

論文

日本海沿岸での波候推定に対する長期浅海波浪
推算システムの適用性の検討

山口 正隆*・畑田 佳男*・旭置 武志**

Applicability of a Long Term Shallow Water Wave
Hindcast System to the Estimation of Wave Climate
along the Coast of the Japan Sea

Masataka YAMAGUCHI*, Yoshio HATADA* and Takeshi HIOKI**

Abstract

This paper deals with 8 years of wave hindcasting at 11 wave observation points along the coast of the Japan Sea using a long-term shallow water wave hindcast system, and investigation of its applicability to the estimation of wave climate based on comparison with observations for not only time variations of significant waves but also long-term sea state parameters such as yearly-averaged wave height and period. Wind estimation is arrived at by spatial interpolation onto a regular grid of atmospheric pressure observed at irregularly-distributed points and the use of the Bijvoet model. Wave estimation is arrived at by a shallow water spectral wave model with a backward full ray tracing method. The availability of the present system and the advantages over the deep water wave hindcast system previously developed by the authors are verified by close and more reasonable agreement with the observed data including mean wave direction.

キーワード：長期浅海波浪追算，スペクトルモデル，日本海，波候

Key words: long term shallow water wave hindcast, spectral model, the Japan Sea, wave climate

1. 緒言

日本各地の海岸ではダムの構築などによる河川
流送土砂量の減少や海岸・港湾構造物の設置による
漂砂の遮断などのために，砂浜の減少や消失を

伴う海岸侵食が生じ，時には新聞にも取りあげら
れるように深刻な社会問題となっている。こうし
た海岸侵食を防止・軽減する方策を講ずるにあた
っては，まず海浜への主たる外力である波浪を1
つのストームの来襲時のように短期間のみならず，
数年以上の長期間にわたって，できるだけ高い精
度で推定する必要がある。従来，波浪の長期にわ
たる変化特性，すなわち波候の推定は波浪観測結
果の解析あるいはSMB法などの簡単な波浪推算
法の適用に基づいてきた。しかし，波浪を表示す

*愛媛大学工学部土木海洋工学科

*Department of Civil and Ocean Engineering,
Faculty of Engineering, Ehime University

**愛媛大学大学院工学研究科海洋工学専攻

**Graduate Course of Ocean Engineering, Ehime
University

この論文に対する討論は平成5年8月末日まで受付ける。

る基本的な3要素の1つである波向に関する観測はあまり行われていないし、強大な波浪の作用のもとでは長期にわたる波浪の欠測もしばしば生ずる。一方、従来の波浪推算法の適用の仕方では、追算精度および労力・費用の点でその実行可能性に限界がある。この結果、特定海域あるいは特定地点の波候を適確に推定するために、簡単でしかも現地への適用性が高い長期波浪推算システムの確立が要請されてきた。

こうした観点から、山口・他¹⁾は気圧観測結果を入力データとする海上風推算モデルと、エネルギー平衡方程式に基づく1点深海波浪推算モデル(1点深海モデル)で構成される長期深海波浪推算システム(深海システム)を開発し、日本海沿岸14地点における2年間の波浪追算結果と観測結果との比較検討に基づいて、深海システムが精度のみならず計算時間および費用の面で十分な実用性を有することを確認した。しかし、統計的に安定した年単位の波候を推定するにあたっては、その経年変動を考慮するとき、5年間以上の波浪資料に基づく検討が必要とされていることから、山口・他^{2),3)}はひきつづき前述の対象期間の4倍に相当する1982年～1989年の8年間に対する3時間ごとの海上風分布と日本海沿岸9地点における1時間ごとの波浪を追算し、波浪時系列や波候に関する観測結果との比較から深海システムの有効性を再確認した。

また、深海システムでは、波浪に及ぼす shoaling・屈折および海底摩擦や砕波に伴う浅海での波浪変形を評価できない。したがって、長期波浪追算という枠内で海底地形の影響を受けた沿岸での波浪に対する追算精度を向上させるためには、1点深海モデルを1点浅海波浪推算モデル(1点浅海モデル)に変更した長期浅海波浪推算システム(浅海システム)を使用する必要がある。1点浅海モデルはその数値計算法の特長から1点深海モデルに比べて3倍以上の計算時間を要するが、大型計算機の性能向上や使用条件の緩和を考慮すると、長期波浪追算への適用が可能である。山口・他^{5)～7)}はすでにわが国太平洋岸のうち、相模湾の西湘海岸⁴⁾および東京湾口⁵⁾の各1地点や東シ

ナ海沿岸6地点⁶⁾ならびに日本海沿岸14地点⁷⁾において浅海システムによる1986年～1987年の2年間にわたる海上風と波浪の追算を行い、観測結果との比較から浅海システムの有効性や深海システムに対する優位性⁷⁾を検証してきた。

以上に述べた一連の研究により、わが国沿岸の波候推定に対する長期波浪推算システムの適用性がほぼ明らかにされてきたが、たとえば、浅海システムによる波浪追算期間は2年間であり、波候の経年変動を考慮するとき、推定期間が短すぎることをはじめとしていくつかの検討すべき課題が残されている。

そこで、本研究では浅海システムによって1982年～1989年の8年間に対する3時間ごとの海上風追算と、日本海沿岸11地点における1時間ごとの波浪追算を行い、波浪時系列および波向を含む波候に関する観測結果や深海システムによる追算結果との比較から、日本海沿岸での波候推定に対する浅海システムの有効性を再度検討する。なお、今回新たに8年間にわたる波浪観測資料を入手し得た金沢を対象地点として加えている。

2. 長期浅海波浪推算システムの概要

2.1 海上風推算モデル

本システムの海上風推算モデルは、山口・他^{1)～3),7)}のこれまでの研究と全く同じく、日本海沿岸の気圧観測点と低気圧・高気圧中心での気圧値を入力データとして、加重1次補間法⁸⁾(重み係数 $1/\omega^4$, ω は格子点と気圧入力点間の距離)を使用することにより、日本海全域を覆う格子点上の気圧値を補間したのち、場の非定常変化に伴う変圧風まで考慮できる Bijvoet のモデル⁹⁾によって海上風分布の経時変化を推定するものである。しかし、格子点における気圧値の補間結果を海上風計算にそのまま使用すると、気圧傾度の大きい場所では Bijvoet のモデルで無視されている、気圧傾度力や摩擦力の高次項の寄与が有意になり、その結果過大な風速が得られることもあるので、計算に先立ち9点加重平滑化式¹⁰⁾によって気圧値の空間平滑を3回行う。また、Bijvoet のモデルにおける係数は気温・水温差の関数として表されるが、

長期間の気温・水温資料の入手は非常に困難であるので、ここでは、平均的にみて波浪の追算結果と観測結果との間で最も高い相関が得られた気温・水温差 -1° を基準として $\pm 1^{\circ}$ の範囲内の変動を各年ごとに許容し、これらの温度差に対する係数¹⁰⁾を与える。しかし、この方法は客観的な方法とはいえないので、今後、観測結果に基づく気温・水温差の時空間分布を海上風追算において考慮する必要がある。

つぎに、気圧・風計算格子網として、Fig. 1に示す43気圧観測点を含む格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 80\text{km}$ 、格子分割数 28×41 の日本海大領域を使用する。図中の番号は国際地点番号(○に入った数字は地区番号)を意味する。気圧データは1981年12月29日3時から1989年12月31日24時に至る8年間において3時間ごとに気象庁日原簿資料および海洋気象ブイロボット観測資料と、世界気象資料(ただし、6時間ごと)より上記43地点において採録するとともに、計算領域内の低気圧・高気圧中心の位置と中心気圧を、1982年~1985年では3時間ごとの極東天気図より、1986年~1989年では6時間ごとのアジア太平洋天気図より読み取り、後者については線形補間により3時間ごとの資料とする。ま

た、世界気象資料は多くのミスデータを含むので、全気圧観測点における気圧時系列の作図結果に基づく異常値のチェックと天気図からの読み取りによる補正を行うとともに、線形補間により3時間ごとの資料とする。

海上風分布は80km間隔格子網で1981年12月29日6時より1989年12月31日24時まで3時間ごとに推定し、線形補間によって1時間ごとに得る。計算開始時刻を1981年12月29日としたのは、これまでの研究^{1)~7)}と同様に長期波浪追算を行うにあたって波浪に及ぼす初期条件の影響が消失する日数を約3日間と仮定したためである。

2.2 波浪推算モデル

本システムの波浪推算モデルは、山口・他が開発し、わが国周辺海域における波浪追算に適用してきた1点浅海モデル^{11), 4)~7)}であり、その基礎方程式は次式の浅海におけるエネルギー平衡方程式により表わされる。

$$\begin{aligned} \frac{\partial F}{\partial t} + c_g \cos \theta \cdot \frac{\partial F}{\partial x} + c_g \sin \theta \cdot \frac{\partial F}{\partial y} \\ + c_g / c \cdot (\sin \theta \cdot \frac{\partial c}{\partial x} - \cos \theta \cdot \frac{\partial c}{\partial y}) \\ \frac{\partial F}{\partial \theta} = cc_g G(f, \theta) \end{aligned} \quad (1)$$

ここに、 $F = cc_g E(f, \theta)$, c : 成分波の波速, c_g :

