

エネルギー平衡方程式に基づく浅海波浪推算モデルの 適用性について

THE APPLICABILITY OF A SHALLOW WATER WAVE PREDICTION MODEL BASED ON THE RADIATIVE TRANSFER EQUATION

山口正隆*・畑田佳男**・日野幹雄***・小淵恵一郎****

By Masataka YAMAGUCHI, Yoshio HATADA, Mikio HINO and Keiichiro KOBUCHI

Wave hindcast during typhoon 7916 in the Osaka Bay connected with the Kii channel is carried out to investigate the applicability of our shallow water prediction model. To estimate the effect of swells propagating into the area from the Pacific Ocean, deep water waves in the open sea are sequentially computed on a coarse mesh including a part of the Pacific Ocean and on a medium mesh off Shikoku Island, in cases where wind fields are generated by a typhoon model. Next, shallow water waves in the concerned area are hindcasted on a fine mesh, in case where wind fields are estimated through spatial interpolation of the observed winds. The results of computation on each mesh showed reasonable agreement with those of observation in wave heights, and frequency and directional spectra.

1. 緒 言

海岸・港湾構造物の計画設計や防災対策の作成にあたり、沿岸海域に襲来する波浪を適切に推定することはきわめて重要な課題である。欧米諸国では Collins¹⁾ (1972) をはじめとして、特に最近 Cavaleri ら²⁾ (1981) や Golding³⁾ (1983) らにより方向スペクトルの時空間変化を計算できるエネルギー平衡方程式に基づく浅海波浪推算モデルの開発研究が活発に行われている。たとえば、Cavaleri らや Golding はそれぞれ彼らのモデルをアドリア海および北海での浅海波浪計算に適用し、観測結果との比較からその有用性を報告している。一方、わが国では浅海性の影響を考慮したこの種の推算モデルはほぼ皆無であって、わずかに著者らによって独自に提案されたモデル⁴⁾があるにすぎないが、いまだ現地への適用性が検討されていない。

さて、浅海波浪推算モデルの適用性を検討するためには、対象領域はアドリア海や北海南部のように十分に広い浅海部を有していなければならない。外洋における波

浪推算では計算機の制約上数十 km 以上の格子間隔をもつ格子網が用いられるので、陸上に最も近い格子点でも深海域となる。また、これらの計算結果を入力条件として沿岸海域に設けた格子間隔数 km の格子網上で波浪の計算を行っても、海底勾配があまり緩やかでない海域ではほとんど深海波を対象とした計算となるし、あえて浅海性の影響を考慮した計算を実施しようとするれば、現在の計算機的能力から対象領域が非常に狭い範囲に限定される。

わが国では、十分に広い浅海部を有する海域はほとんど存在しないが、大阪湾のようにわが国太平洋岸に点在する水深の浅い内湾はこうした条件を満足すると考えられるので、本研究では、浅海波浪推算モデルの適用海域として大阪湾・紀伊水道海域を取り上げる。大阪湾では、台風時において外洋で発達した波浪が紀伊水道および友ヶ島水道などを通して侵入するとともに、台風に伴う強風により湾内においても比較的高波浪が発生する結果、うねりと風波の共存する状態が出現する。また大阪湾の平均水深は 25~30 m 程度であるので、特に外洋から侵入する長周期波浪は海底地形の影響により変形する。

近年における大阪湾を対象とした波浪推算は合田・永井⁵⁾ (1969)、山口⁶⁾ (1981) および小野川・布施谷・佐藤・井上⁷⁾ (1982) らにより実施されている。合田らの計算

* 正会員 工博 愛媛大学教授 工学部海洋工学科
(〒790 松山市文京町3番)

** 正会員 工修 愛媛大学助手 工学部海洋工学科 (同上)

*** 学生会員 愛媛大学大学院 工学研究科 (同上)

は有義波法に基づく浅海波浪推算モデルによっているが、このモデルでは波浪の屈折および shoaling が考慮されていない。一方、それぞれ別個の source function をもつエネルギー平衡方程式に基づく深海波浪推算モデルを使用した山口および小野川らの研究では、波浪の発達・減衰・変形過程に及ぼす水深変化の影響が無視されている。

そこで、本研究では近年大阪湾南部を通過し、比較的豊富な観測資料が得られている台風 7916 号を対象として、浅海波浪推算モデル⁴⁾および深海波浪推算モデル^{8),9)}に基づく大阪湾・紀伊水道海域での波浪推算を実施し、観測結果との比較から波浪推算モデルの適用性を明らかにするとともに、両モデルによる計算結果の比較から波浪に及ぼす海底地形の影響を考察しようとするものである。波浪推算にあたっては、当該海域に外洋から侵入する長周期波浪の影響を考慮するため、西太平洋に設けた大領域、豊後水道から紀伊水道にかけての四国沿岸沖に設けた中領域および大阪湾・紀伊水道海域に設けた小領域の3段階で各領域の計算結果を境界条件として接続する方法を用いている。この場合、大領域および中領域での計算は台風モデルから風場を推定する深海波浪推算モデル（深海波モデル）によることとする。一方、小領域では海上風場が周辺地形の影響を受けて複雑に変化する結果、台風モデルにより必ずしも適切に評価されないことを考慮し、著者らが提案した実測風の平面内挿補間に基づく海上風の平面分布推定法¹⁰⁾から海上風場を与えた場合の浅海波浪推算モデル（浅海波モデル）および深海波浪推算モデルによる計算を行う。

2. 浅海波浪推算モデル⁴⁾の概要

浅海におけるエネルギー平衡方程式は次式で表わされる。

$$\frac{\partial F}{\partial t} + c_g \cos \theta \frac{\partial F}{\partial x} + c_g \sin \theta \frac{\partial F}{\partial y} + \frac{c_g}{c} \left(\sin \theta \frac{\partial c}{\partial x} - \cos \theta \frac{\partial c}{\partial y} \right) \frac{\partial F}{\partial \theta} = c c_g S(f, \theta) \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 $F = c c_g E(f, \theta)$ 、 c ：成分波の波速、 c_g ：成分波の群速度、 $E(f, \theta)$ ：方向スペクトル、 f ：周波数、 θ ：方位角および $S(f, \theta)$ ：エネルギーの流出入を表わす source function、である。

