

波の方向性を考慮した新しいパラメータ波浪 推算モデルの適用性

山口正隆*, 畑田佳男**, 日野幹雄***, 早川 淳****

1. 緒 言

現在, ハイブリッドパラメータ波浪推算法の実用モデルとして, HYPAS¹⁾, TOHOKU²⁾, GONO³⁾, MRI-II²⁾, HYPAS などが知られている。しかし, これらのモデルでは, 波向はせいぜい平均波向という1個のパラメータで近似されているから, 台風内や入り込んだ陸地地形をもつ海域における複雑かつ非対称な波浪の場を表現するには自由度が不足している。

こうした立場から著者ら³⁾は, 風波の発達を方向別に定義されるエネルギー(方向別エネルギー)のパラメータ発達式で表現するとともに, うねりの伝播・減衰を成分波の方向スペクトルに関するエネルギー平衡方程式で定式化し, 両者の結合から方向スペクトルの時空間変化を算出する新しいハイブリッドパラメータ深海波浪推算モデル(Directionally-Decoupled Hybrid Parametrical Model—DOLPHIN-I)を開発し, SWAMP⁴⁾の課題に対する検定テストの詳細な考察からモデルの整合性を明らかにした。しかし, そこでは紙数の制約により現地観測結果との比較・検討を十分に行うことができなかった。

そこで, 本研究では DOLPHIN-I により琵琶湖, 大阪湾・紀伊水道海域, 瀬戸内海西部海域, 日本海および太平洋での季節風時と台風時の波浪推算を行い, 周波数・方向スペクトルを含む観測結果との比較からその推定精度を明らかにしようとするものである。

なお, DOLPHIN-I は計算機の記憶容量および計算時間の節約をはかるため, 特定地点に到達する波向線に沿った計算から特定地点の方向スペクトルの経時変化を算出する1点法に基づいてモデル化されている。

2. DOLPHIN-I の概要³⁾

(1) モデルの定式化

いま, 深海波浪を対象とし, 1点法の適用にあわせて $dx/ds = \cos \theta$, $dy/ds = \sin \theta$ で表される成分波の伝播経

路を考えれば, エネルギー平衡方程式は次式のように書かれる。

$$\frac{\partial E(f, \theta)}{\partial t} + \frac{\partial C_g(f)E(f, \theta)}{\partial s} = G(f, \theta) \quad \dots\dots(1)$$

ここに, f : 周波数, θ : 方向, $E(f, \theta)$: 方向スペクトル, $C_g(f)$ ($=g/4\pi f$): 成分波の群速度および $G(f, \theta)$: source function, である。ここで, 方向別エネルギー $E(\theta)$ の発達方程式を導くため, まず式(1)を周波数について積分すれば次式になる。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E(\theta)}{\partial t} + \frac{\partial \bar{C}_g E(\theta)}{\partial s} &= \int_0^\infty G(f, \theta) df \\ E(\theta) &= \int_0^\infty E(f, \theta) df \\ \bar{C}_g &= \int_0^\infty C_g(f) E(f, \theta) df / E(\theta) \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots(2)$$

ついで, 風波は理想発達条件のもとに発達し, その方向スペクトルは JONSWAP スペクトル⁴⁾と $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数の積で表されることやスペクトルパラメータ(平衡定数 α , 無次元ピーク周波数 ν , ピーク増幅係数 γ)の発達が Mitsuyasu ら⁵⁾の経験式から導かれた無次元全エネルギーに基づく関係式により記述されることを仮定すれば, 式(2)の平均群速度 $\bar{C}_g$ および右辺を決定することができ, 方向別エネルギーの発達式は次式で表される。

$$\left. \begin{aligned} \frac{\partial E^*(\theta)}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial s} \{C_g(f_m)f(\gamma)E^*(\theta)\} \\ = 2.851 \times 10^{-4} \left\{ \frac{E^*(\theta)}{D^*(\theta)} \right\}^{0.8273} \\ \cdot \exp \left[-0.0875 \right. \\ \cdot \left. \left\{ \frac{E^*(\theta)/D^*(\theta)}{1.43 \times 10^3 - E^*(\theta)/D^*(\theta)} \right\}^{0.8542} \right] \\ \cdot \frac{u_*^3}{g} \cos(\theta - \theta_w) D^*(\theta) \\ f(\gamma) = 0.8572 \gamma^{0.0426} \end{aligned} \right\} \quad \dots\dots(3)$$