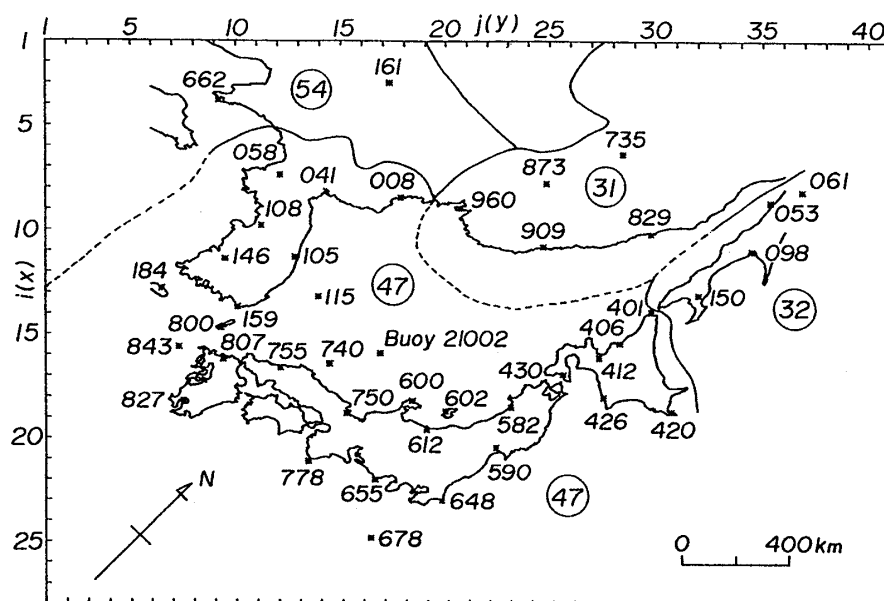


Fig. 1. Grid for computing wind distribution, and input points of observed atmospheric pressure.

成分波の群速度, $E(f, \theta)$: 方向スペクトル, f : 周波数, θ : 方向および $G(f, \theta)$: source function, である。

1点浅海モデルでは各成分波が相互に独立に発達・減衰・伝播すると仮定することから, 式(1)の右辺の source function は各成分波ごとに独立した形をもつ, 線形増幅機構による風波の発生項, 指数関数的増幅機構による風波の発達項, 底面摩擦によるエネルギー減衰項, 擬似粘性によるエネルギー減衰項, 逆風によるエネルギー減衰項から構成される。また, 砕波によるエネルギー減衰は, 風波の発達段階における方向スペクトルの計算結果が Pierson-Moskowitz スペクトルおよび Thornton¹²⁾の浅海平衡スペクトルを組み合わせた周波数スペクトルと $\cos^4\theta$ 型方向分布関数との積で与えられる浅海平衡方向スペクトルを越えないと仮定することにより評価する。

式(1)の数値計算は右辺を0とした伝播方程式と, 伝播項を無視した発達・減衰方程式を1タイムス

テップ内で交互に解いて解を求める時間分割法による。まず, 伝播方程式は特性曲線法の一つである full ray method あるいは piecewise ray method により解く。この場合, full ray method は浅海波とみなされる低周波成分 ($kh \leq 4$; k : 波数, h : 水深) に, 一方, piecewise ray method は深海波とみなされる高周波成分 ($kh \geq 4$) に適用する。ついで, 発達・減衰計算は伝播計算後の方向スペクトルを初期値とする発達・減衰方程式の解析解により行い, 発達計算後の方向スペクトルが浅海平衡方向スペクトルを越える場合には, 平衡方向スペクトルを計算方向スペクトルに等しいとする。

波浪追算では各時点で伝播計算と発達・減衰計算を交互に全方向, 全周波数について繰り返すことにより波浪追算点における特定時点の方向スペクトルおよび平均波を求め, さらに計算を全対象期間について繰り返してこれら諸量の経時変化を算出する。予測型の1点浅海モデル⁴⁾を用いる。

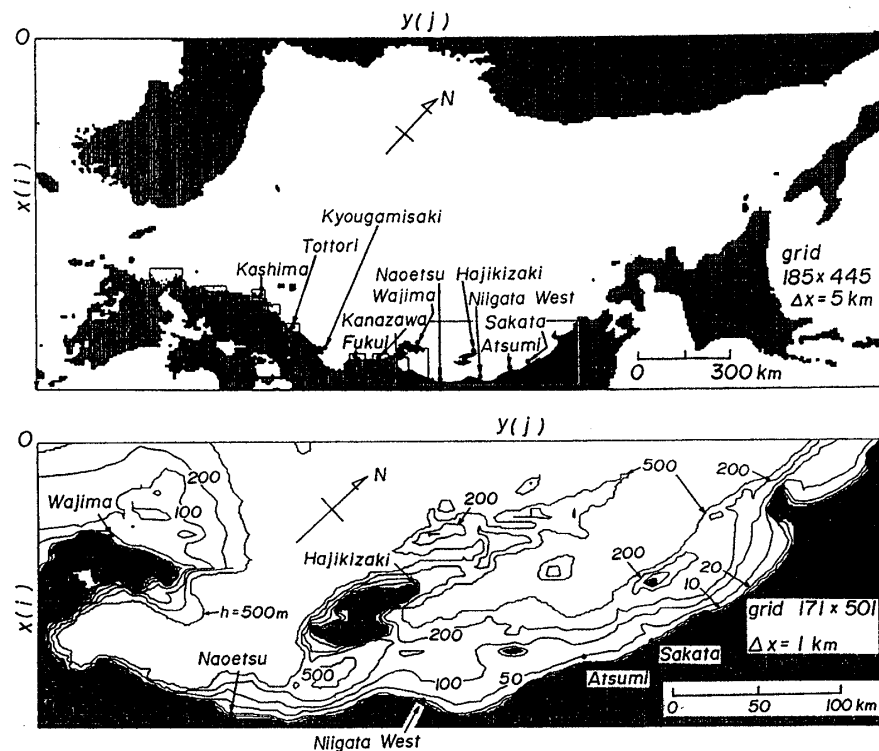


Fig. 2. Coarse and fine grid systems used in wave hindcast and contour plot of water depth.

計算対象領域はサハリンから朝鮮半島に至る日本海全域であり、波向線計算および波浪追算は陸地地形および海底地形の影響を詳細に考慮するため、この領域を格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 5 \text{ km}$ で分割した日本海大領域水深格子網に、波浪追算点周辺海域を格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 1 \text{ km}$ で分割した小領域水深格子網を組み込んだ2段階水深格子網において行う。Fig. 2 は格子間隔 5 km の日本海大領域および1例として格子間隔 1 km の北陸沿岸海域の地形および等深線を示したものであり、格子間隔 1 km の格子網により陸地地形および海底地形の細部がかなりよく表される。波浪追算点は、Fig. 2 に位置を示す酒田から鹿島に至る日本海沿岸部の波高計設置点11個所である。

計算に用いる周波数データは $f = 0.055 \sim 0.1 \text{ Hz}$ 間を 0.005 Hz で等分割、 $f = 0.1 \sim 0.75 \text{ Hz}$ 間を高周波側ほど粗い間隔 ($0.01 \sim 0.2 \text{ Hz}$) で不等分割した合計25個、方向データは各波浪追算点における波向線計算に基づいて、周波数別に決定した成分波の到達範囲を等分割した21~22個である。また、

有義波周期の算出においては、周波数スペクトルの積分の上限を、波浪追算で使用する最大周波数 $f = 0.75 \text{ Hz}$ より2あるいは3周波数分減じた $f = 0.4 \text{ Hz}$ あるいは $f = 0.36 \text{ Hz}$ とする。これは、低波高を再現するためには、最大周波数を大きくする必要があるが、平均周期（有義波周期はこれに1.22倍）の算出に際し使用する周波数スペクトルの周波数に関する2次積率は周波数スペクトルの高周波側に強く依存することから、最大周波数を大きくすると、平均周期が高波高時に過小評価されるという傾向の出現を避けるために取った方法である。この結果、有義波周期の最低値は $3.5 \sim 4 \text{ s}$ 程度に抑えられる。

境界条件は、日本海大領域がすべて陸地境界に囲まれていると仮定し、波浪追算点より出発し陸地境界に達した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。また、波浪追算は、1時間ごとに内挿した海上風分布を用いて計算時間間隔 $\Delta t = 1 \text{ hr}$ で行い、波向線上波計算点の風特性はそこを囲む格子間隔 80 km の4格子点での風特

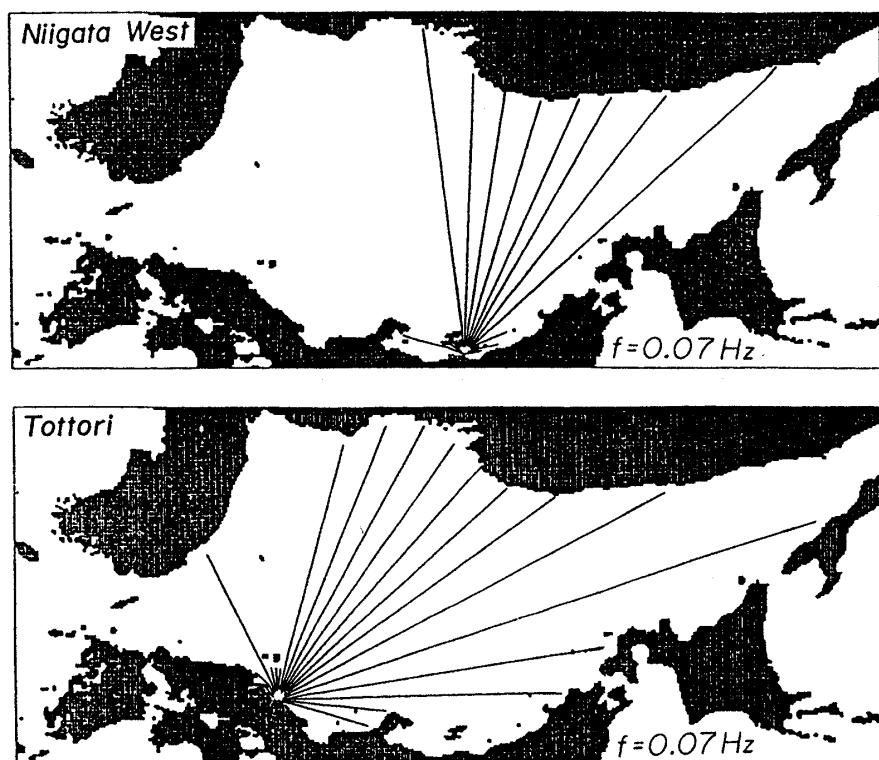


Fig. 3. Examples of refraction diagram at wave hindcast point.

