

# 港湾技術研究所 報告

---

---

REPORT OF  
THE PORE AND HARBOUR RESEARCH  
INSTITUTE  
MINISTRY OF TRANSPORT

---

VOL. 32

NO. 3

Sept. 1993

NAGASE, YOKOSUKA, JAPAN



# 港湾技術研究所報告 (Report of P. H. R. I.)

第32巻 第3号 ( Vol.32, No.3 ) 1993年9月 ( Sept. 1993 )

## 目次 (CONTENTS)

1. Longshore current distribution on a bar-trough beach  
— Field measurements at HORF and numerical model —  
..... Yoshiaki KURIYAMA and Yasushi OZAKI .....3  
(バー型海岸における沿岸流速分布  
—波崎海洋研究施設における現地観測と数値モデルの開発—  
.....栗山善昭・尾崎 靖)
2. 沿岸波浪観測値を利用した重回帰波浪予測  
.....青野利夫・後藤智明・佐藤一央 .....39  
(Wave Prediction by Multiple Regression Model with Coastal Wave Observation Data  
.....Toshio AONO, Chiaki GOTO and Kazuo SATO)
3. 陸上地形の影響を考慮した海上風推算  
.....後藤智明・柴木秀之 .....65  
(A Hindcast of Maritime Surface Wind Including Effects of Land Topography  
.....Chiaki GOTO and Hidenori SHIBAKI)

### 3. 陸上地形の影響を考慮した海上風推算

後藤智明\*・柴木秀之\*\*

#### 要 旨

波浪推算および高潮推算の外力条件となる海上風に関して、観測データをもとに解析を行った。海上風のその結果より、境界層特性を検討するとともに、陸上地形の影響を考慮した内湾海上風推算モデルの開発を行った。得られた主要な結論は、以下のとおりである。

- ①自由大気の風を海上風に換算する手法として大気境界層モデルを提案した。このモデルによる外洋海上風の推定値は、観測データと良い一致を示す。
- ②観測データの解析から、風の有効吹送距離と陸上地形からの影響度を含む内湾海上風に関する経験式を得た。この経験式から、内湾海上風は海上の吹送距離が長くなるとともに風速が増大し、次第に外洋海上風に漸近することが明らかになった。
- ③内湾海上風の地形依存特性を表す経験則と3次元マスコンモデルを組み合わせたハイブリッド海上風推算モデルを開発した。この推算モデルを陸上地形の影響を強く受ける伊勢湾の海上風推定に適用した結果、観測風の時間変化傾向を精度良く再現できる。

キーワード：海上風，境界層，経験則，内湾，陸上地形依存性，ハイブリッドモデル

---

\* 水工部 海洋エネルギー利用研究室長

\*\* 水工部 海洋エネルギー利用研究室（研修生，（株）エコー）

## A Hindcast of Maritime Surface Wind Including Effects of Land Topography

Chiaki GOTO\*

Hidenori SHIBAKI\*\*

### Synopsis

Maritime surface wind, which is used as external force conditions for wave hindcasting and storm surge simulation, is investigated by observed wind data. And an atmospheric boundary layer model and a wind hindcasting model for inland sea including land topography was also developed. Main conclusions are following:

- ① Maritime surface wind speed estimated by the atmospheric boundary layer model agree with observed wind data.
- ② From the analysis of observed wind data on inland sea surface, an empirical formula including both effects of fetch length and land topography was obtained. And it was clarified that speed of inland maritime surface wind becomes high in proportion as fetch length increases.
- ③ A hybrid wind hindcasting model for marine surface wind on inland sea which is combined the empirical formula and the MASCON model was developed. The model is taken account of land topography effects for maritime surface wind and gives an accurate wind profile which agrees with obtained data on Ise Bay.

**Key Words** : maritime surface wind, boundary layer, empirical formula, inland sea, land topography, hybrid model

---

\* Chief, Ocean Energy Utilization Laboratory, Hydraulic Engineering Division

\*\* Ocean Energy Utilization Laboratory, Hydraulic Engineering Division (Trainee, ECHO CO. LTD.)