さて、本研究のモデルでは、source function として、(i) Miles 機構による風波の発達項、(ii) 成分波間の非線形干渉項、(iii) 減衰状態におけるエネルギー減衰項、(iv) 逆風によるエネルギー減衰項、(v) 底面摩擦項、(vi) 浸透項、が直接的な関数表示の形で考慮されており、これらは順風状態 ($|\theta - \theta_w| < \pi/2$) の風波 (a) および

ねり (b) と、逆風状態 ($|\theta - \theta_w| > \pi/2$) のうねり (c) に対してそれぞれ次式のように与えられる。

$$S(f, \theta) = \begin{cases} \text{(a)} & \Gamma + (\beta_B - \tau - D_f - D_\rho) E(f, \theta) \\ & ; f > \delta f_{PM} \text{ and } E(f) \leq E_w^d(f) \\ \text{(b)} & \Gamma - (\tau + D_a + D_f + D_\rho) E(f, \theta) \\ & ; f \leq \delta f_{PM} \text{ or } E(f) > E_w^d(f) \\ \text{(c)} & \Gamma - (\beta_i + \tau + D_a + D_f + D_\rho) E(f, \theta) \\ & \dots\dots\dots (2) \end{cases}$$

ここに、 θ_w ：風向、 f_{PM} ：Pierson-Moskowitz スペクトルのピーク周波数、 δ ：補正係数 (0.8)、 $E(f)$ ：周波数スペクトル、 $E_w^d(f)$ ：浅海平衡周波数スペクトル、であり、特に、本モデルでは $f \leq \delta f_{PM}$ の周波数領域では常にうねりになることが仮定されている。計算に用いた source function の各項の表示式は前述の (i) ~ (vi) に対応してそれぞれ (i) Barnett の式¹¹⁾ $\beta_B E(f, \theta)$ 、(ii) Barnett のパラメーター式の修正式 $\Gamma - \tau E(f, \theta)$ 、(iii) Gelci らの式¹²⁾ $-D_a E(f, \theta)$ 、(iv) 磯崎ら¹³⁾ にならって Miles 機構が逆に作用するという仮定に基づく井上による波の発達式¹⁴⁾ $-\beta_i E(f, \theta)$ 、(v) Collins の式¹¹⁾ $-D_f E(f, \theta)$ 、(vi) Shemdin らの式¹⁵⁾ $-D_\rho E(f, \theta)$ 、であり、本モデルでは観測結果と計算結果との対応を考えて (iii) の減衰項を新たに追加するとともに、逆風項の表示式を低周波側で cut-off 周波数をもつ Barnett の式から、全周波数に対し有限値をとる井上の式 (ただし、方向に関する減衰率の変化を $|\cos(\theta - \theta_w)|$ によって表示している) に変更した。

ついで、砕波によるエネルギー逸散項の表現は、発達段階 (a) にある波浪は砕波によって平衡周波数スペクトルで表わされる以上のエネルギーを獲得できないことおよび方向分布関数は砕波によっても不変であることを仮定して次式により行う。

$$E_{new}(f, \theta) = E_{old}(f, \theta) \{ E_\infty(f) / E_{old}(f) \} \dots\dots\dots (3)$$

ここに、添字 'old' および 'new' は砕波前および砕波後を示す。そして、本モデルで用いられた平衡周波数スペクトルは Kitaigorodskii らの高周波側に対する平衡スペクトルとピーク周波数付近に対する JONSWAP スペクトルを組み合わせた TMA スペクトル¹⁶⁾の修正式である。また、計算開始に必要な風波の方向スペクトルの初期値は、実用上無視し得る風速 2 m/s に対する Pierson-Moskowitz スペクトルおよび $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数を仮定して得られる方向スペクトルによって与えた。なお、式 (1) および (2) において水深を無限大とすれば、shoaling、屈折、底面摩擦および浸透に関する各項が省略されるとともに、TMA スペクトルも JONSWAP スペクトルに一致するので、本モデルは著者らが先に提案した深海波浪推算モデル^{8),9)}に帰着する。

さて、式(1)の数値積分は右辺を0とした移流伝播方程式と移流伝播項を0とした発達・減衰方程式を1ステップ内で交互に解く時間分割法を使用する。そして移流伝播計算には特性曲線法の一つである piecewise ray method と方向に関する1次内挿補間式を併用する方法を採用した。また、発達・減衰計算は各タイムステップの各格子点において移流伝播計算結果を初期値として解析解を使用して行ったが、方向スペクトルの積分値である周波数スペクトルが平衡周波数スペクトルを超える場合には式(3)に従って砕波によるエネルギー減衰を考慮した。

3. 外洋における波浪追算

(1) 大領域における波浪追算

台風時における大阪湾での波浪を精度よく推定するためには、紀伊水道を通過して大阪湾内に侵入する長周期波浪の影響を考慮する必要があるため、波浪追算は前述のように大領域、中領域および小領域の3段階で実施された。本節の目的は、西太平洋の一部および東シナ海を含む大領域を対象として深海波モデルを用いた外洋波浪の追算を行い、次節で述べる四国沿岸域に設けた中領域での波浪追算に対する境界条件を与えることである。

Fig.1は北緯22°~35°、東経122°~139°(南北約1500 km、東西約1950 km)の太平洋上に設けた格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 80$ km の計算格子網(20×25)および台風7916号の経路を示したものである。本研究で波浪追算の対象とした台風7916号は沖縄本島東海上をゆっくり北上したのち、進路を北東に変えるとともに、速度を増して室戸岬を通過し、和歌山市付近に再上陸して日本列島を縦断した。

まず、波浪追算に必要な海上風の推定は、台風内の気圧分布として Meyer 式を用いた台風モデルによることとし、台風半径、気圧深度、吹き込み角および台風位置を1時間ごとに与えた。この場合、海上風への換算係数および台風の移動速度と場の風の速度の比を表わす係数

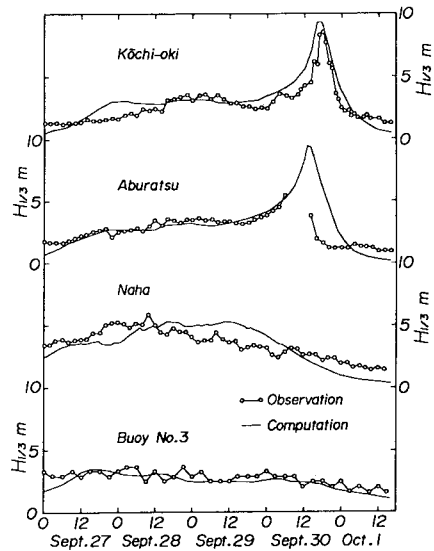


Fig.2 Comparison between the computed and the observed significant wave heights.

