

現場用波浪推算モデルによる台風時および季節風時の波浪追算

山口正隆*・畑田佳男**・西岡賢嗣***・早川 淳****

1. 緒 言

波の方向スペクトルの時空間変化をエネルギー平衡方程式に基づいて算出する波浪推算法の研究は近年目覚ましく進展してきたが、モデルの性質上長時間の計算機の占有と大記憶容量を必要とすることから、大型電子計算機の使用が前提とされてきた。しかし昨今のパーソナルコンピュータ（以下パソコンと呼ぶ）の性能の向上を考慮するとき、パソコン仕様の比較的簡単でかつ精度の良い波浪推算モデルが開発されるなら、現場での需要が大きいと考えられる。

こうした立場から、山口ら(1987)はパソコンを利用した、エネルギー平衡方程式に基づく1地点用深海波浪推算モデルを開発し、太平洋岸での多くの台風時における波浪追算結果と観測結果との比較検討から、その適用性を明らかにした。ついで、プログラムの改良とパソコン機種の変更により計算時間の大幅な短縮と予測モデルへの拡張を実現した(山口ら, 1988b; 1989)。一方、後藤ら(1988)は、磯崎・宇治の波浪推算モデルをパソコン仕様の1地点用波浪推算モデルに修正し、台風時の波浪観測結果との比較から良好な対応を得た。しかし、これらのモデルはいずれも海上風の推定に台風モデル法を使用しており、季節風に伴う波浪の推算に使用できない。

そこで、本研究では、天気図解析法に基づく海上風推算モデルを組み込むことにより、台風のみならず季節風を対象とした波浪推算を可能にしたモデルを報告するとともに、台風時および季節風時における波浪追算結果と観測結果との比較から、その適用性を検討する。

2. 波浪推算モデルの概要

(1) エネルギー平衡方程式と source function

本モデルの基礎式は深海におけるエネルギー平衡方程式であり、1点法の適用にあわせて書き直せば、次式の通りである。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t} + c_g \frac{\partial E(f, \theta)}{\partial s} &= G \\ \frac{dx}{ds} &= \cos \theta, \quad \frac{dy}{ds} = \sin \theta \end{aligned} \right\} \dots\dots\dots (1)$$

ここに、 f : 周波数、 θ : 波向、 $E(f, \theta)$: 方向スペクトル、 $c_g (=g/4\pi f)$: 成分波の群速度、 g : 重力加速度、 s : 波向線、である。 G は波浪のエネルギーの流出入機構を表す source function であり、(a)風波の発達段階、(b)順風状態でうねりの減衰段階、(c)逆風によるうねりの減衰段階に対し、それぞれ次式のように表される(山口ら, 1987, 1989)。

$$G = \begin{cases} \alpha + \beta E(f, \theta) & ; |\theta - \theta_w| \leq \pi/2, E(f, \theta) \leq E_\infty(f, \theta) \\ -D_a \{E(f, \theta) - E_\infty(f, \theta)\} & ; |\theta - \theta_w| \leq \pi/2, E(f, \theta) > E_\infty(f, \theta) \\ -D_w E(f, \theta) & ; |\theta - \theta_w| > \pi/2 \end{cases} \dots\dots\dots (2)$$

ここに、 θ_w : 風向、 α : Phillips 機構による風波の発生率、 β : Miles 機構による風波の発達率、 D_a : 順風状態でうねりの減衰率、 D_w : 逆風によるうねりの減衰率、および $E_\infty(f, \theta)$: 平衡方向スペクトル、である。Pierson-Moskowitz (P-M) スペクトルと $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数の積で与えられる平衡方向スペクトルは、波浪の発達段階に関する判定基準として用いられ、風波の発達段階では、 $E(f, \theta) \leq E_\infty(f, \theta)$ と仮定する。式(2)の各項の具体的な形は山口らの論文(1987, 1989)に示されている。