## 目 次

1	はじめに .....	69
2	海上風推定に関する既往の研究 .....	69
2.1	観測風を利用した推定 .....	69
2.2	風推算モデル .....	70
3	外洋の海上風 .....	71
3.1	風推算モデル .....	71
3.2	境界層モデルによる海上風推定 .....	73
3.3	外洋海上風の特性 .....	75
3.4	海上風観測データと推算風の相関 .....	76
4	内湾の海上風 .....	78
4.1	内湾海上風の地形依存性 .....	78
4.2	海上風観測データの相関解析 .....	78
4.3	東京湾・伊勢湾・大阪湾の海上風特性 .....	80
4.4	地形依存性に関する経験則 .....	83
4.5	経験則による内湾海上風分布の推定 .....	84
5	内湾海上風推算モデル .....	85
5.1	3次元マスコンモデル .....	85
5.2	経験則・マスコンハイブリッド風推算モデル .....	88
5.3	気流数値計算モデル .....	88
6	伊勢湾海上風によるモデルの適用性の検討 .....	90
6.1	計算に用いた伊勢湾の地形 .....	90
6.2	対象気象擾乱及び推算対象期間 .....	91
6.3	風推算精度の検討 .....	91
6.4	初期風場に関する検討 .....	93
6.5	3次元気流数値計算モデルによる試算 .....	94
7	モデル気象擾乱の風推算手法に関する考察 .....	95
8	おわりに .....	95

## 1. はじめに

近年、空港島の建設、港湾施設の拡充、海洋性レクリエーション基地の開発などに見られるように内湾海域が高密度に利用されるようになり、内湾海域の円滑な利用と防災対策のための気象・海象予測が重要な課題となってきた。一方、波浪推算・高潮推算は、港湾構造物の設計条件を決定するための基礎資料作成の手段として必要不可欠であるが、推算の外力条件となる海上風の推定によって、推算精度は大きく影響を受けることが知られている。

海上風の推定法としては、各種の風推算法、観測データの補間法、マスコンモデルによる方法などがあるが、いずれも底面の摩擦を考慮した海上風に補正することが必要である。特に、内湾は、周辺を囲む陸上地形から大きな影響を受けるため、海上風は空間的に大きく変動し、従来の風推算モデルでは満足な推定を行うことが困難であった。

本研究では、はじめに、外洋海上風を対象とする大気境界層理論に基づく海上風の推算手法について検討し、海上風観測データとの相関解析より、この手法の検証を行う。次に、陸地の影響を強く受ける内湾の海上風に焦点を当て、その特性を観測データの解析により検討し、経験的な推定式を示す。この経験推定式を用いた内湾海上風推算モデルを新たに提案する。さらに、提案モデルを伊勢湾に來襲した代表的な気象擾乱に適用し、観測値との比較を通して、モデルの現地適用性を検証するとともに、従来モデルによる推算値との精度検討を行う。最後に、以上の解析成果を踏まえ、気象図または1地点の海上風観測データから内湾全体の海上風分布を推定する手法、および提案する内湾海上風モデルのモデル気象擾乱への風場に対する適用性に関して報告する。また、スーパーコンピュータの発達により近年脚光を浴び始めた3次元粘性流体の基本式を解く気流数値計算モデル(3次元SOLAモデル)についても着目し、その適用性ならびに将来性についても言及する。

## 2. 海上風推定に関する既往の研究

### 2.1 観測風を利用した推定

#### (1) 経験式による海上風推定

海上風推定に関する初期の研究は、例えば傾度風のような地表面の摩擦の影響を受けない自由大気の流れと観測風の相関解析を行い、両者の平均的な関係を表す経験式を求めることが主な内容であった。観測風と傾度風速の