はそれぞれ0.6とした。

次に、計算条件は周波数分割数20 ($f = 0.036 \sim 1$ Hz)、方向分割数19 ($\Delta\theta = 20^\circ$)、計算時間間隔 $\Delta t = 1$ hr であり、台風が北緯20°付近にある9月25日から北海道東方海上に至った10月1日15時までの期間について計算を行った。また境界条件としては、陸地境界では方向スペクトルが0であること、流出境界ではエネルギーが完全吸収されることを仮定するとともに、外洋に面した流入境界では局所風に対応して Ross の台風モデル¹⁷⁾による周波数スペクトルと Hasselmann らによる方向分布関数¹⁸⁾からなる方向スペクトルを与えた。Fig.2はブイNo.3(水深1200 m)、那覇(水深50 m)、油津(水深50 m)および高知沖(水深120 m)における有義波高の経時変化を計算結果と観測結果について示したものである。この場合、台風のように時空間変化が著しい風や波浪の場合に対して、80 km といった相対的に大きい格子間隔を使用して得られた計算結果と、ブイNo.3を除き、海岸近くに設置され、したがって計算に含まれない周辺地形の影響を受けた観測結果とを比較検討している点に注意する必要がある。さて、こうした点に留意して Fig.2をみると、7916号の進行速度は小さかったため、いずれの地点でも台風中心の通過時点を除いて、波高は緩やかに増減しており、この変化特性は計算結果によってよく再現されている。また、台風通過前後の高知沖や油津では、波高の急激な増加・減少が生ずるが、計算結果と観測結果との対応は特に油津における減衰期で必ずしも十分でない。これは油津での減衰期に九州南部によって遮蔽されるはずのSW方向の波浪が、海岸より80 km離れた

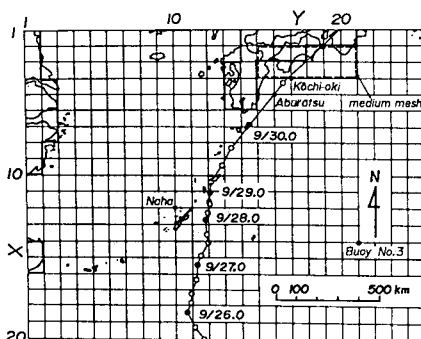


Fig.1 Grid system (coarse mesh).

格子点では計算に含まれるという、計算結果の空間分解能の制約に起因するものである。一方、高知沖における発達期で両者の対応が十分でない原因も台風のように時空間変化の激しい風および波浪の場を 80 km という格子間隔で表現する点にあると考えられる。

Fig. 3 は 2 時点における有義波高の平面分布をカスター図 (有義波高を矢印の長さで、平均波向を方向で表示した図) および等値線図として表わしたものである。これらの図から、台風風の特性を反映して台風中心付近に高波高域が形成されることや、台風中心から離れるに従って、ほぼ同心円状の減衰特性を示す波高分布が台風の北上とともに移動すること、台風中心付近から周辺に向かって反時計方向に波浪が放射されること、沖縄本島および奄美大島あるいは日本本土の影響により波高の等値線形状がひずむこと、さらに台風右半円の波高がより大きいことなどが見出される。また、四国沖合での波浪特性をみると、台風中心が南方海上にある時点では波浪は S 方向から入射し、九州南部による遮蔽効果をあまり受けないのに対し、台風中心通過後は入射方向が SW に変化して九州南部の遮蔽効果が増大している。さらに、7916 号は台風半径の小さい台風であったため、台風中心付近における波高の空間変化が著しいことも特徴の 1 つである。

(2) 中領域における波浪追算

本節の目的は、(1) での追算結果を境界条件として中領域での波浪追算を深海波モデルにより実施し、小領域での波浪計算のための境界条件を与えることである。計算領域は Fig. 4 に示すように、北緯 $32.5^{\circ} \sim 34^{\circ}$ 、東経

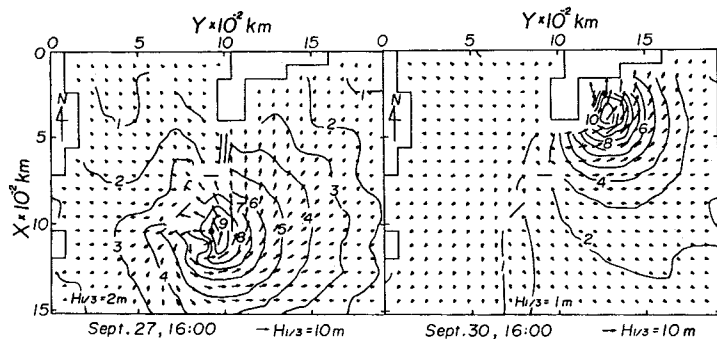


Fig. 3 Spatial distribution of the computed significant wave heights.

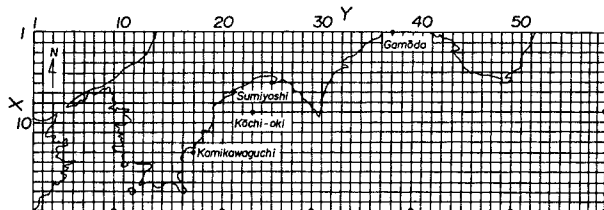


Fig. 4 Grid system (medium mesh).