(2) 数値計算法

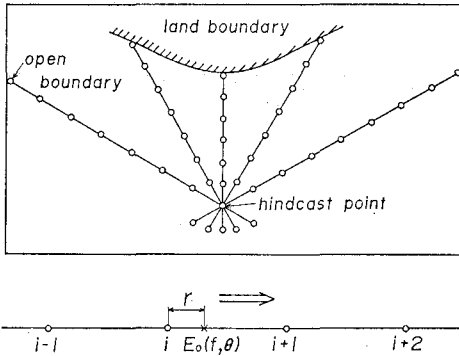
式(1)の数値積分は式(1)の右辺を0とした伝播方程式と伝播項を無視した発達・減衰方程式を交互に解く時間分割法による。まず、伝播計算は、図-1に示すように、波浪推算点に集中する各成分波の波向線上格子点での特性曲線法と Lagrange の3次補間式を組み合わせた piecewise ray method の適用による。すなわち、時刻 $t - \Delta t$ における方向スペクトル $E_0(f, \theta)$ が Δt 時間で $c_g(f) \cdot \Delta t$ の距離を伝播して計算対象格子点に到達すると仮定し、これを1次元 Lagrange 3次補間式の適用から内挿する方法である。ただし、流出境界点と流入境界点の隣の格子点では、3次 Lagrange 補間式が適用できないので、それぞれ2次および1次補間式を用いる。また、波

* 正 会 員 工 博 愛媛大学教授 工学部海洋工学科

** 正 会 員 工 修 愛媛大学助手 工学部海洋工学科

*** 学生会員 愛媛大学大学院 工学研究科

**** 正 会 員 工 修 東亜建設工業株式会社



図一 波の伝播計算

浪推算点を波向線の終端(流出境界点)とし、そこで相対的に数値分散の大きい2次補間式を使用することを避けるため、波浪推算点より波浪の伝播方向に架空の計算点を1個加えて波浪推算点での伝播計算に3次Lagrange補間式が使えるようにする。

発達・減衰計算は、発達・減衰方程式の解析解による。

$$E(f, \theta) = \begin{cases} \{\alpha/\beta + E_0(f, \theta)\} \exp(\beta \Delta t) - \alpha/\beta & ; |\theta - \theta_w| \leq \pi/2, E_0(f, \theta) \leq E_\infty(f, \theta) \\ E_\infty(f, \theta) + \{E_0(f, \theta) - E_\infty(f, \theta)\} \exp(-D_d \Delta t) & ; |\theta - \theta_w| \leq \pi/2, E_0(f, \theta) > E_\infty(f, \theta) \\ E_0(f, \theta) \exp(-D_w \Delta t) & ; |\theta - \theta_w| > \pi/2 \end{cases} \quad \dots\dots\dots (3)$$

また、風波の発達計算結果が平衡方向スペクトル $E_\infty(f, \theta)$ を越える場合には、 $E(f, \theta) = E_\infty(f, \theta)$ として碎波の影響を考慮する。山口ら (1988b, 1989) のモデルでは、計算時間を節約するため、前進差分によって発達・減衰方程式の解を近似した。しかし、台風時における多くの波浪追算結果の考察によれば、計算時間は若干増大するが、式 (3) がより良好な追算精度を与えたので、以前のモデル (山口ら, 1987) の解法に戻した。

波浪推算モデルのプログラミングでは、計算に繰り返して使用する関数値 (正弦・余弦・指数関数) や、係数値 (式 (2) の α, β, D_d, D_w , P-M スペクトル, Lagrange 補間式の係数など) をあらかじめパラメータ (係数値の場合には周波数と風速) の広い範囲で計算して数表の形で記憶させ、計算過程ではこれらの値を内挿するという方法を取ることににより、計算時間の短縮をはかる。

(3) 境界条件

境界は陸地境界と開境界から構成される。陸地境界では方向スペクトルの値を0とする。一方、開境界では適当なモデルで方向スペクトルを与える必要がある。西太平洋海域での台風に伴う波浪追算では、Ross (1976) のハリケーンモデルに基づく JONSWAP 型周波数スペクトルと $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数の積、

$$E_R(f, \theta) = a_R g^2 (2\pi)^{-4} f^{-5} \exp\{-(5/4)(f/f_m)^{-4}\} \times \gamma \exp\{-(f-f_m)^2/2\sigma^2 f_m^2\} \times (8/3\pi) \cos^4(\theta - \theta_w) \quad \dots\dots\dots (4)$$

$\xi = g r / U_{10}^2, \quad a_R = 0.035 (U_{10} f_m / g)^{0.82},$
 $\sigma = 0.1, \quad f_m = 0.97 \xi^{-0.21} g / U_{10}, \quad \gamma = 4.7 \xi^{-0.13}$