関係は、直線回帰式、対数回帰式、ベキ乗回帰式などでまとめられ、いずれも気圧分布から計算される自由大気の流れをこれらの式に代入することにより、海上風が推定できるものであった。

表-1 緯度別の海上風・陸上風と傾度風の関係(高橋(1947)<sup>1)</sup>)

緯度 $\phi$	海 上		陸 上	
	$\beta$	$\alpha (V_s / V_{gr})$	$\beta$	$\alpha (V_s / V_{gr})$
5°	30	0.36	40°	0.12
10°	24	0.51	38°	0.17
20°	20	0.60	35°	0.23
30°	18	0.64	34°	0.28
40°	17	0.67	33°	0.31
50°	15	0.70	32°	0.33
60°	15	0.71	31°	0.34
70°	14	0.72	31°	0.35
80°	14	0.73	31°	0.36
90°	14	0.73	31°	0.36

注)  $\beta$  : 海上風の風向と等圧のなす角。ただし、低気圧側に吹き込む時を正とする。

$V_s$  : 地上(海上)風速

$V_{gr}$  : 傾度風速

$\alpha$  : 傾度風速から地上(海上)風速への換算係数

以上のような経験式は多数提案されており、主なものでも、高橋<sup>1)</sup>が提案した緯度別の経験式、気象庁予報部<sup>2)</sup>の気圧配置別の経験式、地類別の経験式<sup>3)</sup>などがある。これらは、いずれも直線回帰式で表され、その回帰係数である風速比 $\alpha$ および偏向角 $\beta$ は、それぞれ表-1、表-2、表-3に示すように整理されている。また、

表-2 気圧配置別の海上風・陸上風と傾度風の関係(気象庁(1970)<sup>2)</sup>)

気圧配置	海 上		陸 上	
	$\beta$	$\alpha (V_s / V_{gr})$	$\beta$	$\alpha (V_s / V_{gr})$
冬季季節風	15°	0.59	24°	0.41
寒冷前線	54°	0.42	59°	0.45
貿易風	29°	0.51	45°	0.34
低気圧暖域	13°	0.47	26°	0.32
低気圧寒域	19°	0.65	36°	0.32
夏季季節風	15°	0.41	33°	0.29
北東風	7°	0.48	28°	0.30
台風域	27°	0.51	29°	0.34
台風中心域	50°	—	56°	—

傾度風のみでなく、気温と水温の差を指標とする大気安定度を考慮した経験式<sup>4)</sup>も提案されており、図-1のように示されている。ここで、 $V$ 、 $V_{gr}$ および $\Delta T$ は、それぞれ海上風速、傾度風速および気温・水温差を表す。

これらの経験式は、波浪推算等種々の調査において海上風ないしは陸上風の概略推定に用いられてきたが、理論的な裏付けがないこと、個々の経験式間の関係が整理されていないことなど、実際の適用に当たった際の指標が明確でない。

表-3 局所別の海上風・陸上風と地衡風の関係 (合田 (1971)<sup>3)</sup>)

場 所	$\alpha (V_s / V_{gr})$
海上	0.60
低い島	0.55
風上側の海岸, 付近は低い土地	0.50
風下側の海岸, 付近は低い土地か海	0.40
遮へい物の少ない開いた陸上	0.40
遮へい物の多い陸地や都市	0.30

(2) 観測風による内挿法

内湾のように、観測風が比較的多数点で得られる海域においては、観測風を空間的に内挿することにより、海域内の海上風を推定する方法がある。代表的な内挿方法としては、有限要素法で用いられる一次形状関数を用いて推定点の風速を観測風から平面近似する方法が山口ら<sup>5)</sup>により報告されている。また、観測点と推定点の距離の2乗の逆数による重み付平均により補間する方法等もある。

