駿河湾西岸における長期波浪の推算

ESTIMATION OF WAVE CLIMATE CONDITIONS ALONG THE WEST COAST OF SURUGA BAY CONNECTING TO THE PACIFIC OCEAN

山口正隆[1]・日野幹雄[2]・畑田佳男[3]・大福 学[4]・野中浩一[5]
Masataka YAMAGUCHI, Mikio HINO, Yoshio HATADA,
Manabu OHFUKU and Hirokazu NONAKA

[1]正会員 工博 愛媛大学大学院理工学研究科教授 生産環境工学専攻（〒790-8577 松山市文京町3）
[2]正会員 工修 テクノシステム株式会社（〒693-0034 島根県出雲市神門町735-3）
[3]正会員 博(工学) 愛媛大学大学院理工学研究科講師 生産環境工学専攻（〒790-8577 松山市文京町3）
[4]愛媛大学工学部 技術専門職員 環境建設工学科（〒790-8577 松山市文京町3）
[5]正会員 博(工学) 愛媛大学契約職員 工学部環境建設工学科（〒790-8577 松山市文京町3）

A 26-year wave hindcasting for which a backward ray tracing model is applied is conducted station by station along the West Coast of Suruga Bay connecting to the Pacific Ocean. Hourly wind distribution is provided with the ECMWF analysis/reanalysis surface winds-based data set in the open ocean and with the measured winds-based data set in the nearshore area respectively. Comparison between the hindcasts and the measurements at 6 stations reveals that the model reproduces the wave climatic conditions well, including azimuthal distribution of mean wave direction at each station along the Coast, that it makes discernible a small difference between the wave conditions at the neighboring two stations, and that it explains the occurrence rate of multi-peaked spectra reasonably. Also, the wave computations at nearshore and offshore points suggest a great contribution to a significant change of propagating wave directions associated with wave refraction due to a shoal.

Key Words : *Long term wave hindcasting, wave climates, measured winds, Suruga Bay*

1．緒　　言

わが国の多くの内湾のうち，駿河湾は太平洋に向けて直接開いており，しかも大水深部が湾奥まで深く入り込んでいることから，外洋の波浪がそのエネルギーを失うことなく湾奥にまで到達し，高波が生起するとされる．駿河湾のうち東岸に比べて広い浅水域をもつ西岸では，湾口の御前崎から湾奥の田子浦に至る５地点で波浪観測が現時点まで長年にわたり継続され，平均波向を含む有義波諸元の観測資料が電子データの形で公開されている．しかしこれまでのところ，波浪の長期特性（波候）に関してこれらの観測資料を利用した検討は，御前崎地点における多峯型方向スペクトル波の出現特性を検討した高山ら[1]の研究を除いて，あまり行われていない．

一方，山口ら[2]はわが国の内湾・内海における波浪の長期特性を推定しうる波浪の長期推算システムの構築を目的とした研究を数年来継続している．このシステムは，まず北西太平洋領域（外洋）ではECMWF（European Centre for Medium range Weather Forecasts）から提供を受けた６時間間隔の表面風再解析/解析資料の80 km格子網における１時間間隔値に，楕円型気圧分布を仮定して得られる１時間ごとの台風モデル風を組込んで作成した海上風（ECMWF風資料）の空間分布[3]を，ついで内湾・内海では海上や沿岸における多数地点の風観測資料の空間補間[4]に基づいて2 km格子網上で推定した１時間ごとの海上風分布を入力条件として与え，高地形解像度計算に容易に適用できる１点浅海モデル[5]により，特定地点における長期の波浪推算を効率的に行うというものである．

本論文では，駿河湾西岸の湾口から湾奥にかけて位置する６波浪観測地点（１廃止地点を含む）において上記システムによる波浪推算を 1979～2004 年の 26 年間にわたり 30 分ごとに実施し，有義波高 H_s，有義波周期 T_s，平均波向 θ_w の時系列や波候特性について推算資料と観測資料に基づく結果を比較することにより，その適用性を調べる．検討は，西岸に沿った波向を含む波候の変化や湾口の近接地点における波候差と御前崎における多方向性波浪の出現特性に対する再現性の確認，および御前崎周辺２地点における平均波向の変化の解明を目標とする．