性に対する2次元4点補間により推定する。

Fig. 3 は日本海沿岸に設けた11波浪追算点における屈折図のうちの2例を示したものであり、各地点周辺の地形や水深特性に依存して、成分波の到達範囲がかなり異なる。すなわち、新潟西は、NW～WSW間を佐渡島、WSW～SW間を能登半島に遮蔽されることから、N～NW間の狭い範囲に波向線が広がるにすぎない。一方、鳥取では、隠岐島により遮蔽されるNW方向を除き、NE～NW方向の広い範囲に波向線が広がる。また外海に向かう波向線は低周波成分ほど屈折して陸上部に到達するので、その方向幅は狭くなる。

3. 長期浅海波浪推算システムの適用性の検討

3.1 波浪時系列の比較

一般に低波高時の波浪観測資料はその変動量が小さいことから、測定誤差の影響が大きく、精度が不足する。とくに、気象庁波浪観測資料¹³⁾のうち周期は低波高時に異常に大きい値を与える傾向にあり、時系列図を描くと、時にはスパイク状の変化を示す。そこで、追算結果との比較においては、 $H_{1/3\text{obs}}/1.56 T_{1/3\text{obs}}^2 \geq 0.003$ を満たす観測結果のみを用いることにした。ここに、 $H_{1/3}$ および $T_{1/3}$ は有義波高および有義波周期を、添字‘obs’および後出の‘cal’は観測結果および追算結果を表わす。深海有義波形勾配を意味する $H_{1/3\text{obs}}/1.56 T_{1/3\text{obs}}^2$ に対する限界値 0.003はこの値を採用することによって異常値を示すと思われる波浪観測資料を有効に除去しようという意味で設けた1つの閾値に過ぎず、とくに物理的な意味はない。この基準に従えば、 $H_{1/3}=0.5\text{m}$ に対して $T_{1/3} \geq 10.3\text{s}$ 、 $H_{1/3}=1\text{m}$ に対し $T_{1/3} \geq 14.6\text{s}$ の波浪観測資料が追算結果との比較において除外されることになるが、低波高・長周期をもつうねりがあり期待されない日本海の波浪に対して上述の制限を課すことは実際上必ずしも不合理であるとはいえないと考えられる。

Fig. 4 は日本海沿岸の8地点における1987年1月1日～3月31日の3ヶ月間の有義波および平均波向時系列について浅海システムおよび深海シス

テムによる追算結果と観測結果とを比較したものである。浅海システムによる追算結果をみると、個々のストームについては、時間変化のずれや過大あるいは過小評価、さらに酒田におけるように波向についての系統的なずれも存在するけれども、全般的にはほとんどすべての地点において追算結果と観測結果との間にあまり目立つ相違を生じないことから、浅海システムの再現性はかなり良好であると判断される。また、浅海システムによる追算結果は深海システムより忠実に観測結果に追従する場合が多い。したがって、浅海システムは追算精度の向上をもたらすといえよう。

Fig. 5 は同時刻の有義波に対する追算結果（浅海システムによる）と観測結果との相関図を日本海沿岸の11波浪追算点について示したものである。この図においては両者の時系列相互の時間的なずれや追算結果と観測結果の不一致が直接反映されるので、個々の資料のばらつきが大きくなり、直江津や新潟西のように高波高部で追算結果が観測結果より過大な傾向を示す地点も見出される。しかし、全般的に、各資料は追算結果と観測結果との完全相関を表わす $H_{1/3\text{cal}} = H_{1/3\text{obs}}$ の直線まわりにほぼ対称に分布し、相関係数 ρ_H も 0.84～0.89というかなり高い値を与えている。一方、周期についても個々の資料は $T_{1/3\text{cal}} = T_{1/3\text{obs}}$ の直線まわりにほぼ対称に分布し、平均的には比較的良好な相関性を示すけれども、波高の場合に比べて各資料のばらつき幅が大きいことから、相関係数 ρ_T も 0.1程度小さくなって 0.70～0.80の値をとる。この理由として、波浪状況にかかわらず、周波数データを固定した条件のもとで周波数スペクトルの2次および0次積率の比の平方根で定義される平均周期に定数を乗じて有義波周期に変換するという波浪推算モデルにおける周期算定法に問題があることや、前述した制約条件の付加によってもスパイク状の異常値を示す周期観測資料を十分には除去できていないことがあげられる。また、追算結果における周期は 3.5～4s 程度の下限値をもつようにみえる。これは、前述した理由により平均周期（定数倍すれば有義波周期）を算出する際の最大周波数を $f=0.36\text{Hz}$ あるいは $f=0.4\text{Hz}$

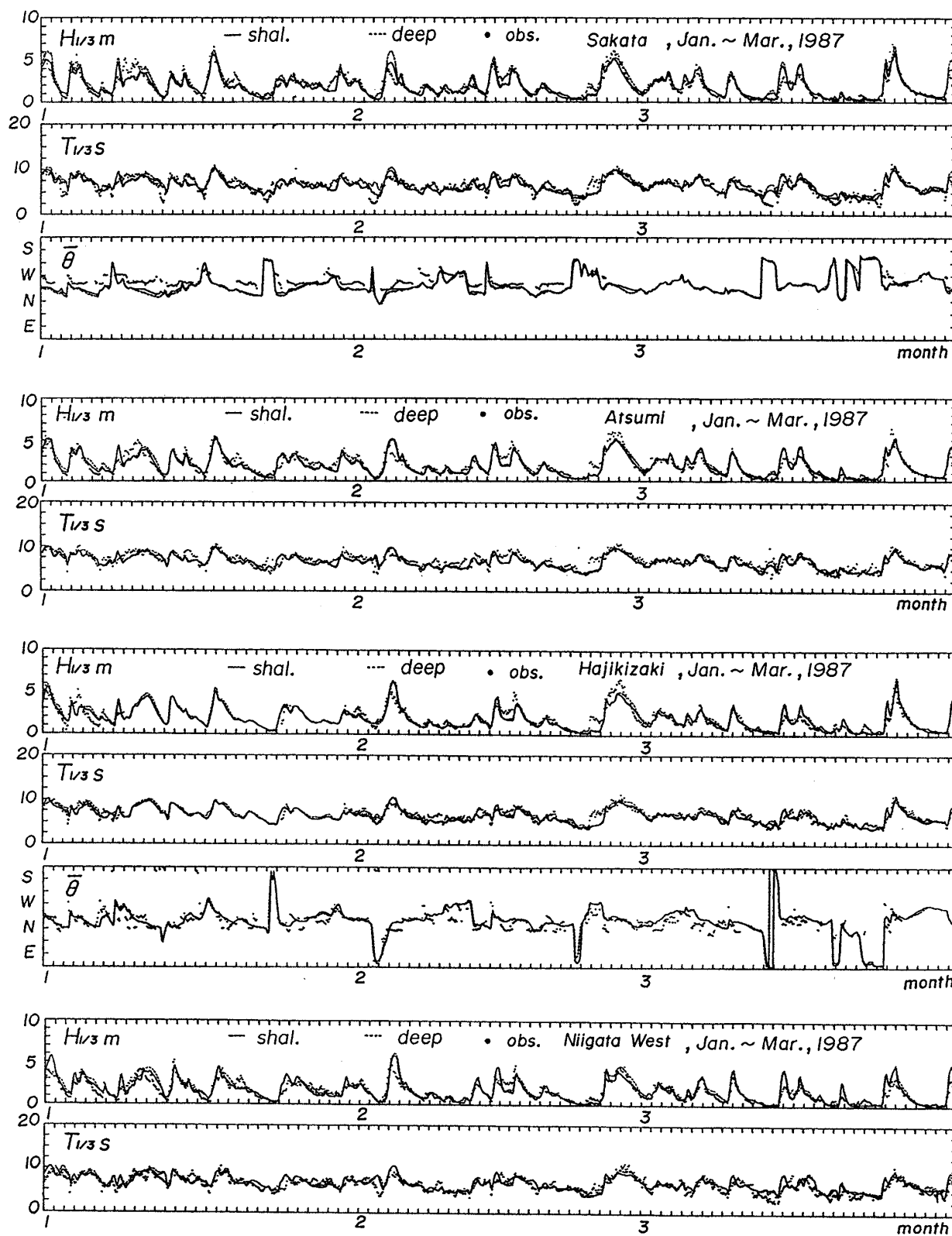


Fig. 4. Comparison of hindcast and observation for time variations of significant waves over 3 months at selected points (1).