図-2は、運輸省第四港湾建設局の調査<sup>6)</sup>において、観測風を空間的に内挿する方法で利用された風観測地点

と補間空間の関係を示すものである。この方法によれば、三角形で区切られた領域内の風が各頂点に位置する3つの観測地点の値により補間が行われる。

以上のような平面内挿法は、観測風を直接的に使用することから、特に内湾のような複雑な地形条件下で風を推定する場合に有用な方法である。しかしながら、観測風が観測地点の局所的な影響を受けること、通常多数の観測点が海上にないため、陸上風を海上風に換算して利用する必要があること、さらに、モデル気象擾乱のように観測値の測得が不可能な仮想的風場推定に適用できないこと等の問題がある。

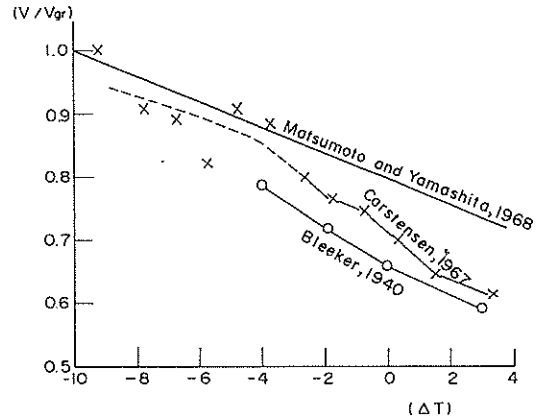


図-1 大気安定度(気温-水温)と海上風の関係 (磯崎・宇治 (1974)<sup>4)</sup>)

2. 2 風推算モデル

風推算法には、カルドンモデルによる風推算法<sup>7)</sup>と変圧風モデルによる風推算法<sup>8)</sup>がよく用いられている。これらのモデルは大気不安定効果を考慮したモデルであり、主に外洋のような地形の影響を受けない海域の海

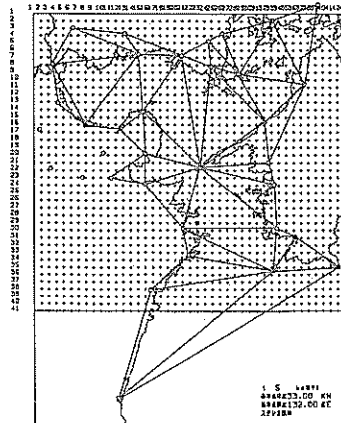
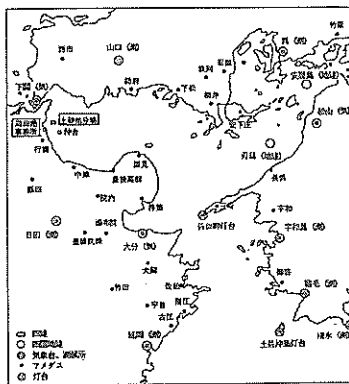


図-2 観測風内挿空間と観測点位置の関係<sup>6)</sup>

上風推算において事例が多い。ただし、大気的不安定効果を考慮することから、気圧情報以外に気温ならびに水温が必要となり、入力データ作成に労力を要する。

また、陸上地形の影響を受ける風の推算法として、マスコンモデルによる風推算<sup>9)</sup>が近年着目されるようになってきた。マスコンモデルによる風推算については、後の章において詳細に記述するため、ここでは省略する。

### 3. 外洋の海上風

#### 3. 1 風推算モデル

##### 3. 1. 1 傾度風モデルによる風推算

波浪推算・高潮推算等の外力条件となる海上風は、気圧分布から推算される自由大気の流れを、海上10m高度の風に変換することにより求められる。ここでは、大気境界層上端の自由大気の流れを推算する理論についてまとめる。

いま、自由大気内において等圧線が平行に走っていると仮定すると、気圧傾度力とコリオリ力が釣り合う地衡風平衡の関係が成立する。

$$-fv_g = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} \quad (1)$$

$$fu_g = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} \quad (2)$$

ここで、 $u_g$ 、 $v_g$ は地衡風速のx、y成分、 $f$ はコリオリ係数、 $\rho_a$ は空気密度、 $P$ は大気圧である。

等圧線が閉じている場合には、気圧傾度力とコリオリ力の他に遠心力が働き、図-3で示す傾度風の力学バランスが成立する。ただし、図は北半球における低気圧と高気圧の力学バランスを表しており、傾度風は低圧部を左手にして等圧線の接線方向に吹く特性がある。