ここに, f_m : ピーク周波数, u_* : 摩擦速度, θ_w : 風向, $D(\theta)$: 方向分布関数, であり, ‘*’は理想発達条件を意味する。一方, うねり成分の伝播・減衰がエネルギー平

* 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
*** 正会員 工修 出雲グリーン株式会社
**** 学生員 愛媛大学大学院工学研究科

衡方程式により記述されることと順風減衰段階および逆風減衰段階の成分波の減衰率はそれぞれ非線形干渉を考慮しない場合およびする場合の成分波の発達率により近似されることを仮定すれば⁶⁾、うねり成分に関する支配方程式は次式で表される。

$$\frac{\partial E_s(f, \theta)}{\partial t} + \frac{\partial C_g(f) E_s(f, \theta)}{\partial s} = \begin{cases} -0.25(u_*^2/C)^2 f E_s(f, \theta); & |\theta - \theta_w| < \pi/2 \\ -\beta_M(f, \theta) E_s(f, \theta); & |\theta - \theta_w| \geq \pi/2 \end{cases} \quad (4)$$

ここに、 $E_s(f, \theta)$: うねりの方向スペクトル、 C : 成分波の波速、 $\beta_M(f, \theta)$: 成分波の発達率、である。

一般の海面状態では風波の方向別エネルギーを、

$$E_s(\theta) = \int_{\delta f_{m\theta}}^{\infty} E(f, \theta) df \quad (5)$$

で定義する。ここに、 $f_{m\theta}$: 方向別ピーク周波数、 δ ($=0.6$): 風波とうねりを区別するための補正係数、である。そして、風波の発達段階では $E^*(\theta) = E_s(\theta)$ とおき、 $E^*(\theta)$ が理想発達条件のもとでの発達式、式(3)に従って発達するとする。式(3)によれば、各方向に対する $E^*(\theta)$ および全エネルギー ε^* が求められるので、Mitsuyasu ら⁵⁾の関係式および JONSWAP スペクトルから風波の方向スペクトル $E_w(f, \theta)$ が算出される。また、式(5)で除外される成分波や減衰段階の成分波の方向スペクトル $E_s(f, \theta)$ は式(4)に従って計算されるとすれば、風波とうねりの方向スペクトルの単純和から波浪の方向スペクトル $E(f, \theta)$ が求められる。

(2) 数値計算法

DOLPHIN-I は 図-1 に示すように、波浪推算点より放射する波の伝播経路(波向線)に沿う波浪の発達・伝播・減衰を計算することにより、特定地点における波浪の方向スペクトルの経時変化を求める。まず、風波の方向別エネルギーの発達式、式(3)は修正2段階 Lax-Wendroff 法により解かれる。一方、うねりの伝播・減衰式、式(4)の数値積分は、1タイムステップ内で移流方程式と減衰方程式を交互に解く時間分割法によって行われ、前者に対し piecewise ray method が、後者に対し解析解が使用される。また、計算精度の確保をはかるため、図-1 に示すように、波向線上の計算格子点網において波浪推算点より波の伝播方向に1つ仮想の流出境

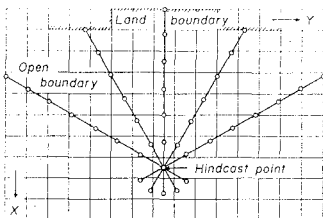


図-1 波向線上の波浪計算格子網

界点を設ける。なお、風波とうねりのエネルギー交換のアルゴリズムおよび数値計算法の詳細は参考文献 3) に述べられている。

3. DOLPHIN-I の適用性

(1) 計算条件および計算方法

波浪計算海域は 図-2 に示すように、水平スケールとして 20 km 程度の琵琶湖、数十 km から 100 km 程度の大阪湾・紀伊水道海域および瀬戸内海西部海域、1000 km 程度の日本海および 2000 km 以上の太平洋であり、