$131.5^{\circ} \sim 137^{\circ}$ の南北 144 km, 東西 464 km の海域を $\Delta x = \Delta y = 8$ km で 19×59 に分割した正方形格子網領域であり、波浪追算に必要な海上風は台風中心の位置を 30 分ごとに、そして他のパラメーターを 1 時間ごとに与えた台風モデルから 30 分間隔で推定し、時間間隔 $\Delta t = 6$ min で計算を実施した。この場合、外洋に面する境界が流入境界となるとき、境界条件として大領域での方向スペクトルを空間に関して 8 km ごとに、時間に関して 6 分ごとに線型内挿して境界上の各格子点に与えた。また、内海に面する蒲生田岬〜日ノ御崎間および佐賀関〜佐田岬間の開境界ではそれぞれ内海から流入する波浪は無視できると仮定する一方、これらの境界が流出境界となる場合にはエネルギーは完全吸収されるものと仮定した。なお、蒲生田岬〜日ノ御崎間の格子点での計算結果は小領域での波浪追算における境界条件を与える。また、波高計設置点に対応する格子点では、計算結果に及ぼす水深の影響を考慮するため、砕波の評価に浅海平衡周波数スペクトルが用いられている。

Fig. 5 は、上川口 (水深 28 m), 高知沖 (水深 120 m) および住吉 (水深 13 m) における有義波高の経時変化に対する計算結果と観測結果を比較したものである。この図によると、まず高知沖では最盛時での計算結果は観測結果よりやや大きく、一方減衰期の計算結果は観測結果ほど急激な減少を示さないけれども、両者はかなりよく一致している。ついで、住吉では発達期で両者はよく対応するものの、最盛時から減衰期にかけての計算結果

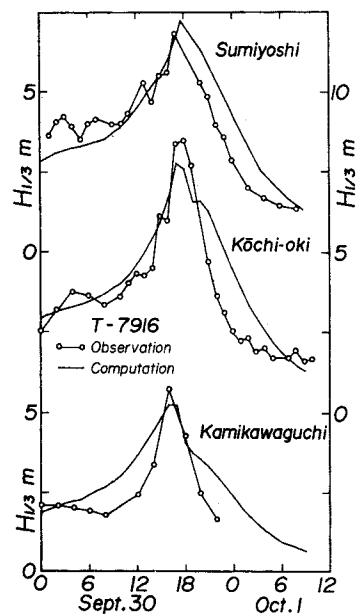


Fig. 5 Comparison between the computed and the observed significant wave heights.

は観測結果を上回っているし、さらに上川口では最盛時において計算結果は観測結果をよく再現するが、発達期および減衰期においては計算結果がより大きい値を与えている。このように詳細な比較から、計算結果と観測結果の不一致が特に減衰期で見出されるが、平均的にみれば、波浪推算モデルは各地点における波高の経時変化をある程度の精度で再現していると考えられる。なお、減衰期における両者の不一致は主として、台風が日本へ上陸したのち、陸地地形の影響によって風速を急減させる現象を台風モデルが適切に再現しないことによると推定される。また、高知沖ブイによる周波数スペクトルの観測結果を計算結果と比較したのが Fig. 6 であり、両者はかなりよく一致することやスペクトルはいずれの時点でも単峰性であることが見出される。ただし、低周波側の観測結果が計算結果より大きいのは観測に用いられたディスクブイの浮体としての長周期漂流によるもので

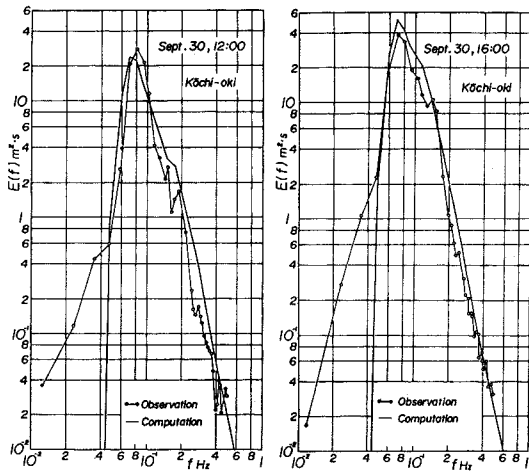


Fig. 6 Comparison between the computed and the observed frequency spectra.

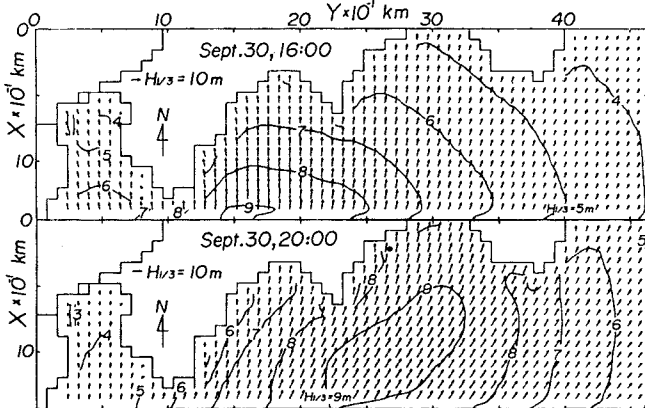


Fig. 7 Spatial distribution of the computed significant wave heights.

ある。次に、Fig. 7 は波高の平面分布を 2 時点について図示したものである。これから、台風中心右側に形成された最大波高域がその波高を増大させながら北上すること、および風特性の顕著な空間変化や地形特性の影響によって最大波高域からわずか 100 km 程度離れるだけで波高がかなり減少すること、さらに、波浪は時間の経過とともに波向を S から SW に緩やかに変化させながらも終始外洋から入射するが、豊後水道および土佐湾のように、台風中心の位置との関係で台風左半円内となる海域では逆風の影響により波高が減少することなどが見出される。

以上のことから、台風 7916 号のように台風半径が小さく、したがって風および波浪の空間変化が著しい台風時を対象として陸地に近い地点での波浪観測結果を精度よく再現するためには、格子間隔の小さい計算格子網を使用することによって計算結果の空間分解能を向上させる必要があると推定される。