このときの傾度風の力学バランスは、等圧線の曲率半径 $r$ を用いる円筒座標表示により、

$$fV_{gr} + \frac{V_{gr}^2}{r} = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r} \quad (3)$$

と表される。ここで、 $V_{gr}$ は傾度風速、 $f$ はコリオリ係数( $f=2\omega \sin \theta$ )、 $\omega$ は地球自転の角速度、 $\theta$ は緯度、 $r$ は等圧線の曲率半径、 $\rho_a$ は空気の密度である。曲率半径 $r$ が非常に大きい場合には、式(1)、式(2)の地衡風となる。地衡風、傾度風ともに緯度と気圧分布が与えられると自由大気の流れが計算可能である。

傾度風バランスの式(3)から、傾度風速は、

$$V_{gr} = -\frac{fR}{2} + \sqrt{\frac{f^2 R^2}{4} + \frac{R}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial r}} \quad (4)$$

で求められる。ここで、 $V_{gr}$ は傾度風速、 $f$ はコリオリ係数( $f=2\omega \sin \theta$ )、 $\omega$ は地球自転の角速度、 $\theta$ は緯度、 $r$ は等圧線の曲率半径、 $\rho_a$ は空気の密度である。

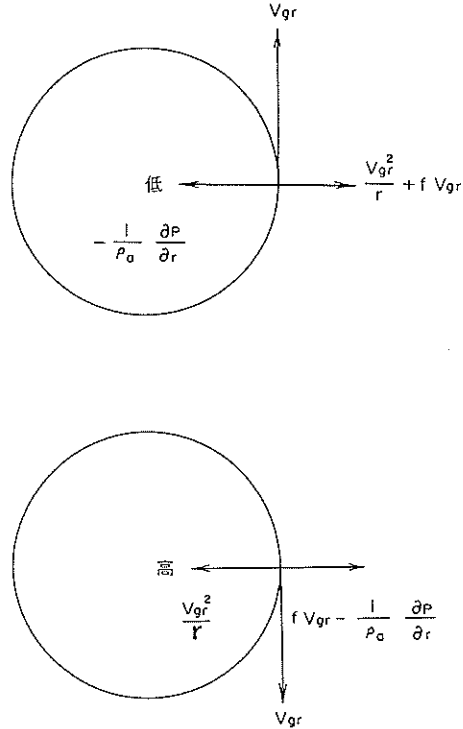


図-3 北半球における低気圧と高気圧の傾度風力学バランス

気圧値は、格子点情報として与えられるため、閉曲線の曲率半径方向の気圧傾度を計算することは計算上複雑となる。そこで、地衡風 $V_g$ を用いて傾度風を計算する。地衡風は、

$$|V_g| = \sqrt{u_g^2 + v_g^2} \quad (5)$$

$$|\frac{\partial P}{\partial r}| = \rho_a f |V_g| \begin{cases} \frac{\partial P}{\partial r} > 0 & \text{低気圧} \\ \frac{\partial P}{\partial r} < 0 & \text{高気圧} \end{cases} \quad (6)$$

が成立することから、式(5)に式(6)を代入し、

$$V_{gr} = \frac{V_g}{\frac{1}{2} + \sqrt{\frac{1}{4} \pm \frac{V_g}{f|r}}} \quad (7)$$