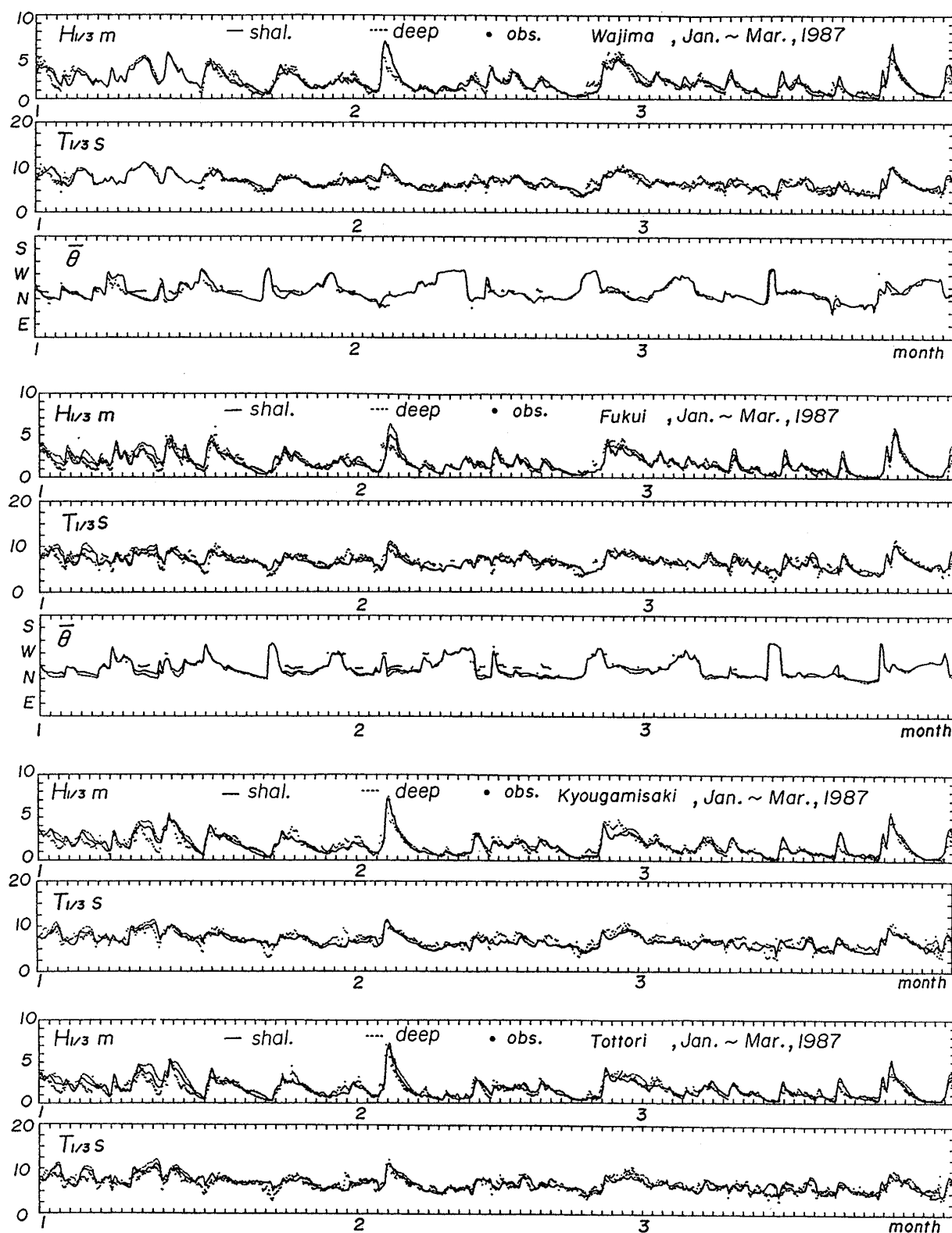


Fig. 4. Comparison of hindcast and observation for time variations of significant waves over 3 months at selected points (2).

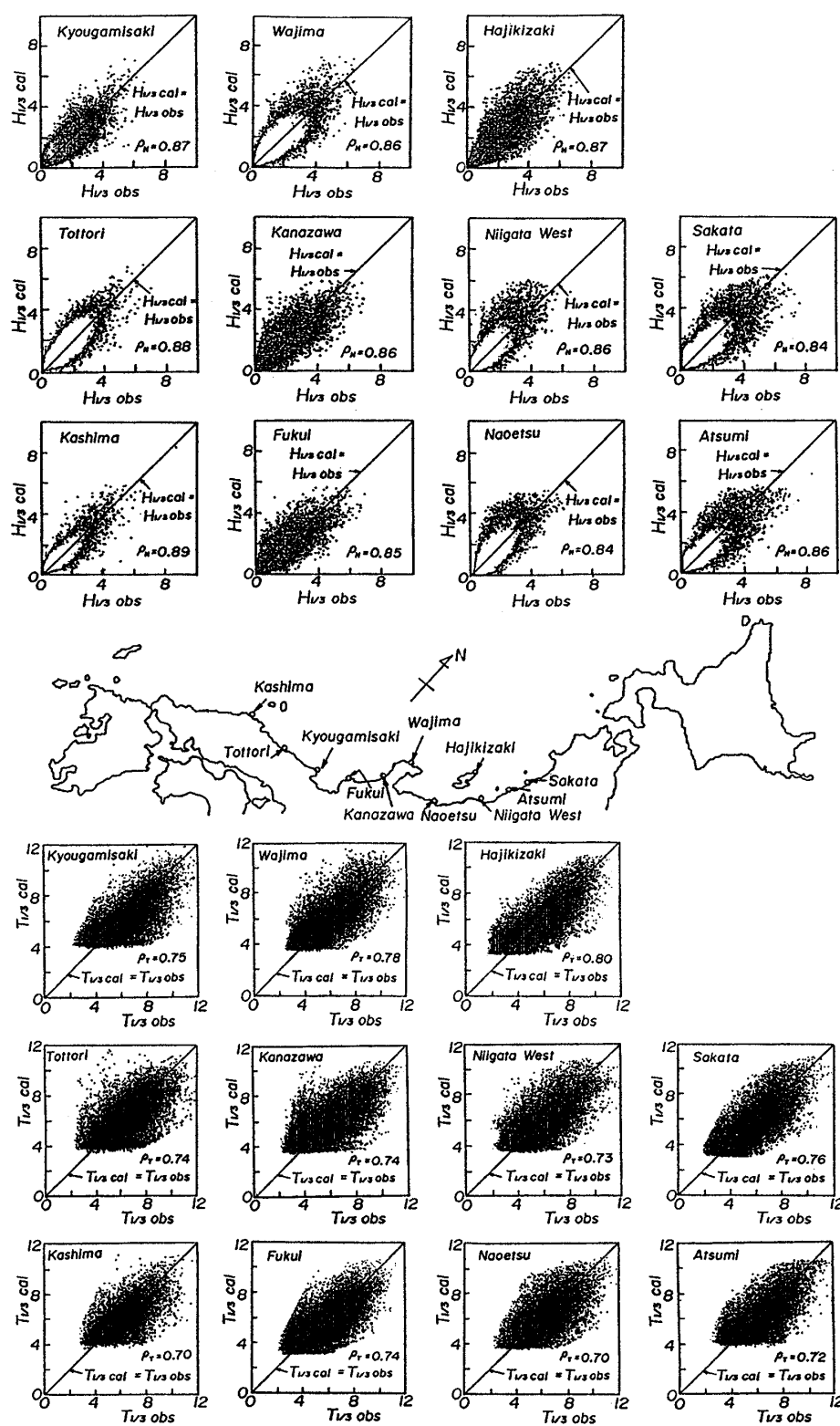


Fig. 5. Scatter diagrams between hindcast and observation for significant waves.

Table 1. Summary of error statistics on significant waves hindcasted consecutively over 8 years.

locations	model	h	r	$\bar{H}_{1/3obs}$	$\bar{H}_{1/3cal}$	σ_H	ρ_H	P_{obs}	P_{cal}	$\bar{T}_{1/3obs}$	$\bar{T}_{1/3cal}$	σ_T	ρ_T
		(m)	(%)	(m)	(m)	(m)		(%)	(%)	(s)	(s)	(s)	
Sakata	shal.	20	73	1.23	1.23	0.58	0.84	19.8	17.0	5.48	5.46	1.05	0.76
	deep	20	73	1.23	1.25	0.66	0.82	19.8	17.6	5.48	5.69	1.27	0.87
Atsumi	shal.	45	92	1.15	1.17	0.54	0.86	18.0	16.1	5.99	5.84	1.07	0.72
	deep	45	92	1.15	1.14	0.57	0.85	18.0	17.2	5.99	5.61	1.23	0.67
Hajikizaki	shal.	54	86	1.22	1.21	0.53	0.87	18.5	17.5	5.49	5.49	1.06	0.80
	deep	54	86	1.22	1.19	0.56	0.86	18.5	19.2	5.49	5.63	1.18	0.76
Niigata-west	shal.	23	77	0.93	0.94	0.48	0.86	12.0	12.3	5.53	5.51	1.11	0.73
	deep	23	77	0.93	0.91	0.52	0.87	12.0	14.6	5.53	5.47	1.13	0.74
Naoetsu	shal.	21	73	1.16	1.17	0.53	0.84	15.1	17.1	5.94	5.88	1.12	0.70
	deep	21	73	1.16	1.16	0.55	0.83	15.1	14.4	5.94	5.68	1.12	0.72
Wajima	shal.	50	94	1.18	1.18	0.51	0.86	17.2	16.8	5.73	5.76	1.00	0.78
	deep	50	94	1.18	1.17	0.55	0.85	17.2	18.8	5.73	5.68	1.06	0.77
Kanazawa	shal.	23	98	1.08	1.09	0.49	0.86	14.8	14.6	5.57	5.58	1.11	0.74
	deep	23	98	1.08	1.09	0.54	0.84	14.8	16.0	5.57	5.38	1.18	0.73
Fukui	shal.	22	89	1.02	1.01	0.48	0.85	13.2	12.0	5.49	5.39	1.11	0.74
	deep	22	89	1.02	1.09	0.57	0.82	13.2	16.2	5.49	5.60	1.19	0.71
Kyougamisaki	shal.	47	96	1.14	1.17	0.46	0.87	17.0	15.7	6.10	5.88	1.12	0.75
	deep	47	96	1.14	1.13	0.51	0.86	17.0	17.4	6.10	5.77	1.25	0.71
Tottori	shal.	30	99	1.10	1.08	0.41	0.88	15.1	14.4	5.94	5.82	1.04	0.74
	deep	30	99	1.10	1.10	0.49	0.87	15.1	16.7	5.94	5.78	1.15	0.73
Kashima	shal.	47	95	1.01	0.98	0.38	0.89	12.1	10.3	5.91	5.89	1.01	0.70
	deep	47	95	1.01	0.97	0.45	0.86	12.1	12.2	5.91	5.57	1.07	0.74