4. 大阪湾・紀伊水道海域における波浪追算

(1) 計算方法

大阪湾・紀伊水道海域における波浪追算は中領域で計算された蒲生田岬～日ノ御崎間における方向スペクトルを境界条件として与えるとともに、海上風を実測風の平面内挿補間から推定した浅海波モデルにより実施した。また、計算結果に及ぼす水深の影響を検討するため、深海波モデルによる波浪追算も行った。

Fig. 8 は格子間隔 $\Delta x = \Delta y = 3 \text{ km}$ で 36×28 に分割された計算格子網および実測風の平面内挿に基づく海上風の推定法を適用する場合に用いられる三角形要素網（各頂点が風速計設置点に相当する）を示したものである。

実際計算では、まず当該海域周辺の 14 地点における

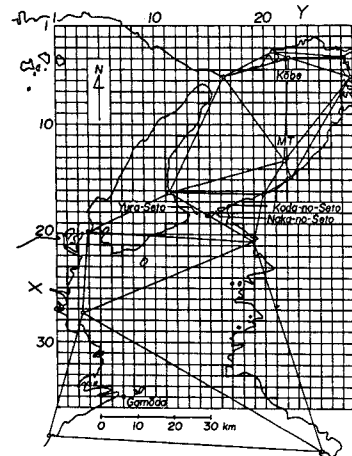


Fig. 8 Grid system (fine mesh).

1時間ごとの風向風速記録に平面補間式と時間に関する1次補間式を適用して30分ごとの海上風分布を推定した。ついで、境界条件として蒲生田岬～日ノ御崎の外洋に面した境界では8km間隔で6分ごとに計算された中領域での追算結果を空間に関して3kmごとに線型内挿して流入方向に与えたが、これが流出境界となる場合にはエネルギーが完全に吸収されるものと仮定した。一方、上述の外洋に面した境界以外の境界は鳴門海峡および明石海峡ともに陸地境界とし、そこでの方向スペクトルを0とした。また、計算に用いた周波数および方位角のきざみは中・大領域と同一であり、計算時間間隔は $\Delta t = 2 \text{ min}$ である。なお、浅海波モデルの適用に際し必要となる当該海域の水深は、海図から得られた値に平均潮位を加えたものである。

さて、外洋から侵入した波浪が大阪湾内に伝播する際に通過する友ヶ島水道は、西側から順に由良瀬戸、中ノ瀬戸および加太瀬戸から成り立っており、各海峡の開口幅はそれぞれ約3.6km、0.3kmおよび0.8kmである。したがって、格子間隔3kmの現在の格子網では中ノ瀬戸および加太瀬戸を表現できないので、第1段階では由良瀬戸のみを開口部として両モデルによる波浪追算を実施した。しかし、MT局における観測結果と比較した結果、たとえ浅海波モデルによっても大阪湾内に侵入する長周期波を十分に適切に評価できないことがわかったので、第2段階では由良瀬戸に加えて加太瀬戸をも開口部とした計算を実施した。この場合、加太瀬戸と中ノ瀬戸を合わせた開口幅が計算格子間隔のほぼ1/2に近いことから、加太瀬戸に相当する格子点での方向スペクトルの1/2が加太瀬戸から大阪湾内に流入するものとした。以下由良瀬戸のみを開口部とした深海および浅海波推算モデルをそれぞれ1点深海波モデルおよび1点浅海波モデル、由良瀬戸に加えて加太瀬戸をも開口部とした深海および浅海波推算モデルをそれぞれ2点深海波モデルおよび2点浅海波モデルとよぶ。

(2) 観測結果との比較

Fig. 9は外洋境界近くに位置する蒲生田岬(水深16.5m)での有義波高に対する計算結果と観測結果を比較したものであり、この場合の計算結果は友ヶ島水道の開口幅の影響を受けないので、浅海波モデル(S.W. Model)および深海波モデル(D.W. Model)による結果がそれぞれ1つ図示されている。これらの結果によれば、計算結果は観測結果より緩やかに波高を増減させており、特にその傾向は浅海波モデルにおいて若干顕著であるが、両者の変化特性は最盛時付近を含めて比較的良好に対応している。

Fig. 10は大阪湾内に位置するMT局(水深18.5m)および神戸港(水深16.5m)における有義波高の経時

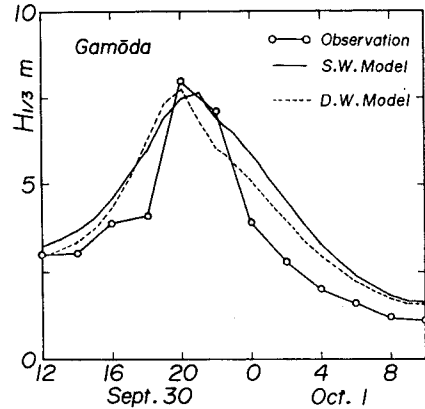


Fig. 9 Comparison between the computed and the observed significant wave heights (1).

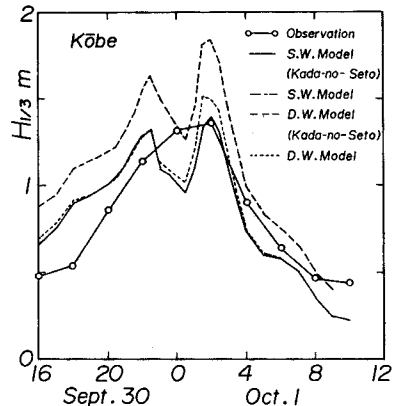
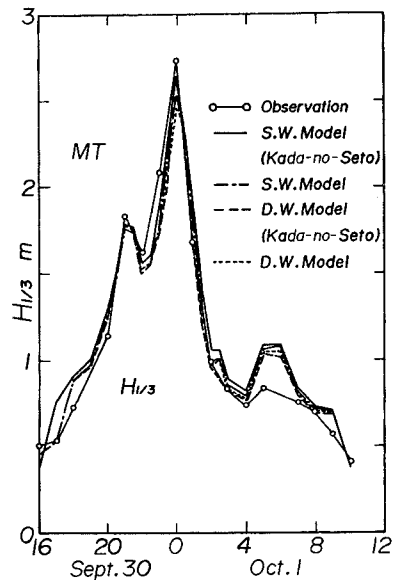


Fig. 10 Comparison between the computed and the observed significant wave heights (2).