2．長期波浪推算システムと波浪観測資料

(1) 海上風分布資料の作成

図-1 に示す関東沿岸海域に位置する最大 22 箇所（1～22，図中の丸印，9 箇所は海上風観測地点）で取得された 1979～2004 年の 26 年間 1 時間ごとの風観測資料の海上風換算値と外洋部 4 地点（ECM1～ECM4）における同じ期間の ECMWF 風資料の 1 時間間隔値に加重 1 次補間法 [4]を適用して，海域内に任意に設けた 12 仮想地点(V1~V12，△印，V9 は地点 17 と重複）における風を求め，これに 1.05～1.2 の増幅係数を乗じて海上風としたのち，合計 37 地点の海上風換算値資料に再度加重 1 次補間法 [4]を適用して格子間隔 2 km の関東沿岸海域における海上風分布の 1 時間間隔資料を作成する．この場合，ECMWF 風資料の取り込みによって，外洋から沿岸海域に至る海上風の滑らかな遷移をはかる．

海上風分布は外洋で 80 km 格子網（ECMWF 風資料），関東沿岸海域で 2 km 格子網（観測風資料）において 1 時間ごとに 26 年相当分与えられる．

(2) 波浪推算の方法

波浪推算には，高地形解像度計算に容易に対応できる 1 点浅海モデル[5]を使用する．波浪推算は**図-2** に示すように，格子間隔5 kmの北西太平洋領域，格子間隔1 kmの関東沿岸領域および格子間隔0.1 kmの各波浪観測地点周辺小領域（事例では，御前崎付近の小領域と等深線）からなる 3 段階高地形解像度格子網で行う．小領域の格子間隔を0.1 kmとすることによって，海底地形の細部がかなりの程度表現される．計算に用いる周波数の個数は0.04～1 Hzを不等分割した27個，方向データの個数は0～360° で10° 間隔に等分割した37個である．波計算時間間隔は30

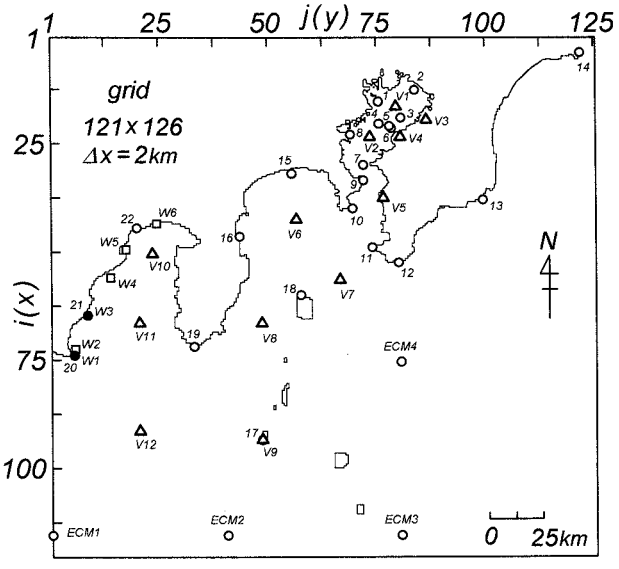

図-1 風資料入力地点および波浪観測地点の位置

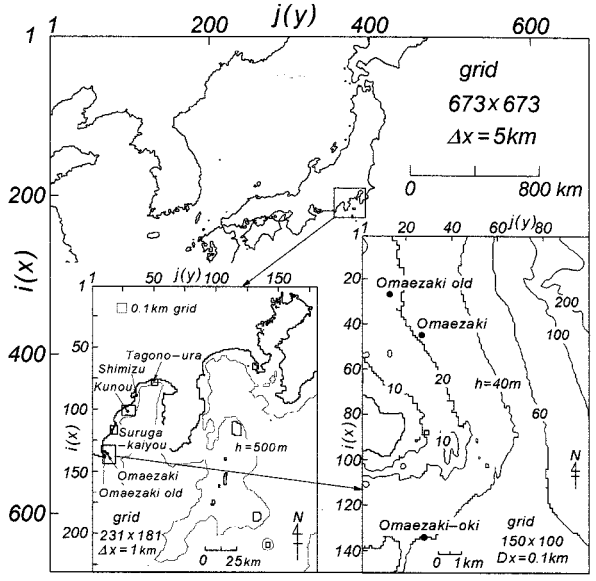

図-2 波浪推算領域

分，風は 1 時間の間一定とする．波浪推算に使用する海上風は，各成分波の波向線上に設けた波計算点が2 km格子網にある場合には2 km格子網の風，これをはずれる場合には80 km格子網の風であり，いずれの領域でも 4 点双 1 次補間式を適用して波計算点上の風を求める．