となる。ここで、+は低気圧、-は高気圧の場合の風速となる。式(7)の曲率半径 $r$ は、気圧の1次微分、2次微分を用いて計算される。

$$r = \frac{r^3 \left( \frac{\partial P}{\partial y} \right)^2 \left[ 1 + \left( \frac{1}{\cos y} \frac{\partial P}{\partial x} \right)^2 \right]^{3/2}}{r^2 \left\{ \frac{\partial P}{\cos^2 y} \left[ \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} - \frac{\partial^2 P}{\partial y^2} \frac{\partial P}{\partial x} \right] - \frac{\partial P}{\partial y} \frac{\partial^2 P}{\partial x^2} \right\}} \quad (8)$$

式(8)に示された気圧の1次微分、2次微分は、差分化することにより格子点気圧値から計算される。

傾度風を海上風の風速ならびに風向に補正する場合、例えば、後述する台風圏内においては、従来から経験的に、風速は傾度風速の6割から7割、風向は低圧部に約 $30^\circ$ の角度で吹き込むように補正される。このときの力学バランスは、図-4に示すように風速ベクトルと反対の方向に底面摩擦力が作用する。気圧傾度力の方向は等圧線の方角によって決まるため変化しないが、風速ベクトルとコリオリ力の方向は変化する。

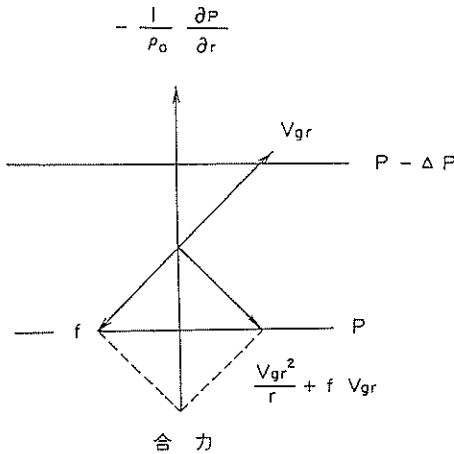


図-4 底面摩擦による傾度風の力学バランスの変化

### 3. 1. 2 台風モデルによる風推算

台風モデルを用いた風推算では、台風の中心位置、中心気圧と台風規模を表現するパラメータである台風半径により計算が可能である。台風の気圧分布推定式としては、Myersモデル、藤田モデル<sup>10)</sup>等があるが、波浪推算・高潮推算等で多くの使用実績があるMyersモデルを採用する。

Myersモデルの気圧分布は、台風中心からの距離の関数として次式で表される。

$$P = P_c + \Delta P \exp(-r_0/r) \quad (9)$$

ここで、 $P$ は台風の中心から距離 $r$ における気圧、 $\Delta P$

は台風の中心気圧、 $\Delta P$ は中心示度( $\Delta P = P' - P_c$ )、 $P'$ は台風から遠くはなれた地点の気圧で通常1013mb、 $r_0$ は台風半径であり、台風中心から最大風速発生地点までの距離に相当するパラメータである。

台風の中心位置および台風圏内の等圧線情報から、式(9)の定数である $\Delta P$ と $r_0$ が計算される。 $\Delta P$ と $r_0$ が求められると、任意地点での気圧分布が式(9)から計算され、台風を中心とする対称風、台風移動により発生する場の風、2つを合成した風がそれぞれ以下のように推算される。

中心対称風は、台風が停止していると仮定するときの風で、コリオリ力、遠心力、気圧傾度力が釣り合うと考えられる傾度風の式(4)で計算することができる。この時の風向は、台風中心と風推算点を結ぶ直線に直角な方向となる。式(4)で表される傾度風速は摩擦を考慮していないため、式(10)を用いて傾度風速を海上風速に補正する。

$$V_1 = C_1 V_{gr} \quad (10)$$

ここで、 $C_1$ は傾度風から海上風への補正係数であり、通常 $C_1 = 0.6 \sim 0.7$ を採用している。また、風向に関しては、傾度風の風向が低圧部に偏向するように、風速ベクトルを半時計回りに $30^\circ$ 補正している。