から、局所風向・風速および台風中心までの距離 r に応じた方向スペクトル値を与える。ここに、 U_{10} は 10 m 高度での風速、 f_m はスペクトルのピーク周波数、である。

(4) 海上風推算法

西太平洋領域では台風モデル法により、日本海領域では天気図解析法により海上風を推定する。台風モデル法は台風域内の気圧分布を Myers 式で近似して求めた中心対称傾度風と、台風の移動に伴う場の風をベクトル合成する方法である。実際には、天気図解析から求めた6時間ごとの台風中心気圧、台風半径および台風中心位置と、緯度により決まる吹き込み角を入力データとして与え、時間内挿を通じて1時間ごとの値に変換し、波向線上計算格子点での海上風を1時間ごとに算定する。

本研究でいう天気図解析法とは、対象海域を囲む気圧観測点および低気圧あるいは高気圧の位置と、そこでの気圧値を入力データとして、空間補間法の適用から格子网上的気圧値を内挿した後、これらの気圧データ (および水温・気温データ) から Bijvoet の式に基づき海上風を推定する方法 (安中ら, 1985; 山口ら, 1988a) である。すなわち、まず、パソコンの使用を前提とすることから、不規則に配置された気圧データ点に対し比較的計算が簡単な、塩野ら (1985) による加重1次補間法 (重み係数 $1/\omega^4$, ω : 格子点と入力データ点間の距離) を適用し、格子点上の気圧値 (および水温・気温) を推定する。ついで、Bijvoet のモデルにおいて、気圧傾度力およびそれらの時空間勾配を差分近似することにより、格子网上的海上風成分を算出したのち、4点1次補間式により波向線上計算格子点での海上風を得る。計算に際し、過大な風速の出現を避けるため、気圧分布を平滑化するとともに、計算された風速にフィルタをかける。

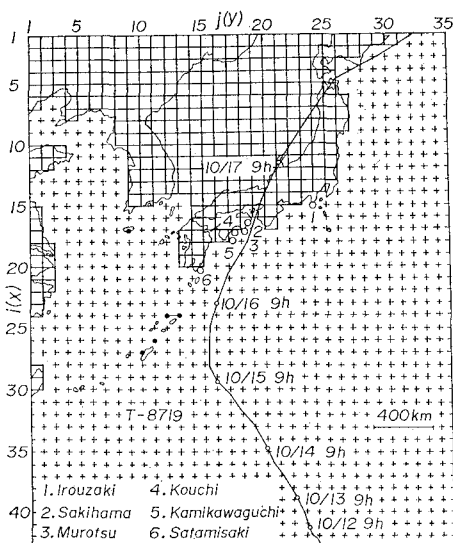
実際には3時間ごとの天気図から、後述する図一5に示す代表地点、および高気圧あるいは低気圧中心での気圧を30個程度読み取って入力し、時間内挿により1時間ごとの風向・風速を推定する。

なお、海上風推算モデルで得られる10 m 高度での平均風速から、source functionの各表示式で使用される摩擦速度への変換は、光易ら (1984) の経験式による。