波浪推算対象地点は駿河湾の西岸に沿って位置する御前崎から田子浦に至る 6 波浪観測地点（1 箇所はすでに廃止された旧御前崎波浪観測地点）と，御前崎の南方で任意に選択した御前崎沖合の地点（水深40 m）であり，その位置を**図-1**（W1～W6，風観測地点と重複する地点は●印，波浪観測単独地点は□印）と**図-2**に示す．

図-3 は御前崎と田子浦における方向別対岸距離を表す．各観測地点周辺の地形特性に応じて波浪の入射方向とその範囲（wave window）は変化し，湾奥の地点ほど当然狭くなる．

(3) 波浪観測資料

波浪観測地点の名称（資料期間，水深 h）は湾口から順に，①御前崎（1998～2004 年，h=23 m），②旧御前崎（1988～1997 年，h=17 m），③駿河海洋（1995～2004 年，h=6 m），④久能（2000～2004

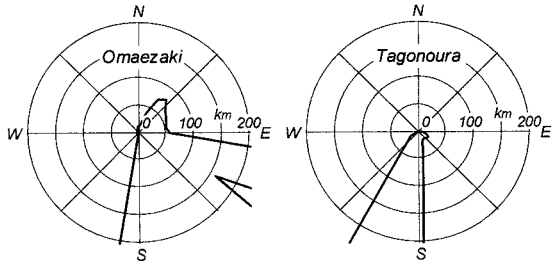

図-3 方向別対岸距離

年，h=30 m），⑤清水（1999～2004 年，h=51 m），⑥田子浦（2001～2004 年，h=48 m），であり，旧御前崎を除いて波向の観測資料が得られている．観測資料の時間間隔は御前崎，旧御前崎，清水で２時間，駿河海洋，久能，田子浦で１時間である．

３．推算資料と観測資料の比較

(1) 波浪時系列と累年波候

ここでは御前崎における比較結果を詳細に述べたのち，他の地点における比較結果を包括的に記述する．**図-4**は御前崎における2004年10月の１ヶ月間の推算波浪と観測波浪の時系列を示す．10月には台風0422号と0423号が来襲し，高波高をもたらしている．推算波浪は時系列的に観測波浪とよく符合するが，推算波高は観測波高と比べて台風0422号時（10月９日）に小さい値を，台風0423号時（10月20～21日）にやや大きめの値を与える．

図-5は1998～2004年の７年間の御前崎における推算波浪と観測波浪の散布図を波高と周期について示す．図中には，波候誤差指標である相関係数ρ_H，ρ_T，原点を通る回帰直線の勾配値a_{0H}，a_{0T}および２乗平均平方根誤差σ_H，σ_Tを与える．波高に関して，高波高部でのばらつきがやや大きいが，全体として推算波高と観測波高の対応は良好であり，この結果がρ_H=0.797，a_{0H}=0.940，σ_H=0.36 mという数値で代表される．周期も同様の傾向にあるが，長周期部でややばらつきがみられる．周期誤差指標はρ_T=0.699，a_{0T}=0.980，σ_T=1.32 sをとることから，推算周期と観測周期の平均的対応は悪くない．