場の風は、台風の移動速度と中心対称風に比例し、かつ台風の移動方向に平行な風であると仮定する。計算式は、台風の移動速度を $V_T$ とし、式(11)で表される。

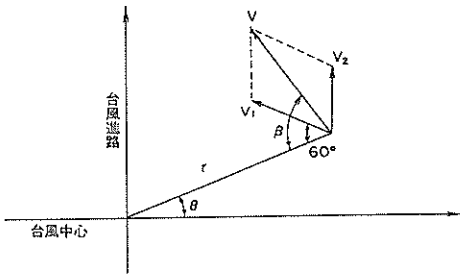
$$V_2 = C_2 \frac{V(r)}{V(r_0)} V_T \quad (11)$$

ここで、 $V_2$ は場の風の風速、 $C_2$ は比例定数であり、通常は中心対象風の補正係数 $C_1$ と同様の値を与える。

合成風の風速と風向は、式(4)と式(11)のベクトル和とその方向として計算される。台風モデルにより計算される風のプロットは、図-5のように表される。このような台風モデルを用いた風推算は、場の風という気圧移動に伴う変圧効果を組み込み、風推算を簡便かつ高速に行える特徴がある。しかも、台風の気圧分布が同心円で近似できる範囲では、他の風推算手法に比べても精度的に同等であることが観測データ等から検証されている。そのため、波浪推算・高潮推算等では広く採用されている風推算法である。

台風モデルによる風推算に必要な台風規模・台風位置等のデータも、通常傾度風モデルと同様、3時、9時、15時、21時の1日4回しか与えられない。このため、データの無い時刻については、4時刻のデータ値をそれぞれ

れ線形内挿することにより求め、この値を用いて風推算を行う。



図一五 台風モデルにより計算される中心対象風の風、合成風の模式図

### 3. 1. 3 傾度風・台風ハイブリッドモデル

移動速度が速い台風の影響圏内では、台風の移動に伴って発生する場の風を考慮している台風モデルによる風推算結果が、観測風により近い値を計算する。しかしながら、台風モデルの適用範囲はあくまで台風の影響圏内に限定される。一方、気圧分布を同心円で近似することが不可能な通常の低気圧または高気圧が存在する気圧場においては、傾度風モデルによる風推算が適用される。このような両者の特性を生かし、台風と台風の影響範囲外の低気圧・高気圧が共存する気圧場全てにおいて、精度良く自由大気風の風推算を行うことが可能な方法として、傾度風・台風ハイブリッドモデルを適用する。

この推算法は、台風半径 $r_0$ 内の風に台風モデルの推算結果 $V_{TY}$ を適用し、台風影響範囲よりも遠方の地点に傾度風モデルの推算結果 $V_{GR}$ を適用する。この間の風については、これら2つの推算法による結果を内挿することにより求めるものである。台風影響範囲と傾度風適用範囲を滑らかに接続させる空間内挿の関数は、次式で表されるものを用いる。

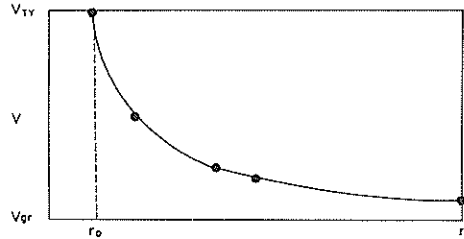
$$V = \begin{cases} V_{TY} & (r \leq r_0) \\ V_{TY} + V_{GR} \left(1 - \frac{r_0}{r}\right) & (r > r_0) \end{cases} \quad (12)$$

式(12)によれば、自由大気風の風は、台風中心からの距離 $r$ が増加するとともに、次第に傾度風速に漸近するように計算され、この関係は図一六のように表される。

## 3. 2 境界層モデルによる海上風推定

### 3. 2. 1 境界層モデルの仮定

自由大気から海面近傍までの大気は、気圧傾度力・コリオリ力・摩擦力がバランスし、高度とともに風向・風速は変化する。境界層を理論的にとり扱った代表的な海上風推定モデルであるカルドンモデル<sup>4), 6)</sup>は、境界層