変化を計算結果および観測結果について示したものであり、この場合には前述した友ヶ島水道における開口部の処理方法と波浪推算モデルの種類によって4ケースの計算結果が存在する。まず、MT局の波浪は局所風に伴う湾内発生波浪により支配されるが、数値計算では実測風の平面内挿結果を使用しているため、いずれの計算結果も観測結果とよく対応しており、中でも加太瀬戸をも開口部とした2点浅海波モデルによる結果は最盛期付近での観測結果を最もよく再現している。ついで、湾奥部に近い神戸港での結果をみると、2点深海波モデルを除く計算結果（1点浅海波モデルと2点浅海波モデルの計算結果はほぼ一致する）は最盛期後半から減衰期に至る観測結果の変化特性をよく再現しているが、発達期では観測結果より大きく、また最盛期では急減後ただちに急増しており、観測結果と変化傾向を異にする。この台風時の発達期における波浪は大阪市方面から吹送した風によってもたらされていることから、前者の特性は数値計算に含まれない複雑な地形特性に起因すると推定される。一方、計算結果における最盛期の特性は、台風中心通過時の風向急変に伴い、波浪が逆風的作用を受けて一度減少したのち、再び発達したことによるものであるが、観測結果になぜこうした傾向が見出されないかは、2時間という粗い観測時間間隔の制約もあって不明である。さらに、2点深海波モデルが他のモデルよりかなり過大な値を与えるのは、加太瀬戸から侵入した長周期波浪が神戸港に直接到達するためであり、これは紀伊水道海域および大阪湾での屈折によって神戸港へ到達する長周期波浪が著しく減少するという2点浅海波モデルによる結果と対照的である。

Fig. 11はMT局での周波数スペクトルに対する観測結果¹⁹⁾と4種類の計算結果を2時点において比較したものであり、湾内発生波に伴う高周波側のスペクトル特性はいずれの波浪推算モデルによってもよく再現されている。一方、外洋から侵入したうねりによって生じた低周波側のスペクトル特性に対しては、深海波モデルは観測結果を全く説明できない。また、このスペクトル変化の定量的な説明は由良瀬戸のみを開口部とした1点浅海波モデルによっては不十分であり、由良瀬戸のみならず加太瀬戸をも開口部とした2点浅海波モデルに基づく必要がある。しかし、スペクトルの詳細をみると、うねり成分に対応するスペクトルの周波数幅は計算結果においてより狭くなっており、その結果、計算結果におけるうねり成分と風波成分は明確に分離されている。これはおそらく計算格子間隔や方向分割数など計算結果の分解能の制約によって中間周波数帯の成分がMT局に

十分到達しないことによると考えられる。

Fig. 12は方向スペクトルの観測結果¹⁹⁾とうねり成分を最もよく再現した2点浅海波モデルによる計算結果を、Fig. 11と同時点において示したものである。この場合、方向スペクトルの観測結果は水平2成分の流速計および波高計記録からLonguet-Higginsの解析方法を通じて得られており、したがって実際のスペクトルよりかなり平滑化されているが、このことを念頭におけば両者はいずれの時点についてもかなりよく対応しているようにみえる。すなわち、9月30日20時での方向スペク

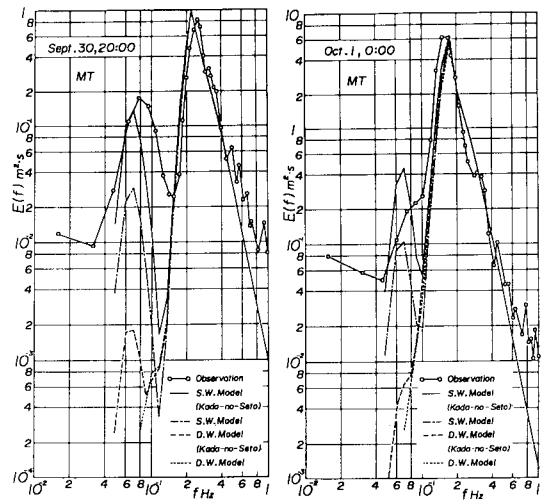


Fig. 11 Comparison between the computed and the observed frequency spectra.

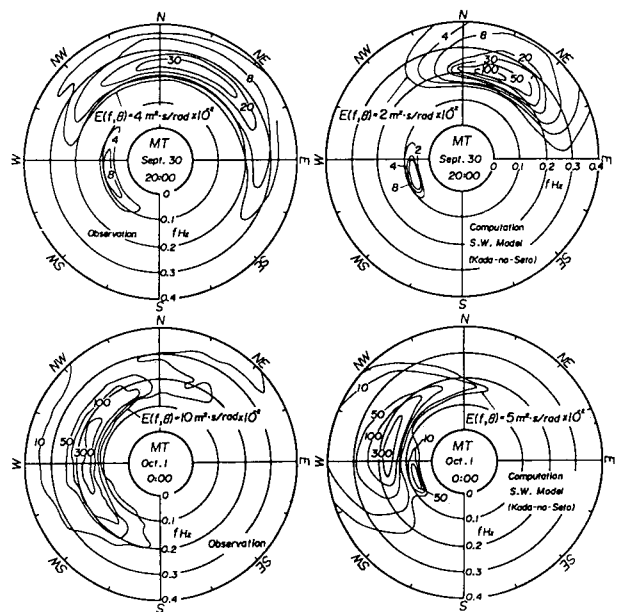


Fig. 12 Comparison between the computed and the observed directional spectra.