としたためである。

3.2 波候の比較

Table 1 は日本海沿岸の11波浪追算点における水深（波高計設置水深） h ，通年平均測得率 r および通年平均誤差統計量として，通年平均波高の観測結果 $\bar{H}_{1/3obs}$ と追算結果 $\bar{H}_{1/3cal}$ ，波高に関する2乗平均誤差 σ_H ，波高に関する相関係数 ρ_H ，通年平均高波出現率（波高2 m以上）の観測結果 P_{obs} と追算結果 P_{cal} ，通年平均周期の観測結果 $\bar{T}_{1/3obs}$ と追算結果 $\bar{T}_{1/3cal}$ ，周期に関する2乗平均誤差 σ_T ，周期に関する相関係数 ρ_T の一覧表を，Fig. 6 は前2者を除く諸量の沿岸分布を示したものであり，追算結果は浅海システムと深海システムの両者について与えられる。

まず，浅海システムによる追算結果をみると，通年平均波高の誤差はいずれの地点でも0.03 m以下であり， σ_H は0.38～0.58 m， ρ_H は0.84～0.89

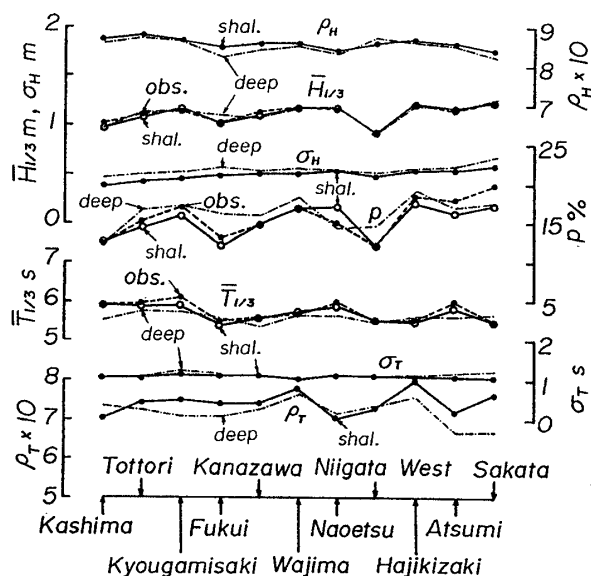


Fig. 6. Error statistics on significant waves hindcasted consecutively over 8 years at selected points along the coast of the Japan Sea.

の範囲にあるから、波高に対する追算精度はかなり高い。しかし、通年平均高波出現率の追算結果は、新潟西・直江津を除き、観測結果より0.2～2.8%小さい。したがって、浅海システムは高波高部の出現をやや過小評価する傾向にある。周期については、通年平均周期の誤差は0.15s以下、 σ_T は1.01～1.12s、 ρ_T は0.70～0.80であるから、波高の場合と比べて追算精度がやや劣るけれども、浅海システムの再現性は悪いとはいえない。地点間の比較を行うと、弾崎・輪島では波高および周期両者の追算精度が良好であるのに対し、鹿島・経ヶ岬・温海では波高に比べて周期の追算精度が低い。後者3地点はいずれも気象庁波浪観測地点であることから、この結果は低波高時に見られる過大なスパイク状の異常値を前述の判定基準の適用によってもまだ十分に除去できていないことによるのかもしれない。

つぎに、浅海システムと深海システムによる追算結果を比べると、通年平均波高については、温海・経ヶ岬・鳥取で深海システムが若干観測結果に近い値を与えるが、福井をはじめとする他の地点では浅海システムは深海システムより観測結果とよい対応を示す。 σ_H 、 ρ_H についてみると、浅海システムは深海システムに比べて、 σ_H で0.02～0.09m小さく、 ρ_H も新潟西を除き0.01～0.03大きい結果を与える。通年平均高波出現率については深海システムは過大評価傾向を与える地点が多いのに対し、浅海システムはほとんどすべての地点で過小評価傾向を示す。一方、通年平均周期についても浅海システムは深海システムよりかなり観測結果に近い値を与える。また、 σ_T 、 ρ_T については新潟西・直江津・鹿島を除く地点で、浅海システムによる σ_T は深海システムによるものより小さく、 ρ_T は大きい。なかでも、酒田・温海・経ヶ岬・鳥取では、 σ_T が0.11～0.25sも小さく、 ρ_T が0.04～0.09も大きい。

以上のように、浅海システムは全般的に深海システムより良好な追算精度を有するといえるが、高波高部の再現に関しては必ずしもそうとはいえない。

Fig. 7 は季節別平均波高および周期の追算結果

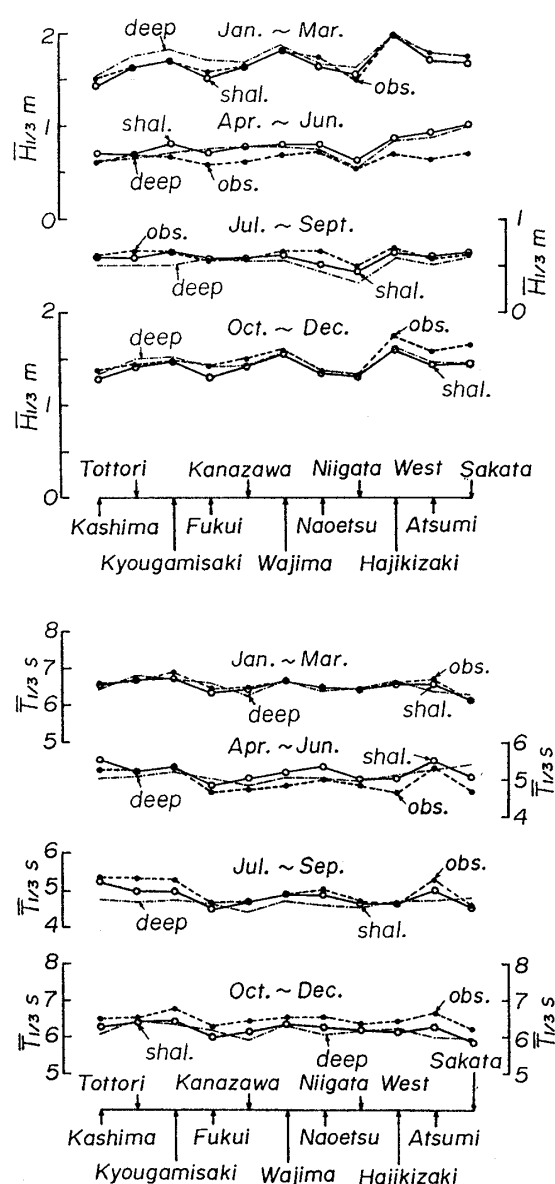


Fig. 7. Comparison of hindcast and observation for seasonally-averaged significant waves at selected points along the coast of the Japan Sea.

と観測結果との比較を沿岸分布図として示したものであり、解析の煩雑さを避けるため、1月～3月を冬季、4月～6月を春季、7月～9月を夏季、10月～12月を秋季として分類する。個々の地点というよりむしろ沿岸分布として追算結果と観測結果との相関をみると、浅海システムは冬季、ついで夏季の順により再現性を与えるのに対し、春季では過大評価を、秋季では過小評価を生ずる傾向にある。こうした傾向をもたらし要因を特定する