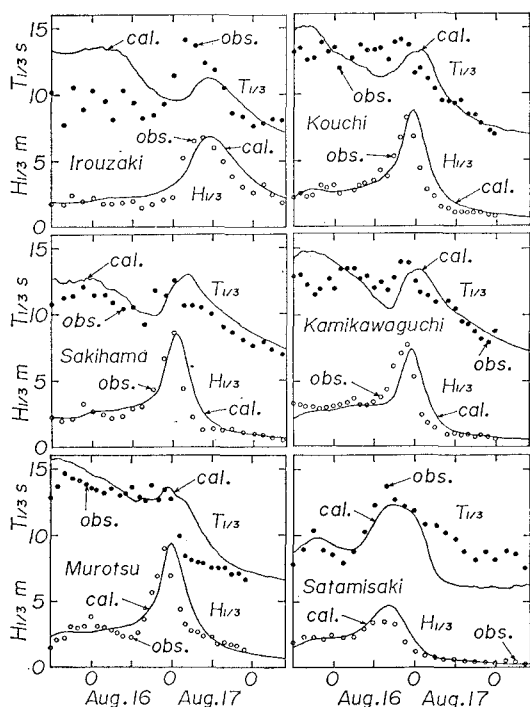
3. 太平洋岸における台風時の波浪追算

(1) 計算条件および気象条件

計算対象領域は図一2に示す格子間隔 80 km で $43 \times$



図—2 西太平洋における計算領域と台風経路



図—3 台風時における有義波の比較

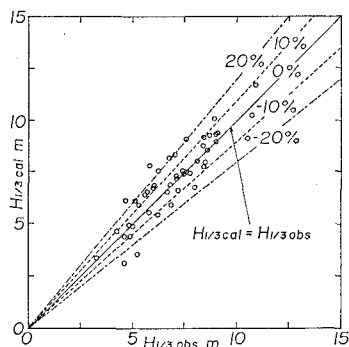
35 に分割した西太平洋海域である。計算に用いた周波数は $0.04 \sim 0.90$ Hz 間を不等分割した 20 個、方向は追算点周辺の地形を考慮して決定した波の到達方向幅を 18 等分した 19 個、波向線上の格子間隔は $\Delta s = 80$ km、計算時間間隔は $\Delta t = 1$ h である。波浪追算の対象とした台風は 1979 年～1987 年の間に日本に接近あるいは上陸した 17 個の台風であるが、ここではとくに、台風 8719 号時の追算結果を述べる。

台風 8719 号は 10 月 11 日ルソン島東方海上で発生し、北北西に進んだのち、南大東島東海上で北北東に進路を変え、10 月 17 日室戸市に上陸、大阪湾、能登半島を通過し、青森県を北東に横切った。これは、近畿地方を直撃した比較的大型の台風であり、台風経路に沿った多くの地点で波浪記録が得られている。

(2) 追算結果と観測結果との比較

図—3 は台風経路にあたる太平洋岸西部 6 地点での有義波高 $H_{1/3}$ 、有義波周期 $T_{1/3}$ の追算結果と観測結果を比較したものである。追算結果は観測結果に比べて時間的に若干遅れるものの、本モデルは全体的にみると、いずれの地点でも台風の接近前のうねりの到達と、台風の接近・通過に伴う波浪の発達・減衰をよく再現する。しかし、石廊崎では、うねり到達期における周期が過大評価されている。また、佐多岬における計算では、屋久島および種子島方向の波向線の長さを 80 km とすることにより、両島の遮蔽効果を評価したが、減衰期の周期に関してこの近似は必ずしも適切に働いていないようである。

図—4 は九州東岸から関東沿岸での波浪観測点における 17 台風時の波浪追算結果と観測結果との対応を最大



図—4 台風に伴う最大有義波高の比較

有義波高について示したものである。比較にあたっては、波高計設置水深が比較的大きく、周辺地形による遮蔽効果をあまり受けない油津、高知沖、佐喜浜、石廊崎など 12 地点が選択されている。これによると、計算結果と観測結果との相違はほとんどのケースにおいて $\pm 20\%$ 以下、高波高時には、ほぼ $\pm 10\%$ 程度である。また、データ点は $H_{1/3 \text{ obs}} = H_{1/3 \text{ cal}}$ の直線に対してほぼ対称に分布し、特定の偏りを示さない。したがって、周辺地形があまり変化に富んでいない地点では、台風に伴う最大有義波高の推定に対し、本モデルはかなりの精度をもつと判断される。なお、台風 8719 号時の油津および室津における波浪追算結果と観測結果との比較例は、すでにそ

れぞれ後藤ら(1988)および津田ら(1988)の論文に与えられている。

4. 日本海における季節風時の波浪追算

(1) 計算条件および気象条件

図-5 は、格子間隔 80 km で 28×39 に分割した気圧・風格子網上に 14×24 の波浪計算格子網を重ねた日本海領域であり、28 気圧観測点の位置も与えられる。この格子網では、少数の格子点により地形分解能を向上させるため、NW-SE 方向に x 軸、NE-SW 方向に y 軸が与えられている。また、海上風は日本海を囲む地点の気圧観測値や、低気圧・高気圧の中心位置とそこでの気圧を入力して推定することから、気圧・風格子網がかなり広い。波浪の計算条件は、0.05~0.60 Hz 間を不等分割した 20 個の周波数とした以外は、西太平洋海域での条件と同じである。