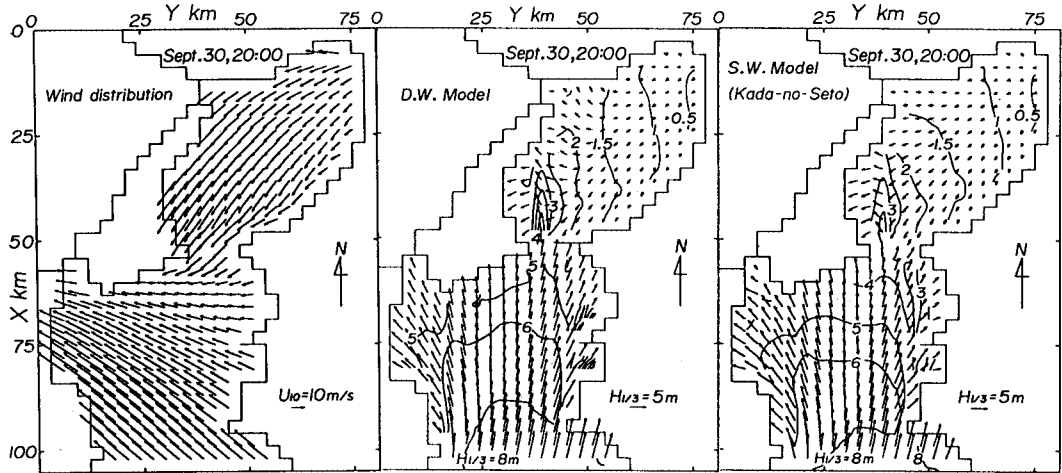


Fig.13 Spatial distribution of the computed winds and significant wave heights.

トルは NNE 方向の湾内発生波と WSW 方向の湾外伝播波より成り立っているのに対し、10月1日0時でのそれは主として W~WNW 方向の湾内発生波によって占められている。ただし、0時での計算結果には、観測結果において存在しない WSW 方向のうねり成分に伴う低周波側のピークが見出される。

結局、以上の考察から加太瀬戸をも開口部とした2点深海波モデルは神戸港における波浪を過大評価することや MT 局における低周波側でのスペクトル特性を全く説明しないことから、不適切なモデルであること、およ

び有義波高は1点深海波モデルによって推定することが可能であるが、スペクトルを含む詳細な波浪特性の推定は外洋からの長周期波浪の浅海変形を評価できる2点浅海波モデルによる必要があるといえよう。

(3) 波浪の平面分布特性

ここでは、前述の計算結果に基づいて波浪の平面分布特性を検討する。

Fig. 13は海上風ベクトルと1点深海波モデルおよび2点浅海波モデルによるカスター図および波高の等値線分布を示したものである。この時点では台風中心が室戸

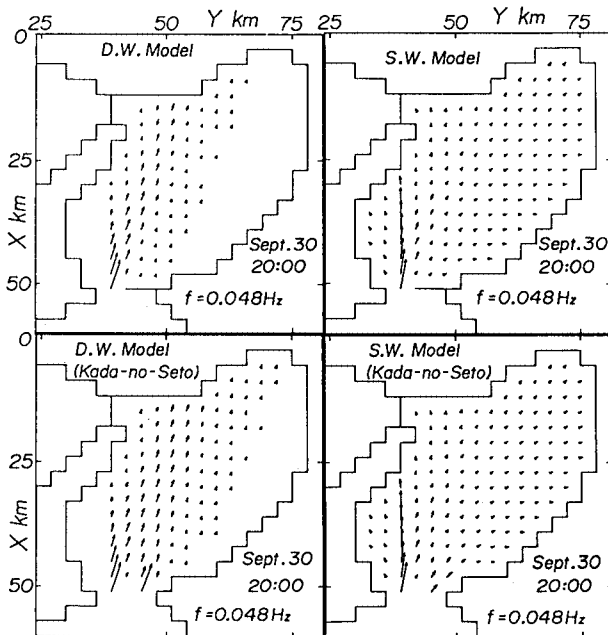


Fig.14 Propagation of single component of frequency spectrum into the Osaka Bay.

岬付近に位置するので、紀伊水道では反時計方向の回転をもつ風場が形成されている。この結果を台風モデルによる結果と比較すると、紀伊水道内の風特性は比較的よく対応するが、大阪湾内では台風モデルにより再現される風向より2方位S方向に回転したNE方向の風場であって、大阪市から友ヶ島方向に吹送している。一方、波高の平面分布図によれば、紀伊水道内ではS方向の波向をもつ外洋からの侵入波浪が卓越し、それが地形の影響を受けて平均波向を変えながら、紀伊水道を囲む各海岸部に入射伝播しているが、浅海波モデルでは屈折の影響により平均波向の空間変化が大きく、波浪場が発散傾向を示すことがわかる。この結果、友ヶ島水道に到達し大阪湾内に伝播する外洋波浪の規模は浅海波モデルにおいてより減少しており、したがって、淡路島の洲本沖合に形成された外洋から侵入波浪を表す波高も小さい。すなわち、定性的にみれば、深海波モデルは大阪湾内に伝播する外洋波浪の規模を過大評価することになる。また、大阪湾内では前述のようにNE方向の風が吹送することに対応して波

向も NE 方向となるが、浅海波モデルでは外洋から侵入する波浪の波向が屈折により淡路島および大阪方向に変化し発散するので、対岸の神戸方面に到達する長周期波浪の規模が減少する。その結果、平均波向分布に及ぼす外洋波浪の影響は洲本沖合近傍のみで顕著になる。一方、深海波モデルでは、より規模の大きい外洋波浪の影響によって直進領域にあたる友ヶ島～神戸間の広い海域で波向が南寄りに変化している。

次に、外洋から侵入する長周期波浪の大阪湾内での変形を詳細に検討するため、 $f=0.048$ Hz に対応する成分波の周波数スペクトル密度ベクトル図（矢印の長さは由良瀬戸における値で無次元化された周波数スペクトル密度を、方向がその平均波向を表わす）を 4 種類の計算結果について図示したのが Fig. 14 である。まず、1 点深海波モデルでは、由良瀬戸から SSW 方向の波向の成分波がその波向を変えずに伝播するので、淡路島や大阪府沿岸にほとんど到達しないのに対し、1 点浅海波モデルでは屈折によって波向が変化し、大阪湾全域に伝播している。また、加太瀬戸を考慮した 2 点深海波モデルでは、長周期成分波の伝播海域が当然拡大するけれども、長周期成分波は淡路島や大阪府沿岸には依然として到達しない。一方、2 点浅海波モデルでは、加太瀬戸からの伝播により友ヶ島近傍の長周期成分波は若干増加するが、これらの成分波は屈折により大阪府南部海岸へ向かって屈折するので、湾奥の大阪市や神戸にはほとんど影響しない。さらに、深海波モデルでは、成分波が直進することから、深海波モデルに基づく友ヶ島～神戸間の海域における成分波は浅海波モデルによる結果よりかなり増大していることが見出される。