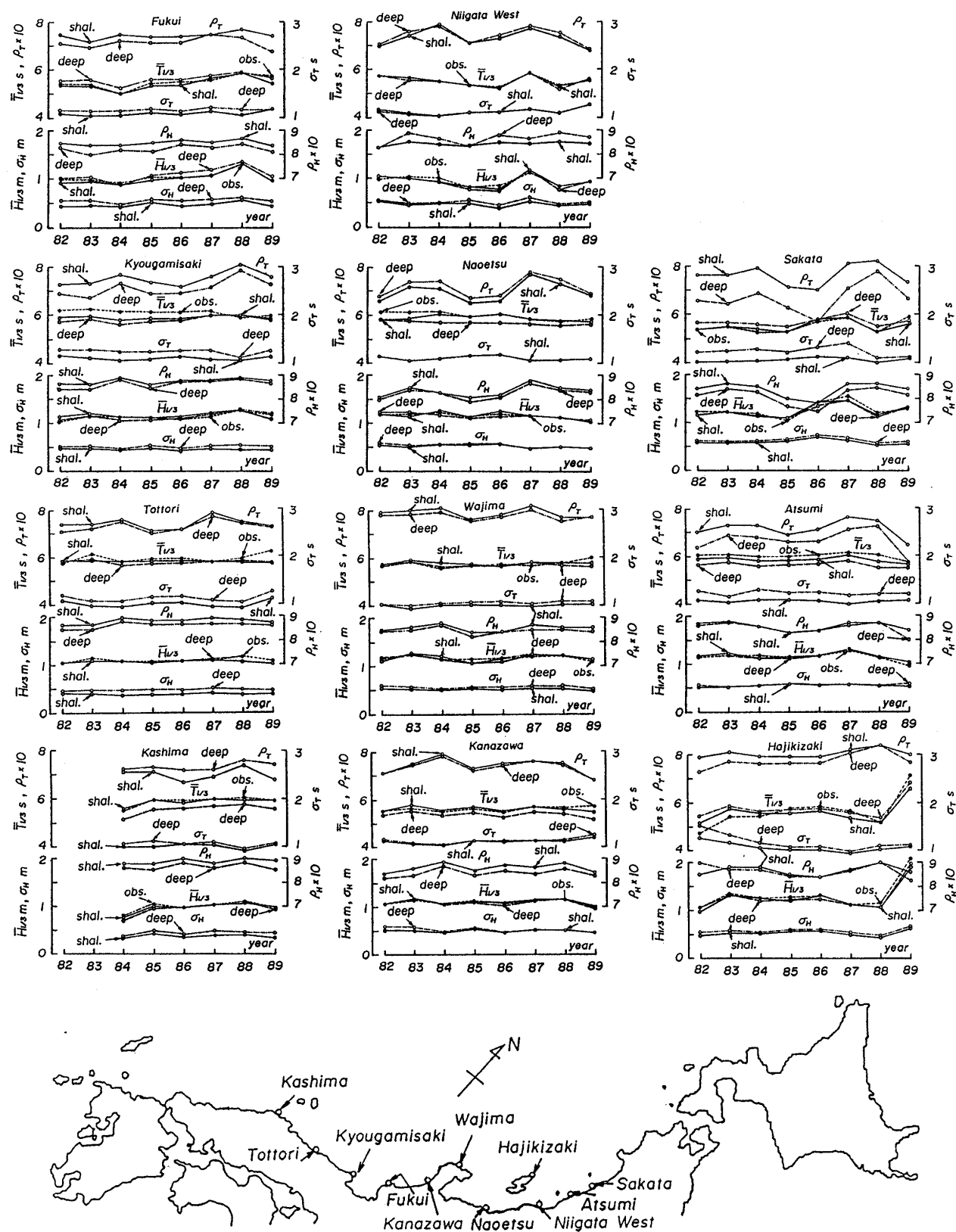


Fig. 8. Annual variations of yearly-averaged significant waves based on hindcast and observation and error statistics on significant waves.

のは容易でないが、年間を通じて一定値とした Bijvoet のモデルにおける係数を季節ごとに変えた海上風追算を行い、その追算精度を向上させれば、追算結果と観測結果とのへだたりが縮小するのではないかと考えられる。一方、深海システムも同様の傾向をもつが、春季では浅海システムに比べて再現性が向上し、夏季では再現性が低下する傾向にある。

Fig. 8 は年別平均誤差統計量の経年変化についての比較図である。年平均波高や周期の観測結果は年平均測得率が低い地点や年ほどそれらの通年

平均値からのへだたりが増大し、経年変化が著しくなる。両システム、とくに浅海システムによる追算結果はこうした観測結果の変化によく追従する。また前述のように、両システムの精度は季節ごとに異なることから、測得率の年変化や季節変化に応じて相関係数 ρ_H 、 ρ_T や 2 乗平均誤差 σ_H 、 σ_T も経年的に変化する。浅海システムはほぼ全年を通じて深海システムより大きい相関係数、小さい 2 乗平均誤差を与えるので、浅海システムの精度が経年的にみても深海システムより良好であるといえる。なお、弾崎における 1989 年の結果が

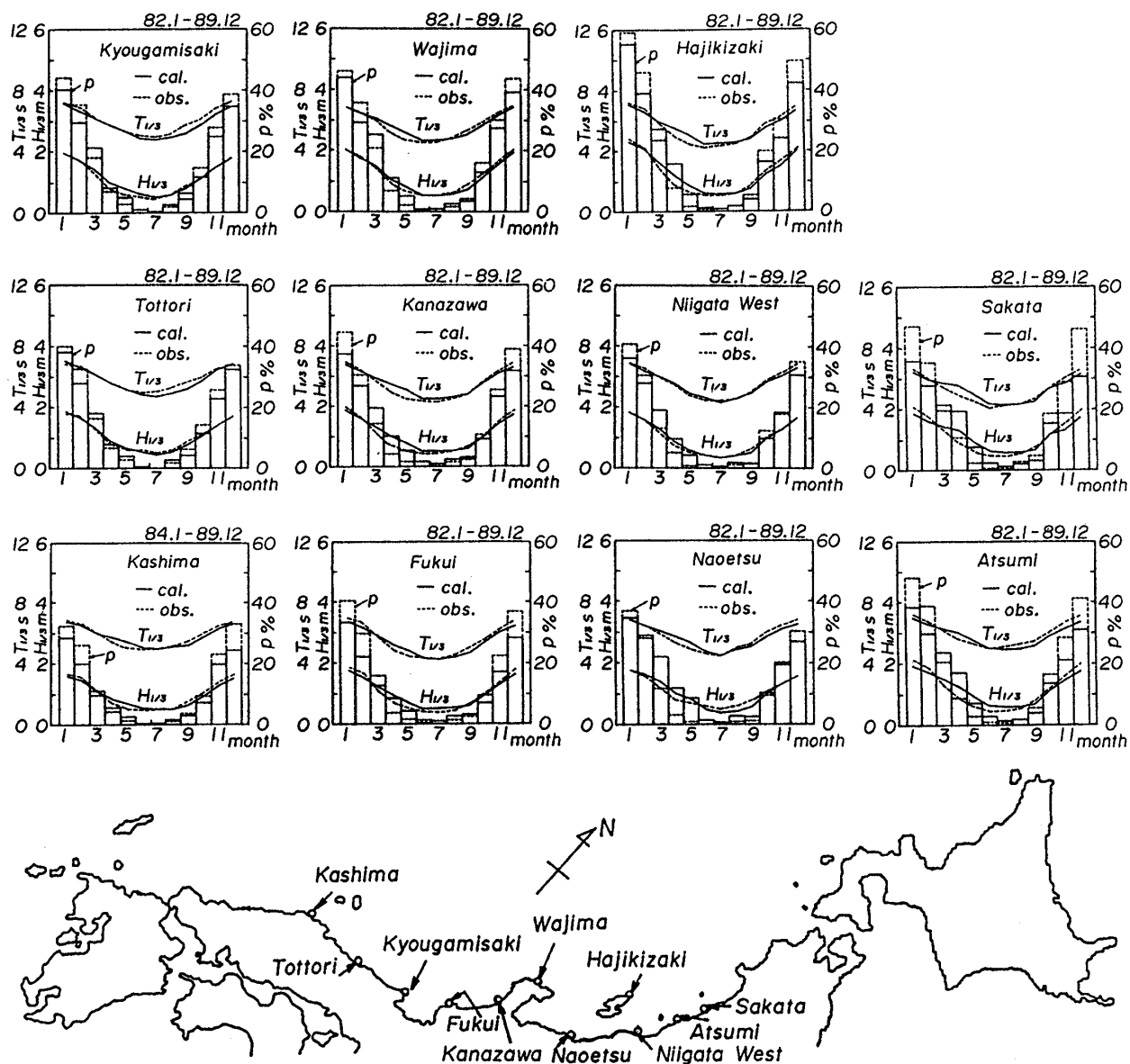


Fig. 9. Comparison of hindcast and observation for monthly variations of mean significant waves and occurrence rate of high waves.