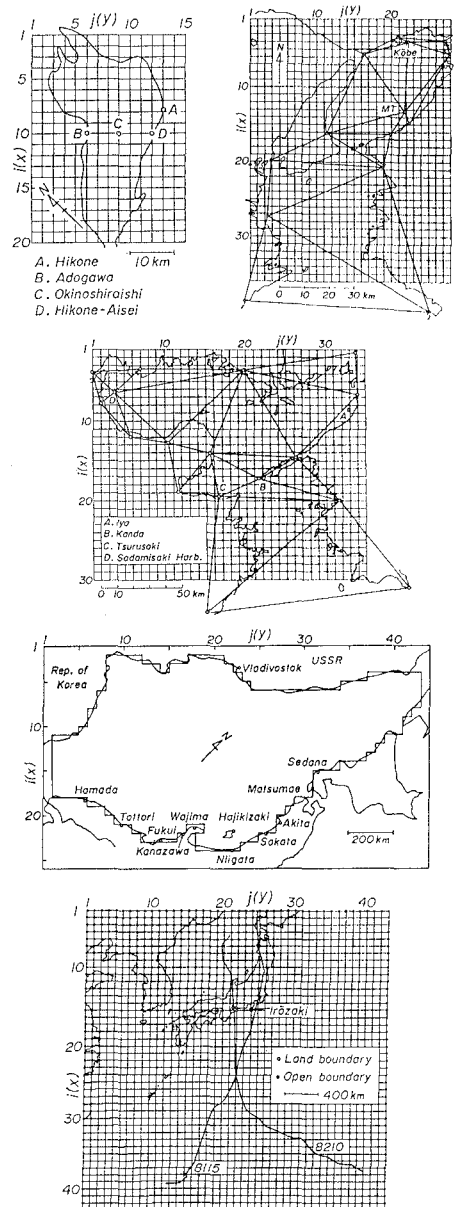


図-2 波浪推算対象海域(琵琶湖、大阪湾・紀伊水道、瀬戸内海西部、日本海、太平洋)

表—1 各海域における計算条件

	琵琶湖	大阪湾・紀伊水道	瀬戸内海西部	日本海	太平洋
M×N	20×15	36×28	30×35	25×44	43×43
Δx km	2.5	3	5	40	80
Δs km	2.5	3	5	30	80
Δt min	7.5	6	10	30	60
f _{min} Hz	0.176	0.1	0.1	0.05	0.04
f _{max} Hz	2	1.5	1.5	1	1
N _r	22	23	23	24	30
海上風	実測風速	実測風速	実測風速	天気図	台風
推算法	数値解	数値解	数値解	解析法	モデル

M, N: x, y 方向格子点数 Δx (=Δy): 格子間隔 Δs: 波向線上の格子間隔

Δt: 計算時間間隔 f_{min}, f_{max}: 波高および風速周波数 N_r: 周波数の数

太平洋では台風時、それ以外の海域では季節風時の波浪を対象とした。ただし、図中の三角形は実測風の平面補間に用いられる三角形要素網である。表—1 は各海域における計算条件の一覧表であるが、このほか方向範囲および方向分割数はそれぞれ $-180^{\circ} \sim 180^{\circ}$ および 37 個 ($\Delta\theta=10^{\circ}$) で全ケースにつき同一である。

波浪追算に必要な海上風速⁷⁾は海域ごとに表—1 に示す方法により 10 m 高度での値 U_{10} として推定される。しかし、DOLPHIN-I では摩擦速度が用いられることから、 $U_{10} \geq 10$ m/s の場合には Mitsuyasu ら⁸⁾の経験式、

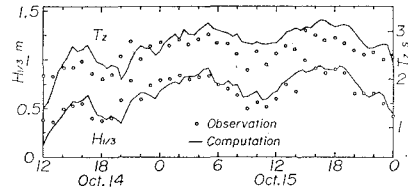
$$C_a = (u_* / U_{10})^2 = (0.581 + 0.063 U_{10}) \times 10^{-3} \quad (6)$$

により、一方、 $U_{10} < 10$ m/s では上式で $U_{10}=10$ m/s とした $C_a = 1.211 \times 10^{-3}$ により u_* が推定された。また波向線上の波浪計算用格子点における風特性は正方向格子網上で与えられた風特性に対する 1 次補間式 (時間) と 2 次元 4 点補間式 (空間) の適用により 30 分 (太平洋では 60 分) ごとに時空間内挿された。