5. 結 語

以上、本研究では著者らが開発したエネルギー平衡方程式に基づく浅海波浪推算モデルの適用性を検討するため、台風時における大阪湾・紀伊水道海域での波浪を外洋大領域、四国沿岸沖中領域および大阪湾・紀伊水道小領域の 3 段階で計算し、観測結果と比較検討した。得られた結果は次のように要約される。

(1) 外洋において台風により発生した波浪は、台風に伴う風の場合が台風モデルによりある程度の精度をもって推定されるならば、深海波モデルにより実用上満足のいく精度で評価される。しかし、沿岸海域で陸地地形による遮蔽効果が有効に作用するとき、その精度が低下する場合もある。

(2) 台風に伴う波浪特性を沿岸海域において適切に推定するためには数値計算格子網の間隔を小さくして計算結果の空間分解能を向上させるとともに、水深の影響を考慮する必要がある。このことは台風 7916 号のよう

に台風半径が小さく、風や波浪特性の空間変化が著しい台風に対して特にあてはまる。

(3) 大阪湾内での波浪は深海波モデルおよび浅海波モデルのいずれによっても精度よく評価されるが、外洋から侵入するうねりを含むスペクトルの詳細な特性を定量的に再現するためには、由良瀬戸のみならず加太瀬戸をも開口部とした浅海波モデルに基づく必要がある。

最後に、多数の風および波資料を提供頂いた運輸省第三港湾建設局を初めとする関係各官庁に深甚の謝意を表明するとともに、資料の整理や図面の作成に助力された愛媛大学工学部海洋工学科 大福 学技官および津市役所 芹沢孝則氏に感謝する次第である。また、本研究は文部省科学研究費による研究成果の一部であることを付記する。なお、数値計算は九州大学大型計算機センターの Facom M-382 および愛媛大学情報処理センターの Facom M-180 II AD によった。

参 考 文 献

- Collins, J. I. : Prediction of shallow water waves, Jour. Geophys. Res., Vol. 77, No. 15, pp. 2693~2707, 1972.
- Cavaleri, L. and Rizzoli, P. M. : Wind wave prediction in shallow water; theory and applications, Jour. Geophys. Res., Vol. 86, No. C11, pp. 10961~10973, 1981.
- Golding, B. : A wave prediction system for realtime sea state forecasting, Quat. Jour. Royal Meteorol. Soc., Vol. 109, pp. 393~416, 1983.
- 山口正隆・畑田佳男・細野浩司・日野幹雄：エネルギー平衡方程式に基づく浅海波浪の数値予知モデルについて、第 31 回海岸工学講演会論文集, pp. 123~127, 1984.
- 合田良実・永井康平：大阪湾における台風時の波浪の数値計算、第 16 回海岸工学講演会講演集, pp. 75~84, 1969.
- 土屋義人：高潮の発生機構とその極値に関する研究、3. 2. 2 e 数値予知法の大阪湾への適用性（山口正隆）、文部省科学研究費自然災害特別研究研究成果, No. A-56-4, pp. 76~80, 1981.
- 小野川繁澄・布施谷寛・佐藤孝夫・井上篤次郎：スペクトル法による四国沿岸及び大阪湾内での波浪推算について、第 29 回海岸工学講演会論文集, pp. 6~10, 1982.
- 山口正隆・畑田佳男・日野幹雄：台風時における瀬戸内海西部海域での波浪追算について、第 21 回自然災害科学シンポジウム講演会要旨集, pp. 197~200, 1984.
- 山口正隆・畑田佳男・日野幹雄：波浪推算に基づく佐渡島の波浪遮蔽効果の検討、土木学会論文集, pp. 195~202, 1986.
- 山口正隆・渡辺 健・畑田佳男：大阪湾における海上風の平面分布特性について、第 28 回海岸工学講演会論文集, pp. 168~172, 1981.
- Barnett, T. P. : On the generation, dissipation and prediction of ocean wind waves, Jour. Geophys. Res., Vol. 73, No. 2, pp. 513~529, 1968.
- Gelci, R. and Devillaz, E. : Le calcul numérique de

- l'état de la mer, La Houille Blanche, No. 2, pp.117~136, 1970.
- 13) Isozaki, I. and Uji, T. : Numerical prediction of ocean wind waves, Papers in Meteorol. and Geophys., Vol. 24, No. 2, pp.207~231, 1973.
- 14) Inoue, T. : On the growth of the spectrum of a wind generated sea according to a modified Miles-Phillips mechanism and its application to wave forecasting, New York Univ., Geophys. Sci. Lab., TR-67-5, 1967.
- 15) Shemdin, O.H., Hasselmann, K., Hsiao, S.V. and Herterich, K. : Nonlinear and linear bottom interaction effect in shallow water, Turbulent Fluxes through the Sea Surface, Wave Dynamics and Prediction, Plenum Press, pp.347~372, 1977.
- 16) Bouws, E., Günther, H., Rosenthal, W. and Vincent, C.L. : Similarity of the wind wave spectrum in the finite depth water 1, spectral form, Jour. Geophys. Res., Vol. 90, No. C1, pp.975~986, 1985.
- 17) Ross, D.B. : A simplified model for forecasting hurricane generated waves, Bull. American Meteorol. Soc., No. 113, 1976.
- 18) Hasselmann, D.E., Dunckel, M. and Ewing, J.A. : Directional wave spectra observed during JONSWAP 1973, Jour. Phys. Oceanogr., Vol. 10, pp.1264~1280, 1980.
- 19) 運輸省第三港湾建設局関西国際空港計画室：関西国際空港建設工事における工事管理のための気象・海象予測, pp. 284, 1984.

(1985. 7. 19・受付)