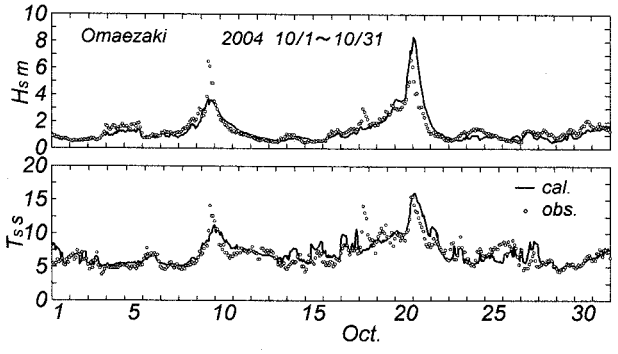

図-4 波浪時系列の比較（御前崎）

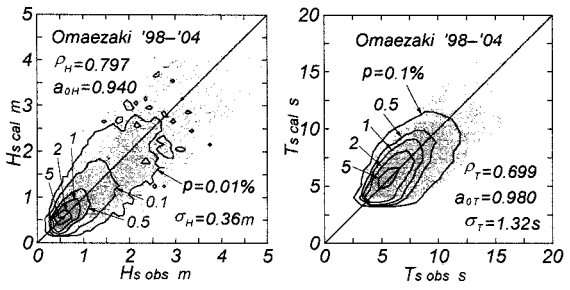

図-5 波高・周期の推算資料と観測資料の比較（御前崎）

図-6は６地点における推算資料と観測資料より得た累年波候統計量および累年波候誤差指標を示す．累年波候統計量とは波高・周期資料のそれぞれに対して上位1/10の平均値（H_{s10}，T_{s10}）と上位1/3の平均値（H_{s3}，T_{s3}）および全資料の平均値（H_{sm}，T_{sm}）と標準偏差（$H_{s\sigma}$，$T_{s\sigma}$）を表す．因みに，H_{s3}を1/3最大平均（有義）波高と呼ぶ．これによると，いずれの地点でも推算資料と観測資料の対応は良好である．このことから，本システムは，三保半島の遮蔽効果を受ける清水を除くと，湾口の北側から湾奥にかけて波浪の規模に顕著な差がない特徴，すなわち駿河湾には外洋からの波浪がそのエネルギーをあまり失うことなく湾奥に到達するという特性を再現すると言える．また，本システムは沿岸地形の相違によって生じる御前崎と旧御前崎の近接する２地点間の波候の相違を比較的よく再現する．

図-7 は波高 1 m 以上の推算資料と観測資料より得た平均波向の累年方向別出現率の比較を５地点で示す．田子浦を除くいずれの地点でも，方向分布に関して推算資料と観測資料はよく符合する．田子浦では両者の方向分布は類似するものの，推算資料による平均波向の卓越方向が観測資料によるものより反時計方向に１方位ずれている．**図-3** に示した方向別対岸距離によれば，田子浦は観測資料における平均波向の卓越方向である SW 方向に有意な対岸距離をもたないことから，１方位の相違に対する原因として観測誤差の可能性が示唆される．

他の地点の状況をみると，御前崎では推算資料における到達波浪の方向範囲が観測資料の場合より狭く，方向分布の形状はより尖っている．しかも，NE 方向からの波浪の到達が再現されない．御前崎では対岸距離は NE 方向に有意な大きさを与え，NE 方向の風の出現も少なくないことを考慮すると，これは方向スペクトルの全周波数・波向成分の加重平均値として計算する平均波向の定義法に起因すると考えられる．常に外洋から周期の長いうねり性の波浪が入射する状況においては，局所風に伴う風波の平均波向に対する寄与が適正に評価されない可能性がある．この点に関して**４．**で別の検討を進める．

また御前崎には，S～SW 方向の低周波数成分に相当する波向線は屈折のために到達せず，したがって，S～SW 方向の長周期側の波浪エネルギーは計算されない．一方，現実には波浪推算で考慮されていない回折などの波浪変形の要因によって S 方向の長周期側の波浪エネルギーも少なからず到達することから，S 方向には波向出現率に関して推算資料と観測資料による結果に相違が現れる．

残りの駿河海洋，久能，清水のうち，久能では SSE 方向の波浪の出現頻度が推算資料においてやや過大になっている点を除いて，３地点における推算資料と観測資料による結果はよく符合する．