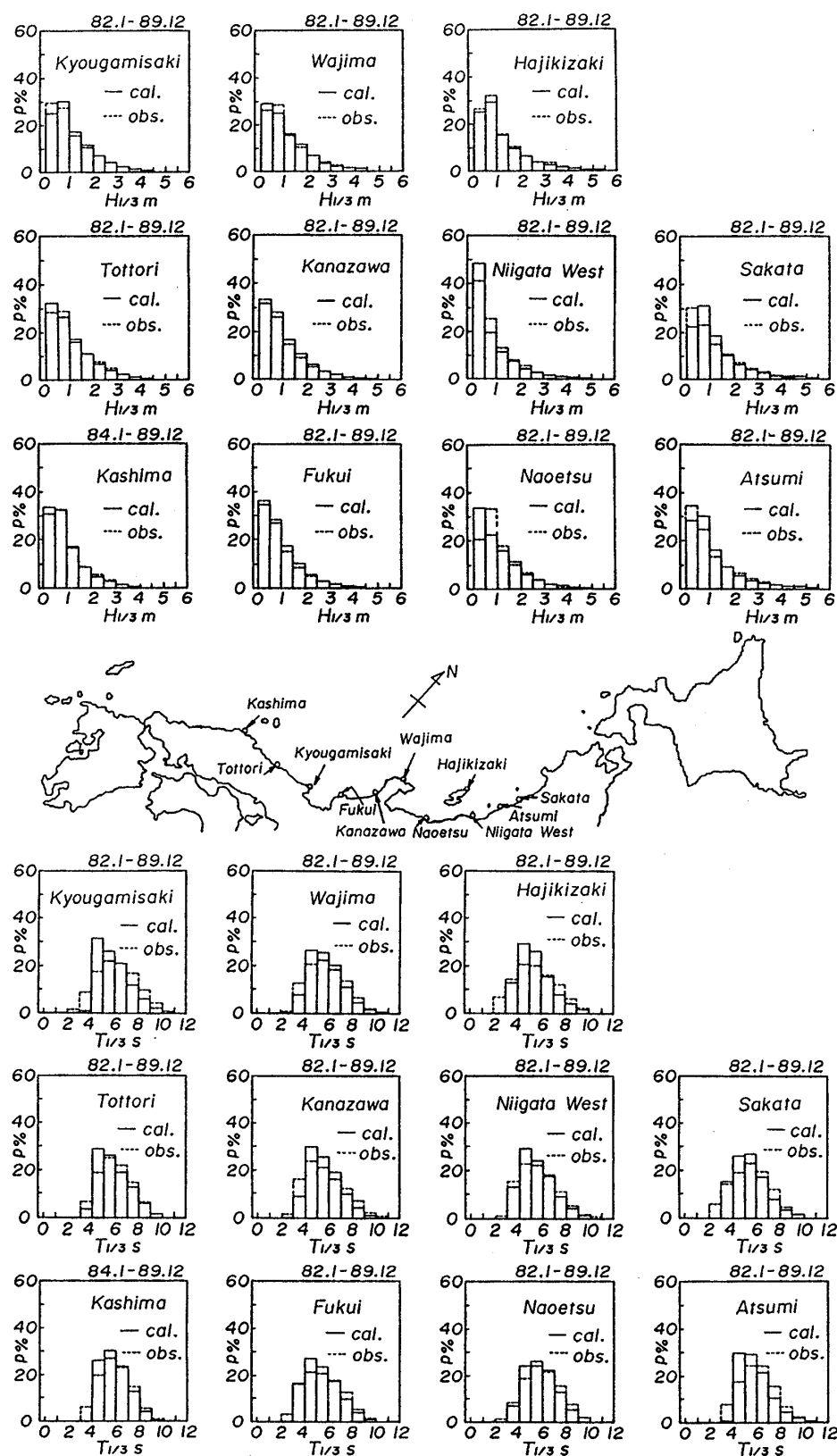


Fig. 10. Comparison of hindcast and observation for histograms of significant wave height and period.

他の年よりかなり大きい値をとるのは、観測結果が取得されている期間が高波浪の出現頻度が高い11月～12月のわずか2ヶ月間にすぎないためである。

Fig. 9 は月平均有義波および月平均高波出現率の経月変化について、浅海システムによる追算結果と観測結果とを比較したものである。月平均波

高および周期のいずれについても、追算結果と観測結果との対応はおおむね良好であり、全体的には本システムは、冬季・秋季に高波浪が出現し、夏季・春季に静穏な状態が続くという日本海特有の波候をかなりの精度で再現する。ただ、より詳細にみると、追算結果は4月～6月に観測結果より大きく、10月～12月に若干小さい傾向にある。

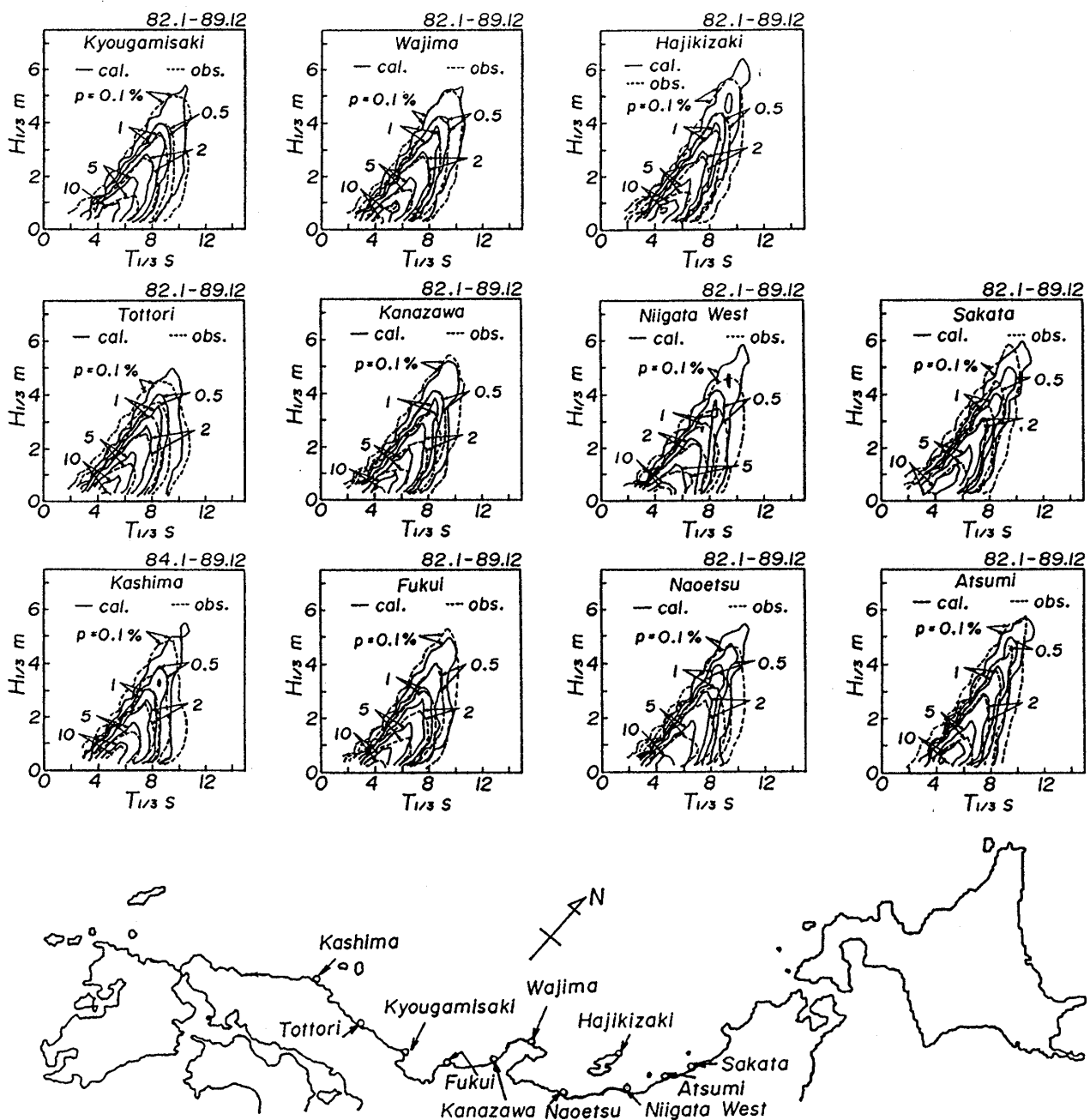


Fig. 11. Comparison of hindcast and observation for correlation diagram between significant wave height and period.

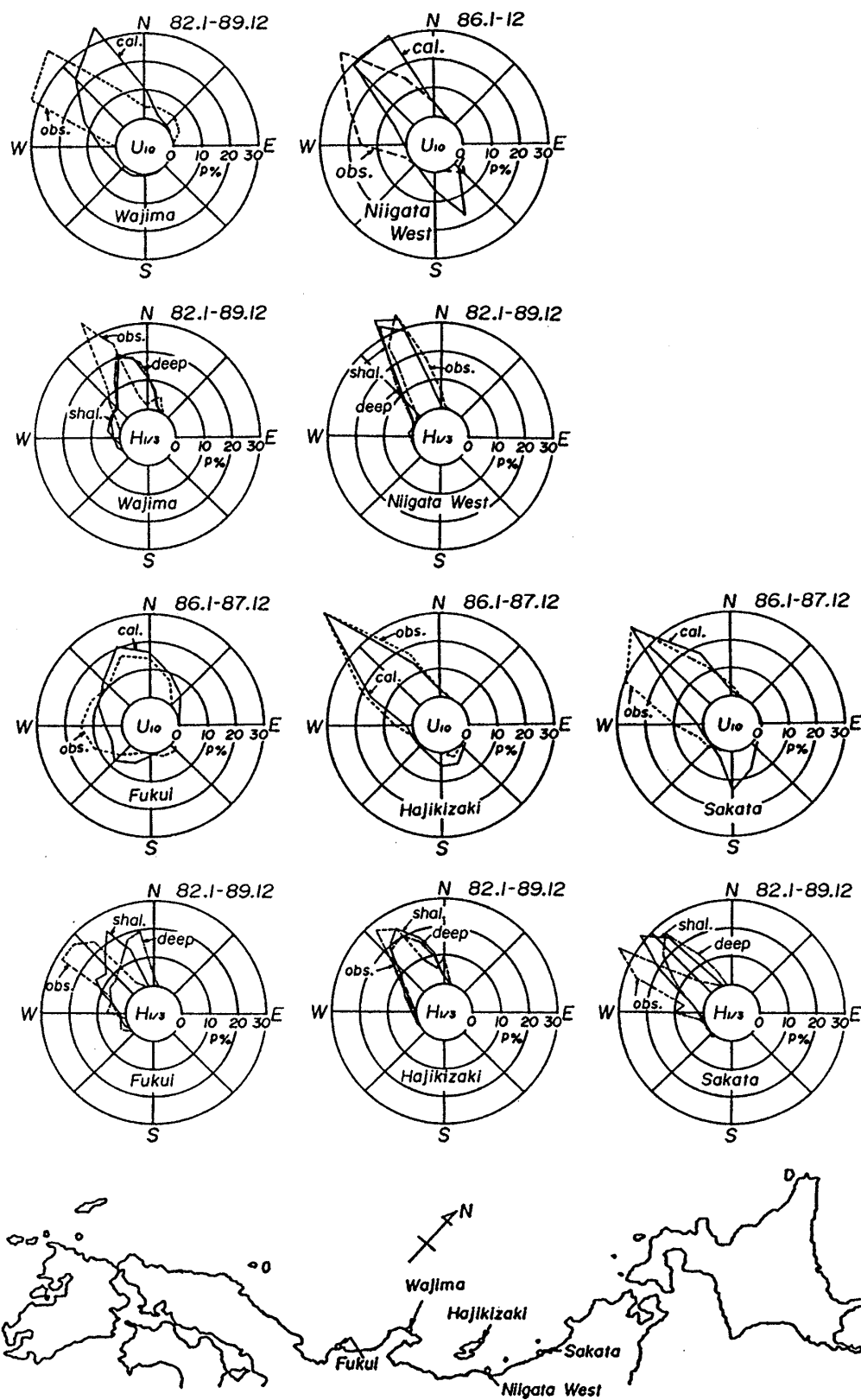


Fig. 12. Comparison of hindcast and observation for directionally-grouped occurrence rates of high wind speeds and high waves.