台風時を対象とした太平洋海域を除く他の海域では、その卓越風向を考慮に入れて周囲の境界をすべて陸地と仮定し、そこでの方向スペクトルを 0 とおいた。これに対し、太平洋海域の外洋開境界では、局所風に対応して Ross のハリケーンモデルによる JONSWAP 型周波数スペクトルと $\cos^4 \theta$ 型方向分布関数の積から計算される方向スペクトルを境界条件として与えた¹⁾。また、波浪の初期発生項をもたない DOLPHIN-I では、初期条件として微小風速、微小波高である $u_* = 0.12$ m/s, $H_{1/3} = 0.1$ m ($H_{1/3}$: 有義波高) に対応する同様な方向スペクトルが与えられる。

(2) 琵琶湖における波浪追算

琵琶湖北湖では、冬季季節風時にはほぼ一定風向をもつ 10 m/s 以上の強風が緩やかな増減を繰り返しながら長時間吹送し、時空間変動の少ない準一様な風の実現される。図—3 は昭和 50 年 10 月 14 日～16 日の季節風

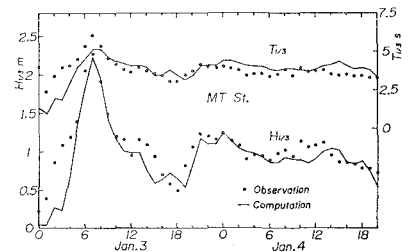


図—3 彦根愛西湖岸における有義波の経時変化の比較

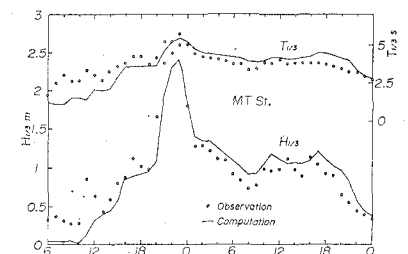
時における彦根愛西湖岸 (水深 4 m) での有義波高および平均周期 (スペクトルの 0 次と 2 次積率で定義される) の経時変化を比較したものである。この例は琵琶湖で見られる典型的な季節風時の波浪変化であり、有義波高の計算結果は観測結果とかなりよく一致するが、平均周期は計算結果の方が大きい時点が多い。これはモデルの定式化に際し、スペクトルパラメータと吹送距離の関係式として琵琶湖での観測結果より小さい値を与える Mitsuyasu ら⁸⁾の経験式を使用したためであり、同様の傾向は他の 3 ケースの季節風時の追算結果においても見出された。したがって、スペクトルパラメータの表示式を変更することにより琵琶湖での観測結果に対する適合度を向上させることも可能である。

(3) 大阪湾・紀伊水道海域における波浪追算

図—4 は西高東低の典型的な冬型の気圧配置にあった昭和 53 年 1 月 2 日～4 日の季節風時における MT 局 (水深 18.5 m) での有義波の経時変化を示したものである。これによると、波高は最大 20 m/s にも達する SW～W 方向の強風により急増減したのち、10 m/s 前後の WNW 方向の風に伴い 1 m 程度の値を取るのに対し、周期は 4 秒程度で波高ほど変化しない。計算はこの経時変化特性を良く再現するが、周期については若干大きく



図—4 MT 局における有義波の経時変化の比較 (1)



図—5 MT 局における有義波の経時変化の比較 (2)

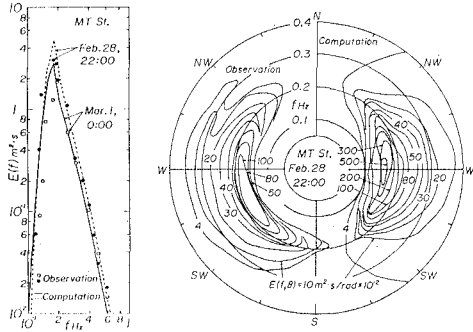


図-6 MT 局における周波数・方向スペクトルの比較

評価する。

図-5 は台風並に発達した低気圧が日本海を東進したことにより強風が吹送した昭和53年2月28日～3月2日の季節風時の MT 局における有義波の経時変化図である。この場合にも計算は、風向を SW から NW に変化させながら風速を増減させる強風に伴う波浪の経時変化をよく再現するが、最盛期以前では計算波高が観測波高より若干小さく、逆に以後では波高および周期とも観測結果よりやや大きい。