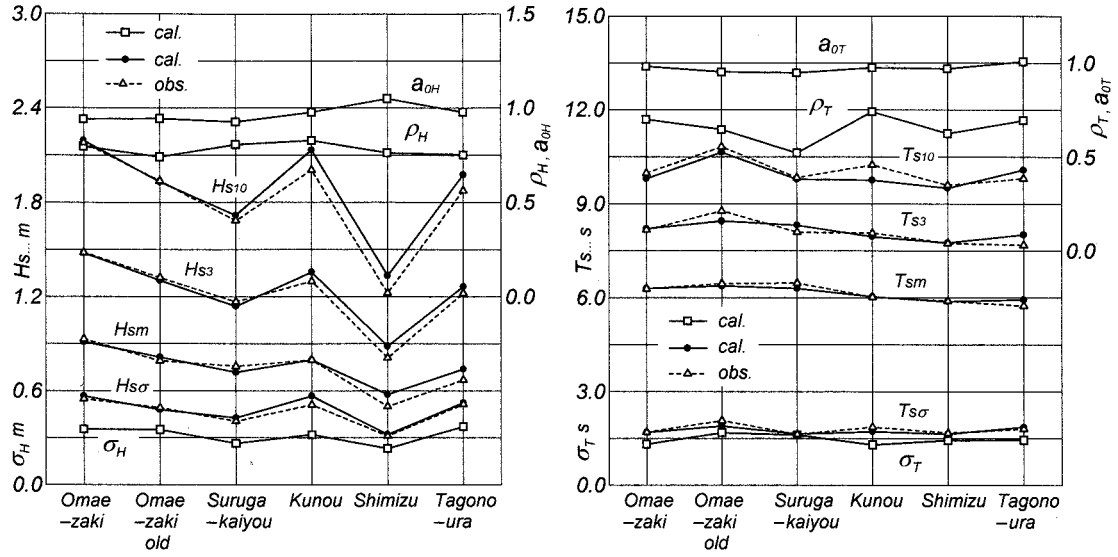

図-6 6地点における累年波候統計量および波候誤差指標

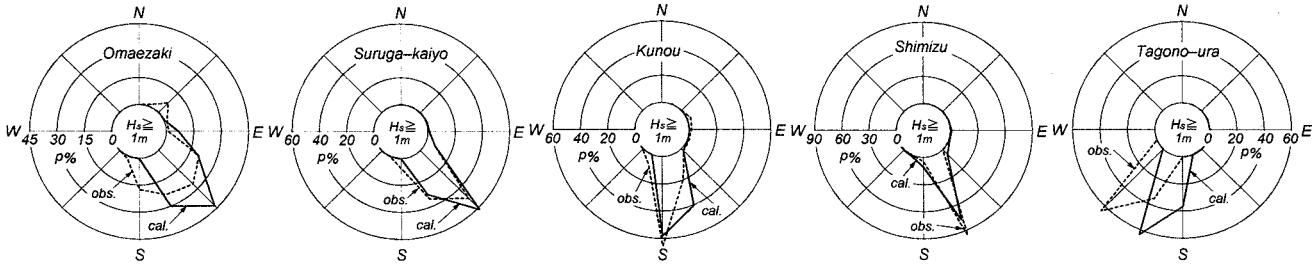

図-7 5地点における平均波向の累年方向別出現率の比較

(2) 月別波候

推算資料と観測資料の対応をさらに詳しくみるために，月別波高・周期統計量（H_{s10}，H_{s3}，H_{sm}，$H_{s\sigma}$，T_{s3}，T_{sm}）の経月変化を御前崎について示したのが**図-8**である．図の右側と下側には推算資料と観測資料による月別波候統計量の相関図を与える．月別波候統計量に対する誤差指標は図中に示す相関係数や原点を通る回帰直線の勾配値によって代表される．たとえば，1/3最大平均波高H_{s3}について相関係数と勾配値はそれぞれρ（H_{s3}）とa_0（H_{s3}）と表す．月別波高統計量について，推算結果は1～2月および10月で観測結果よりやや小さい傾向にあるけれども，その経月変化について観測結果にかなりよく追従する．因みに，波高と周期に関する時別推算資料と観測資料から各月ごとに得られる月別波候誤差指標の平均値と標準偏差は相関係数についてρ_H=0.774±0.119，ρ_T=0.630±0.126，勾配値についてa_{0H}=0.944±0.134，a_{0T}=0.981±0.068，2乗平均平方根誤差についてσ_H=0.33±0.13 mとσ_T=1.29±0.27 sであるから，その精度は全体として良好と言える．ついで，相関図によると，各波候統計量について相関係数はほぼ0.8より大きく，勾配値も1に近い値をとることから，波浪推算の精度はかなり高い．