これは前述した季節別平均波高および周期についての検討で見出された傾向と符合する。また高波出現率では、1月～3月および9月～12月で過小評価傾向が、4月～9月で過大評価傾向がみられる。

Fig. 10 は階級別波高および周期出現率に関して浅海システムによる追算結果と観測結果とを比較したものである。本システムは酒田・温海では0.5 m以下の波高出現率を過大に、0.5～1 mの波高出現率を過小に評価し、また直江津・新潟西では逆の傾向にあるけれども、波高出現率全体に対する再現性は酒田・直江津を除き、比較的良好である。一方、周期については本システムは観測結果に比べて4～6 sの区間で過大な出現率を、6 s以上の長周期側および4 s以下の短周期側で過小な出現率を与える傾向にある。この結果、追算結果における周期出現率は観測結果より尖った形状を示し、ピーク位置もやや短周期側にずれることになる。こうした傾向は波高と周期の相関分布を比較した Fig. 11 においても現れるため、追算結果の等値線幅が観測結果よりやや狭く、等値線形状も鋭くなる。しかし、本システムは、風浪が卓越する日本海における波高・周期間の高相関性により、右斜め上方に伸びた形をとる相関分布をいずれの地点においてもかなりよく再現する。

Fig. 12 は日本海沿岸5地点における風速10 m/s以上の風向別強風出現率(16方位)と波高2 m以上の波向別高波出現率(10°ごと)に関して観測結果と両システムによる追算結果とを比較したものである。波浪追算結果は波向資料の欠測を含む有義波資料取得期間を対象として整理されているので、追算結果の資料数は観測結果の資料数よりかなり多い。また風観測結果は輪島では1982年～1989年の8年間、新潟西では1986年の1年間、酒田・弾崎・福井では1986年～1987年の2年間の資料による。まず外海に直接面し、波高計設置水深も大きい弾崎では、風向別強風出現率に対する再現性は非常に良好である。この結果、両システムによる波向別高波出現率は観測結果とよく一致する。こうした傾向は輪島でも見出されるが、両システムによる追算卓越波向はいずれも観測卓越波

向より10°程度時計回りに偏り、波向分布幅も平坦である。これは追算結果と観測結果との間における卓越風向や風向分布幅のずれを反映するものであろう。

一方、波高計設置水深が小さい酒田・新潟西・福井のうち、新潟西では卓越風向における一方位程度のずれにもかかわらず、両システムによる波向別高波出現率は観測結果とかなりよい対応を示す。これは新潟西における波浪の波向が水深変化に伴う屈折の影響よりむしろ佐渡島の存在による遮蔽効果の影響を強く受けることを示唆する。また、酒田では浅海システムによる卓越波向は深海システムによる卓越波向より10°ほど反時計回りにずれ、観測結果に近づくが、卓越風向および風向分布幅の若干の相違を反映し、浅海システムによっても追算卓越波向は時計回りに10°強ずれる。こうした傾向は福井でも同様にみられる。すなわち、強風の方角分布幅が他地点に比べてはるかに広いという風特性は比較的良好に再現されるけれども、浅海システムによっても、酒田と同様に追算卓越波向は観測卓越波向より時計回りに1方位程度ずれ、波向分布幅もより広い。これは、本システムがWNW～W方向の強風出現率を過小評価することや、格子間隔1 kmの水深格子網でさえ、安島岬をNNW方向にひかえた福井周辺海域の複雑な海底および陸地地形を十分に再現していないことに起因するのかもしれない。

4. 結 語

本研究では、気圧観測結果を入力データとする海上風推算モデルと、1点浅海波浪推算モデルを組み合わせた長期浅海波浪推算システムによって、日本海沿岸11地点における1982年～1989年の8年間の波浪を1時間ごとに追算し、波浪時系列のみならず波候に関する観測結果および長期深海波浪推算システムによる追算結果との比較から、浅海性の影響を考慮した本システムの有効性を検討した。得られた成果はつぎのように要約される。

①浅海システムの波浪時系列および波候に対する再現性は良好であり、波高および周期の追算結果と観測結果との間の相関係数もそれぞれ0.84～

0.89および0.70～0.80の範囲にあるから、周期に対する精度がやや低いものの、浅海システムは日本海沿岸における波候の推定に対し十分適用可能である。

②浅海システムは、高波高の出現頻度や、短周期波浪および長周期波浪の出現頻度、したがって周期の変動幅をやや過小評価する傾向をもつ。

③浅海システムは波向を含めた波候に関して深海システムより高い適合性を有することから、浅海における波候の推定精度を向上させるためには浅海システムの使用が推奨される。

④浅海システムは波向別高波出現率についても深海システムより観測結果に近い結果をもたらすが、追算卓越風向と観測卓越風向との間のずれにより、酒田・輪島・福井では観測結果との間に最大1方位程度の相違を生じる。

⑤1年間にわたる海上風分布および1地点の波浪追算に要する浅海システムの平均計算機使用時間は九州大学大型計算機センターのFACOM M-780による場合約34分であり、深海システムの約11分に比べて3倍も長くなるが、浅海システムによって日本海沿岸部浅海域の任意地点における波候を現在の計算機の使用条件内で推定することが可能である。

最後に、多量かつ貴重な風および波浪観測資料を提供戴いた運輸省第1、第3港湾建設局および新潟県土木部、気象庁気圧データの収集に際し多大の援助を戴いた五洋建設株式会社に深甚の謝意を表明するとともに、膨大な資料に基づく入力データの作成を行った愛媛大学工学部土木海洋工学科大福学 技官ならびに海洋工学科海洋水構学講座（現土木海洋工学科地域開発学講座）の諸君に深く感謝致します。

参 考 文 献

- 1) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・西岡賢嗣：波浪追算に基づく日本海沿岸での波候の推定，自然災害科学，9-3，pp. 18-42，1990.
- 2) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・西岡賢嗣：長期波浪推算システムの適用性に関する検討，愛媛大学工学部紀要，第12巻第3号，pp. 233-239，1992.
- 3) 山口正隆・畑田佳男・大福 学・西岡賢嗣・旭置武志：日本海沿岸での波候推定に対する長期深海波浪推算システムの適用性，愛媛大学工学部紀要，第12巻第4号，1993（投稿中）.
- 4) 山口正隆・畑田佳男・西岡賢嗣・旭置武志：西湘海岸における波浪の極値と波候の推定，自然災害科学 J. JSNDS, 10-2, pp. 123-143, 1991.
- 5) 山口正隆・畑田佳男・西岡賢嗣・旭置武志：波浪追算に基づく波浪の極値と波候の推定，土木学会論文誌，No. 456/II-21, pp. 47-54, 1992.
- 6) 山口正隆・畑田佳男・稲垣孝佳・旭置武志：東シナ海沿岸での波候推定に対する長期浅海波浪推算システムの適用性，自然災害科学 J. JSNDS, 10-3, pp. 187-199, 1991.
- 7) 山口正隆・畑田佳男・旭置武志：長期浅海波浪推算システムの適用性の検討と沿岸波浪エネルギーの推定，海岸工学論文集，第39巻，pp. 161-165, 1992.
- 8) 塩野清治・弘原海 清・升本真二：パソコンで不規則に分布するデータを格子データに変換してコンターマップに作成する方法(1)ー加重一次補間法ー，情報地質(10)，pp. 65-78, 1985.
- 9) Bijvoet, H. C.: A new overlay for the determination of the surface wind over sea from surface weather charts, KNMI, Mededelingen en Verhandeligen, Vol. 71, pp. 1-35, 1957.
- 10) 光田 寧・藤井 健・塚本 修：日本海における季節風時の波浪予知(1)ー海上風の推定ー，京大防災研年報，第26号B-2，pp. 587-598, 1983.
- 11) 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，土木学会論文誌，第381号/II-7, pp. 151-159, 1987.
- 12) Thornton, E. B.: Rederivation of the saturation range in the frequency spectrum of wind-generated gravity waves, J. Phys. Oceanogr., Vol. 7, No. 1, pp. 137-140, 1977.
- 13) 気象庁編：気象庁波浪観測資料，第6号ー第13号，日本気象協会，1983-1990.

（原稿受理 平成4年6月8日
訂正稿受理 平成4年10月1日）