図-6 は MT 局における2月28日22時と3月1日0時の周波数スペクトルおよび前者の時点の方向スペクトルを計算結果および観測結果⁹⁾について示したものであり、とくに方向スペクトルの観測結果は3成分流速計記録から Fourier 級数法により得られている。さて、この時点で有義波の対応関係を反映して、周波数スペクトルについても若干の隔たりが当然見出されるが、全体的には計算は観測スペクトルの特性をかなりよく再現する。これは、方向スペクトルの場合についてもいえることである。観測方向スペクトルは解析法の原理上真のスペクトルより平滑化されるため、ピーク付近の絶対値が計算結果よりかなり小さいが、両者の方向分布形状そのものは比較的良好に対応する。また、計算結果は風向に対応して W 方向にピークをもつのに対し、観測結果のピークは WSW 方向であって、両者に 15°～20° の差が見出される。これは流速計の設置誤差および風向の離散化誤差によるものであろう。

(4) 瀬戸内海西部海域における波浪追算

ここでは昭和55年10月25日～27日の季節風時における波浪追算結果を述べる。この季節風は、一方の低気圧が中国大陸を、他方が黄海をそれぞれ東進し、日本海に至った2つの低気圧(2つ玉低気圧)により発生したものであり、計算対象海域では全期間を通して WNW～NW 方向の 10 m/s を越える強風が吹続した。図-7 は 荊田(水深 9 m)および伊予(水深 11 m)での有義波の経時変化を示したものである。これによると、卓越風向に対して吹送距離の短い荊田では全期間を通して計算

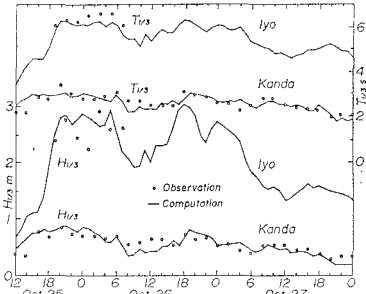


図-7 伊予・荊田における有義波の経時変化の比較

結果と観測結果の対応が非常に良好である。吹送距離が大きい伊予では観測結果は高波高時のみに限られているが、両者は比較的良好に一致する。しかし、計算波高が観測結果より大きい時点もあるのは浅海砕波の影響を計算が考慮していないことによるかもしれない。また、水圧式波高計を使用した観測であるため、観測周期は計算周期よりも若干大きい。

(5) 日本海における波浪追算

計算対象とした昭和55年12月22日～26日の季節風は朝鮮半島平壤付近および対馬海峡付近で発生・発達した2つ玉低気圧が日本を間にはさみ込む形で北東に進むにつれて合体し、最盛時には中心気圧が 970 mb にも成長した低気圧によりもたらされた。

さて、日本海沿岸の波高計設置水深は 50 m 以下であり、高波高時には浅海砕波の影響を受ける可能性がある。そこで、深海波として行われた計算結果において浅海砕波の影響を便宜的に考慮するため、周波数スペクトルの計算結果に Thornton¹⁰⁾の平衡スペクトル、

$$\Phi(kh) = \tanh^2 kh \dots\dots\dots (7)$$

を乗ずることにした。図-8 は輪島(水深 50 m)および鳥取(水深 30 m)における有義波の経時変化を示したものである。まず、両地点の計算結果を比べると、波特性に及ぼす水深(正確には各成分波に対する比水深)の影響はかなり大きく、水深 50 m 地点といえども高波高

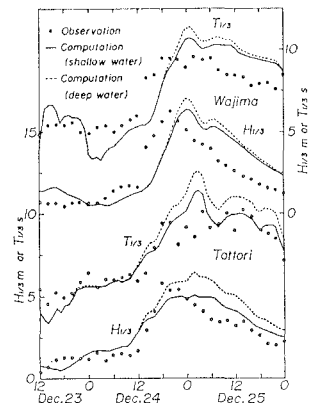


図-8 輪島・鳥取における有義波の経時変化の比較

時にはその影響を無視しえないことがわかる。また、実測風の内挿により海上風を推定した前述の場合と比べると、計算結果と観測結果の時系列的対応は必ずしも良好でない。とくに、輪島では天気図解析法に基づく推算風の位相が実測風より4時間程度進んでいるため、波浪の経時変化にずれが見られる。しかし、こうした点を考慮すると、浅海砕波を含む計算は観測結果の傾向を比較的良好に再現するといえるであろう。