図-9 は6地点における月別波候誤差指標を示す．波高，周期のいずれについても相関係数の値はおおむね0.7を上まわり，勾配値も1前後の値をとる．したがって，月別波候統計量に対する波浪推算の精度はかなり良好と言える．ただし，推算資料は平均波高H_{sm}に関して清水や田子浦でやや大きめの値を，周期の標準偏差$T_{s\sigma}$に関して旧御前崎や久能で観測資料よりやや小さめの値を与える．

4．御前崎とその周辺における波浪の方向特性

(1) 御前崎における多方向波浪の生起特性

高山ら[1]は御前崎など太平洋岸の3地点における1998年9月～1999年8月の1年間の波浪観測資料から得た方向スペクトルの推定結果を解析することによって，多方向波浪の出現特性や単峯型・多峯型方向スペクトルの月別出現率などを調べている．ここでは，本研究の波浪推算が御前崎における上記の特

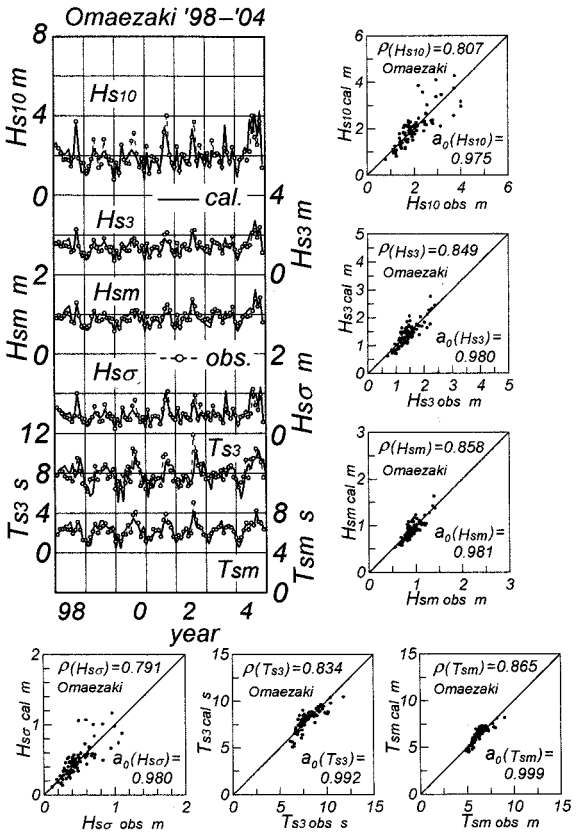

図-8 月別波候統計量の比較（御前崎）

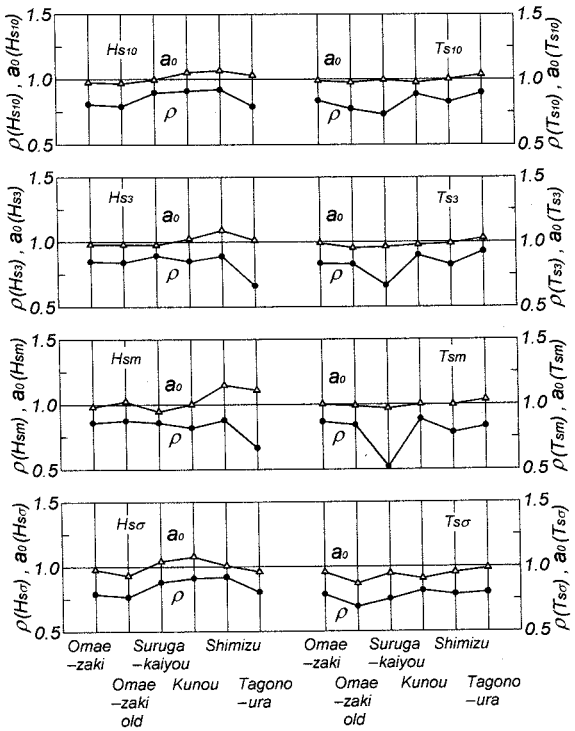

図-9 6地点における月別波候誤差指標

性をどの程度再現しうるかを検討する．

図-10は1時間ごとの方向スペクトルの計算結果からそれぞれ求めたS系波浪とN系波浪の平均波向と方向別波高の関係，および観測資料に基づく高山ら[1]の結果を示す．S系波浪の波高と平均波向は波向θ=160～280° の方向スペクトルを用いて通常と同じ定義式で計算しているし，N系のそれらは160～280° 以外の方向スペクトルに対応する．この定義は高山ら[1]のものと異なるが，波向の範囲を御前崎周辺の地形状況を考慮して決めているので，定義の差の影響は有意でないと考える．両者の図は推算資料と観測資料に基づく結果がかなりよく類似することを表す．ついで，図-11は方向スペクトル形状の月別出現率に対する推算結果(c)と観測結果(o)の比較図である．推算資料では波高H_s<0.35 mの場合を静穏（CALM），S系波高とN系波高がそれぞれ0.35 m以上でそれらの波浪エネルギー比が0.09以下（波高比で0.3以下）を単峯型（SP），それ以外を多峯型（MP）としている．この分類方法も高山ら[1]のものと異なるけれども，推算資料と観測資料による月別出現率は定性的に符合する．