計算対象とした気象擾乱は異常波浪により九州北部～山陰海岸で大規模な海岸災害が生じた昭和62年2月低気圧である。この季節風時には、当初日本周辺に存在した4つの小低気圧が東進して著しく発達するとともに、低気圧通過後の大陸高気圧の張り出しにより、図-6 に天気図の一例を示すように気圧配置は強い冬型となった。その結果、図-7 の海上風の推算結果に見られるように、日本海全体で NE~N 寄りの強風が連吹した。

(2) 追算結果と観測結果との比較

図-8 は鳥取および輪島における風特性(風速 U_{10} 、風向 θ_w)を比較したものであり、海上風推算モデルの再現性は比較的良好である。しかし、観測は陸上部で行われ、多かれ少なかれ陸地地形や周囲の建物の影響を受けることから、一般的傾向として追算結果が観測結果より大きな値を与えるし、風特性の経時変化にずれの生じる地点もある。

図-9 は、九州から東北地方に至る日本海沿岸での有義波の観測結果を追算結果と比較したものである。本モ

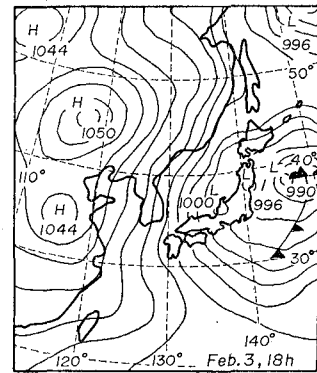


図-6 天気図の一例

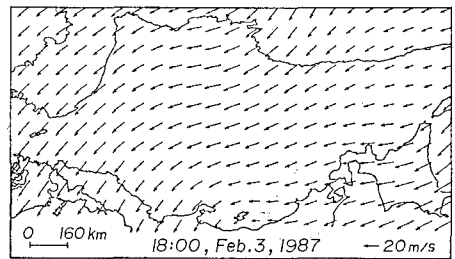


図-7 日本海における海上風の平面分布

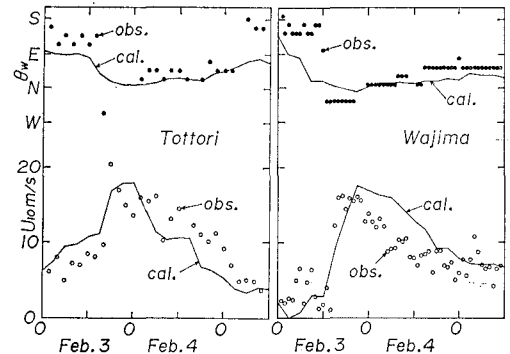


図-8 季節風時における海上風の比較

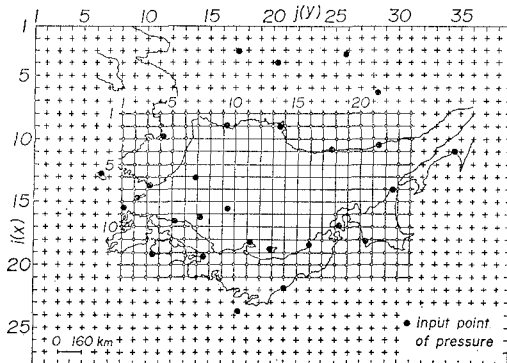


図-5 日本海における風および波浪の計算領域

デルは減衰期において波高を過大評価する地点もあるが、全般的に広い範囲における観測結果の挙動をかなり良い精度で再現する。とくに、NE~N 寄りの風に対し十分長い吹送距離をもつ日本海沿岸西部における最大波浪に対する両者の対応は良好である。しかし、本モデルは、波浪の発達初期での小規模な増大を説明しないし、富山海岸～山形海岸では最盛期の波浪を過大評価する傾向にある。前者は 80 km 間隔の粗い風格子網では小規模低気圧に伴う風特性の変化が計算に再現されないことに、一方、後者は風速の過大評価に起因する。