(6) 太平洋における波浪追算

波浪追算は風場の時間変化が著しい台風を対象とし、ここでは図-2に経路を与えた台風8115号および8210号時の結果を考察する。

図-9は両台風時の石廊崎(水深50m)における有義波の経時変化の比較図を示したものである。計算は台風到達以前に伝播するうねりと台風の接近・通過に伴う波浪の急激な発達・減衰という観測結果の変化をかなりの精度で再現する。ただし、日本海と同様に浅海砕波の影響を考慮すれば、計算結果は観測結果よりやや小さい値を与える可能性がある。また、石廊崎が台風経路右側領域にある台風8210号時には台風経路左側領域にある台風8115号時に比べて、波浪は台風の接近・通過に伴いより急激に発達・減衰する。

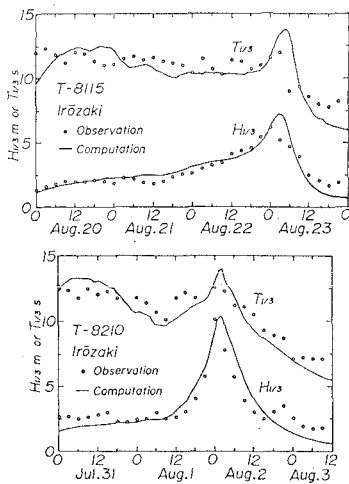


図-9 石廊崎における有義波の経時変化の比較

4. 結 語

風波の発達をその方向別エネルギーの発達方程式によ

り、一方、うねりを従来のエネルギー平衡方程式により記述する著者らのハイブリッドパラメータ深海波浪推算モデル DOLPHIN-I を、日本周辺の各種空間スケールをもつ海域における波浪追算に適用し、観測結果との比較を試みた。その結果、計算は周波数・方向スペクトルを含む季節風時および台風時の波浪の変化特性をかなりの精度で再現することから、DOLPHIN-I は新しい波浪推算法としての実用性と有用性を十分備えていると結論される。しかし、周期に関する再現性がやや不足する場合もあるので、スペクトルパラメータ式の改良も必要であろう。

最後に、多数の風および波資料を提供戴いた運輸省港湾建設局をはじめとする関係各官公庁、各電力会社、新日本製鉄株式会社光製鉄所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 大福学技官に感謝する次第である。

参 考 文 献

- 1) SWAMP Group: Ocean Wave Modeling, Plenum Press, 256 p., 1985.
- 2) Uji, T.: A coupled discrete wave model MRI-II, J. Oceanogr. Soc. Japan, Vol. 40, No. 4, pp. 303~313, 1984.
- 3) 山口正隆・L. H. Holthuijsen・日野幹雄・畑田佳男: 波の方向性を考慮した新しいハイブリッドパラメータ波浪推算モデル, 土木学会論文集, 1988 (投稿中).
- 4) Hasselmann, K. et al.: Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), Deutsch. Hydrogr. Z., A8, Heft 12, pp. 1~95, 1975.
- 5) Mitsuyasu, H. et al.: Observation of the power spectrum using a cloverleaf buoy, J. Phys. Oceanogr., Vol. 10, pp. 286~296, 1980.
- 6) 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351号/II-7, pp. 151~160, 1987.
- 7) 山口正隆: 波浪推算法とその適用性, 1985年度(第21回)水工学に関する夏期研修会講義集, 土木学会水理委員会, Bコース, B-2-1~20, 1985.
- 8) Mitsuyasu, H. and Kusaba, T.: Drag coefficient over water surface under the action of strong wind, J. Natural Disas. Sci., Vol. 6, No. 2, pp. 43~50, 1984.
- 9) 運輸省第三港湾建設局関西国際空港計画室: 関西空港建設工事における工事管理のための気象・海象予測, 1984.
- 10) 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.