(2) 御前崎周辺における波浪の方向特性

御前崎の波浪観測地点（水深23 m）周辺の海底地形は，図-2に示したように，非常に複雑であり，御前崎の南側に存在する水深10 m弱の浅瀬は波浪の変形に大きく寄与する[1]と考えられる．ここでは，外洋波浪の入射を直接受ける御前崎沖合の任意地点（水深40 m，図-2に位置を図示）と岸側の御前崎における1998～2004年の7年間の波浪推算資料を用いて，御前崎付近の海底地形や周辺地形が波向を含む波候特性に及ぼす影響を検討する．

まず両地点における波高および周期の相関係数は

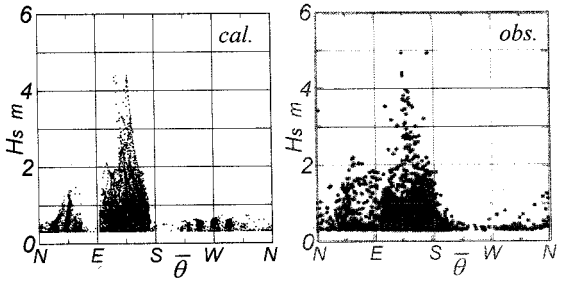

図-10 2方向平均波向と波高の関係の比較

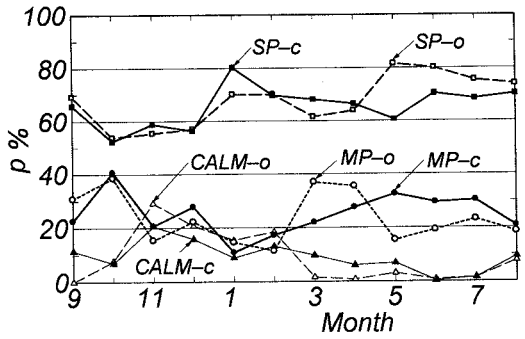

図-11 方向スペクトル形状の月別出現率の比較

それぞれ ρ_H=0.908，ρ_T=0.895 であり，両地点における資料値の相関は非常に高い．ついで波高および周期の散布図における勾配値はそれぞれ a_{0H}=1.45，a_{0T}=1.06 である．すなわち平均的にみると，沖合地点の波高は岸側地点に比べてかなり大きいが，周期は若干上まわる程度であることを表す．沖合と岸側における累年の 1/3 最大平均波高 H_{s3} は（2.22，1.47）m，平均波高 H_{sm} は（1.35，0.91）m，1/3 最大平均周期 T_{s3} は（8.5，8.2）s，平均周期 T_{sm} は（6.8，6.3）s であるから，これらの数値は上記の特徴を支持する．

図-12は沖合と岸側における累年平均波向の方向別出現率を全波高資料および波高 1 m以上の資料についてそれぞれ比較したものである．全波高資料の場合，平均波向の卓越方向は沖合でSSWとSE，岸側でSSE～ESEを与えるが，波高 1 m以上の資料の場合，平均波向の卓越方向は沖合でSSW，岸側でSEとなり，しかもかなり突出した形をとる．したがって，両地点における高波高時の平均波向に45° 以上の差が生じる．しかし，両地点における結果は同時刻における資料に依っていないことから，屈折変形などによる平均波向の変化を検討できない．