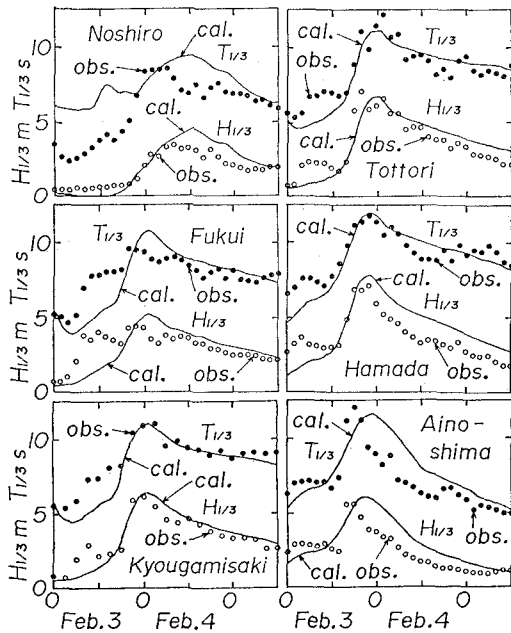


図9 季節風時における有義波の比較

5. 結 語

本研究で得られた結果は次のように要約される。

(i) 著者らが開発したパソコン仕様の1地点用深海波浪推算モデルに、天気図解析法に基づく海上風推算モデルを組み込むことにより、台風のみならず季節風に伴う波浪の推算が可能のように、波浪推算モデルの適用範囲を拡張した。

(ii) 観測気圧に対する加重1次補間法とBijvoetの海上風推算モデルを組み合わせた天気図解析法は、季節風時の日本海沿岸における観測風の挙動を許容しうる程度の精度内で評価する。

(iii) 台風8719号時の太平洋岸の波浪や昭和62年2月季節風時の日本海沿岸の波浪は、それぞれ台風モデル法および天気図解析法により海上風を推定した本モデルによって精度よく再現される。

計算時間は、PC-9801 VX21 (数値演算プロセッサ PC-90XL-03 付き) を使用した120時間相当分の台風時

における波浪追算では24分、120時間相当分の季節風時における波浪追算では57分であり、後者のうち、60%の時間は海上風の計算に費やされる。もちろん計算時間は、対象期間、対象海域の広さ、周波数や方向の数に依存するので、これらを小さくすれば台風時の波浪追算を10分以内で完了させることも可能である。

したがって、本モデルは推算精度および計算時間の両面で、現場用波浪推算モデルとしての実用性を十分有すると結論される。

最後に、風および波浪観測資料を提供戴いた運輸省第一、第三、第四港湾建設局と秋田県能代港建設事務所ならびに海上風推算モデルの開発と図の作成に助力された愛媛大学工学部海洋工学科大福 学技官に謝意を表する。

参 考 文 献

- 安中 正・土屋義人・光田 寧・藤井 健・大下哲則 (1985): スプライン法を用いた海上風推算における気圧データ作成法, 第32回海岸工学講演会論文集, pp. 134~138.
- 後藤智明・小舟浩治 (1988): 現場で簡単にできる波浪推算法について, 第35回海岸工学講演会論文集, pp. 222~226.
- 塩野清治・弘原海清・升本真二 (1985): 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を作成する方法 (1)ー加重1次補間法一, 情報地質 (10), pp. 65~78.
- 津田義久・岩崎健次・鈴木善光 (1988): 台風8719号の経路に沿った波浪特性とその再現性, 第13回海洋開発シンポジウム論文集, pp. 147~151.
- 山口正隆・畑田佳男・大福 学・宇都宮好博 (1987): パソコンを利用した深海波浪推算モデルとその適用性, 自然災害科学, 6-3, pp. 1~10.
- 山口正隆・畑田佳男・大福 学 (1988a): 天気図解析に基づく日本海での海上風の推算, 愛媛大学工学部紀要, 11巻3号, pp. 339~347.
- 山口正隆・畑田佳男・宇都宮好博・早川 淳 (1988b): エネルギー平衡方程式に基づく現場用波浪予測モデル, 第7回日本自然災害学会学術講演会要旨集, pp. 64~65.
- 山口正隆・畑田佳男・早川 淳・宇都宮好博 (1989): パーソナルコンピュータを利用した現場用波浪推算モデル, 土木学会論文集, 第405号/II-11 (ノート), pp. 259~262.
- Mitsuyasu, H. and T. Kusaba (1984): Drag coefficient over water surface under the action of strong wind, J. Natural Disas. Sci., Vol. 6, No. 2, pp. 43~50.
- Ross, D. B. (1976): A simplified model for forecasting hurricane generated waves, Bull. American Meteorol. Soc., No. 113.