波浪の長期変動について, 1996年度日本海洋学会秋季大会講演要旨集, 日本海洋学会, pp.217, 1996.
- 7) Swail, V. R., Cox, A. T. and V. J. Cardone: Analysis of wave climate trends and variability, Proc. WMO Workshop on Advances in Marine Climatology (CLIMAR99), pp. 245-256, 1999.
- 8) 畑田佳男・山口正隆・大福 学：1点浅海モデルおよびWAMによる長期波浪推算結果の相互比較, 海岸工学論文集, 第46巻, pp.271-275, 1999.
- 9) 鈴木栄一：気象統計学(第5版), 地人書館, 314 p., 1975.
- 10) 合田良實：港湾構造物の耐波設計－波浪工学への序説－, 鹿島出版会, 333 p., 1990.
- 11) Yamaguchi, M. and Y. Hatada: An extremal analysis system and its application to the estimation of extremes of meteorological and oceanographic elements around the coasts of Japan, Proc. WAVES 97, Vol.2, pp.932-946, 1997.
- 12) Miller, R. G.: The jackknife - a review-, Biometrika, Vol.61, pp. 1-15, 1974.
- 13) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・野中浩一：資料解析に基づく日本海沿岸での台風時波浪の極値の

推定, 自然災害科学 J. JSNDS, 18-4, pp.501-511, 2000.

- 14) 山口正隆・大福 学・畑田佳男：類別化手法に基づくわが国沿岸での風速および波高の極値の推定, 自然災害科学 J. JSNDS, 17-1, pp.45-55, 1998.

付録 波浪の経年資料における不連続変化の考察

Fig.17は推算資料および観測資料に基づく年別波高・周期平均値と測得率の経年変化を釜石について例示したものである。両資料に基づく年別波高平均値および推算資料に基づく年別周期平均値はあまり顕著な経年変化を伴わないのに対して、観測資料に基づく1989年以降の年別周期平均値は1988年以前に比べてステップ状に大きくなっている。同様の傾向は他の多くの地点でもみられるので、この不連続の変化が測得率の変化に起因すると考えられない。そこで、各地点の観測資料に基づいて1988年以前と1989年以降の年平均波の比較を行い、その挙動を調査する。

Fig.18は1988年以前の観測年数  $N_1$ , 1989年以降の観測年数  $N_2$ , 1988年までの波高・周期の平均値 ( $\overline{H}_{88-}$ ,  $\overline{T}_{88-}$ ), 1989年以降の平均値 ( $\overline{H}_{89-}$ ,  $\overline{T}_{89-}$ ), 1989年以降の平均値と1988年以前の平均値の比 ( $\overline{H}_{89-}/\overline{H}_{88-}$ ,  $\overline{T}_{89-}/\overline{T}_{88-}$ ) を太平洋岸および東シナ海沿岸の波浪観測地点について示したものである。資料値の統計的安定性

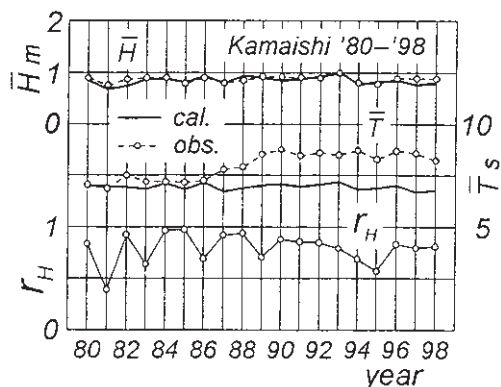


Fig.17 Interannual variation of yearly-averaged wave height and period obtained from hindcasts and measurements at Kamaishi on the Pacific Ocean coast.

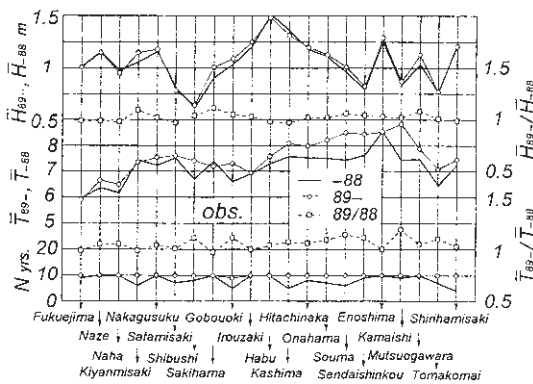


Fig.18 Variations of wave height and period averaged over a period before 1988 and over a period after 1989 and their ratios along the Pacific Ocean coasts and the East China Sea coasts.

という観点から、尻羽岬、鹿島（太平洋岸）、御坊沖では1988年以前の観測期間が5年以下になっている点に留意する必要がある。両時期の平均波高は喜屋武岬、佐喜浜、むつ小川原を除いてほとんど有意な差を与えない。しかし、Fig.17で1例をみたように、太平洋岸の苫小牧～名瀬に至る（旧）運輸省観測地点の観測年別周期平均値は1988年以前に比べて1989年に不連続的に増加し、それ以降ほぼ同一の値をとる傾向を示す。その結果、 $T_{89-}/T_{88}$ は1.0よりかなり大きい値をとる。これは気象庁波浪観測資料には現れず、（旧）運輸省波浪観測資料の中でも、とくに釜石～志布志で顕著にみられる。なお、推算資料には1989年を境として年別周期平均値が増加する特徴が観測資料におけるほど強く現れないけれども、南西部に位置する志布志、中城では、推算資料はこの特徴を再現する。また、推算資料および観測資料に基づく年別波高・周期標準偏差はいずれの地点でも顕著な経年変化を示さない。

一方、日本海沿岸ではFig.19に示すように、波高・周期の年別平均値に対して1989年を境とする急変パターンはみられない。もちろん観測資料に基づく年平均波は各月、各年ごとの測得率に依存する。しかし、年別波高平均値の経年変化が小さいことを考慮すると、太平洋岸における1989

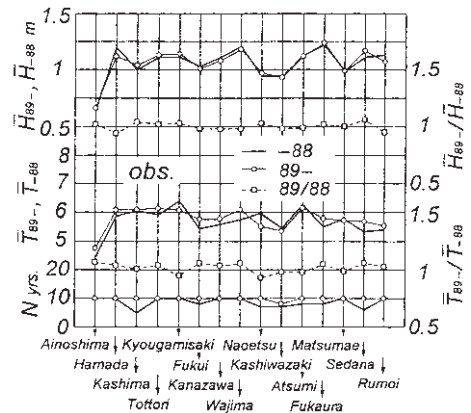


Fig.19 Variations of wave height and period averaged over a period before 1988 and over a period after 1989 and their ratios along the Japan Sea coasts.

年を境とする観測年別周期平均値の急変は（旧）運輸省観測資料特有の特徴であって、実現象として認識されない不自然な挙動と考えられる。したがって、1989年以降に波浪資料の解析方法が変更されているのか、あるいはデータ処理の方法に問題があるのかを今後調査する必要がある。

（投稿受理：平成13年4月19日  
訂正稿受理：平成13年7月5日）