そこで，7 年間の全波高資料および波高 1 m以上の資料について水深40 m地点と水深23 m地点における同時刻の平均波向（それぞれ $\overline{\theta}_{40m}$ と $\overline{\theta}_{23m}$）を散布図として与えたのが，**図-13**である．全波高資料の場合，沖合の平均波向はW～ENEの範囲に，岸側の平均波向はS～ENEの範囲に分布し，岸側の方向範囲が狭い．沖合と岸側の平均波向がそれぞれ（SSWとSSE）および（SEとESE）をとる 2 つの方向に，卓越部が見出される．波高 1 m以上の資料では，沖合における平均波向の範囲はSW～ENE，岸側における平均波向の範囲はSSE～ENEとなり，とくに沖合でSSW～SSE，岸側でSSE～SEをとる資料が多く，沖合から岸側にかけて平均波向が約45° 反時計方向に変化する．これは水深変化による波浪の屈折や波浪の発達・伝播に及ぼす周辺地形の影響によるものと考えられる．つまり，御前崎の沖合にSSW～S方向から入射する波浪は岸側ではSSE～SE方向に平均波向を変える[1]と言えよう．

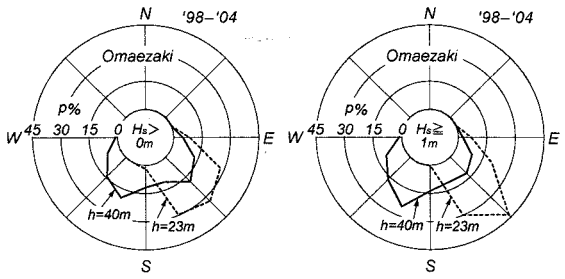

図-12 御前崎沖合と岸側における平均波向の累年方向別出現率の比較

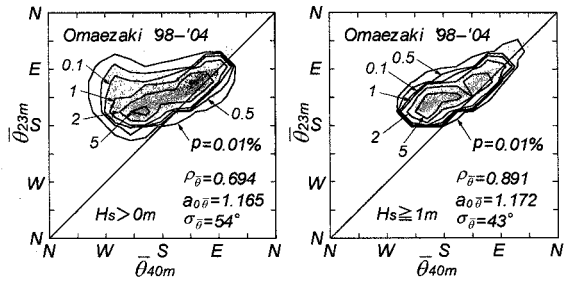

図-13 御前崎沖合と岸側における累年平均波向資料の散布図

5．結 語

以上の検討で得た知見はつぎのようにある．

① 本研究の長期波浪推算システムは駿河湾西岸の湾口から湾奥に至る各波浪観測地点の平均波向を含む波候特性をかなり精度よく再現する．

② 本システムは御前崎付近の近接する 2 地点間の波候の小さい相違と 2 方向波浪の出現特性や単峯・双峯型方向スペクトルの月別出現率の定性的特徴をほぼ再現する．

③ 長期波浪推算資料によれば，御前崎沖合において波向 SSW～S で入射する外洋の波浪が周辺の海底地形に伴う屈折変形などにより御前崎岸側で SSE～SE 方向に波向を変化させる．

謝辞：NOWPHAS による波浪観測資料および国土交通省国土技術政策総合研究所河川研究部海岸研究室から供与を受けた波浪観測資料を使用していることを明記するとともに，膨大な風・波浪観測資料を提供戴いた関係各機関に謝意を表します．

参考文献

1) 高山知司・高橋英紀・北野正夫・永井紀彦：多峰型方向スペクトルの発生特性とそのときの気象配置，土木学会論文集，No. 726/Ⅱ-62，pp. 73-85，2003.
2) 山口正隆・大福 学・日野幹雄・畑田佳男・森 正憲・野中浩一：内湾・内海における波浪の長期推算システムの構築－伊勢湾の場合－，海岸工学論文集，第 53 巻，pp. 116-120，2006.
3) 畑田佳男・山口正隆・大福 学・高橋秀典：表面風再解析資料を用いた波浪の長期推算システムの適用性の向上，海岸工学論文集，第 52 巻，pp. 141-145，2005.
4) 塩野清治・弘海原 清・升本真二：パソコンで不規則に分布するデータを格子点データに変換してコンターマップを作成する方法（1）－加重一次補間法，情報地質（10），pp. 65-78，1985.
5) 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.