図一六 傾度風・台風ハイブリッドモデルに適用した空間内挿関数

を渦動粘性係数一定として摩擦項を評価したエクマン境界層と、コリオリ力ならびに気圧傾度力を無視し、鉛直方向に風の対数分布を仮定した接地境界層の2層に分離した。ここでは、このモデルをさらに進め、境界層全てにおいて、気圧傾度力・コリオリ力・摩擦力の力学バランスを仮定し、海上風鉛直分布の解析解を求める「境界層モデル」を提案する。境界層モデルは、大気を自由大気と大気境界層の2層に分離し、自由大気は気圧傾度力とコリオリ力、大気境界層は気圧傾度力・コリオリ力・摩擦力がバランスする層と定義する。すなわち、接地境界層内で風の鉛直分布について成立する対数則を、気圧傾度力とコリオリ力が影響する状況下で自由大気の層まで外挿したモデルである。

この境界層モデルでは、以下の3つの仮定を置いた。

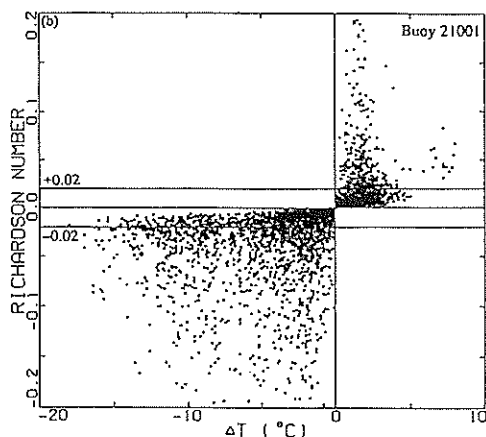
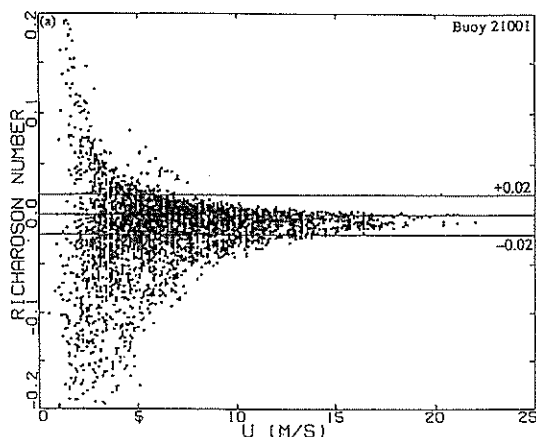
- ①大気は中立状態である。(水温気温差は無視する。)
- ②渦動粘性係数は鉛直上方に直線的に増加する。
- ③大気境界層は、海面上約1000mとする。

④で述べた大気中立状態の仮定は、風が大気の安定度に影響を受けることを考えると問題があると考えられる。しかしながら、江淵ら<sup>11)</sup>が報告した海上ブイの風観測データから得られた成果を見ると、風速が強い場合には、中立状態の近似はほぼ妥当であることが裏付けられる。図一七は、リチャードソン数 $R_i$ と海上風の風速 $V$ との関係ならびに、大気の安定度の指標となる気温水温差 $\Delta T$ との関係を観測値から求めたものである。リチャードソン数 $R_i$ は、

$$R_i = \frac{g}{T_a} \frac{\frac{dT_a}{dz}}{\left(\frac{du}{dz}\right)^2} \quad (13)$$

で定義される量であり、鉛直方向の風速勾配 $\frac{du}{dz}$ と温度勾配 $\frac{dT_a}{dz}$ の比率を表すパラメータである。ここで、海面の温度勾配は気温水温差で代表される。式(13)の温度

勾配が0の時に、リチャードソン数 $R_i=0$ となり、大気は中立状態となる。また、温度勾配が負の時に、リチャードソン数 $R_i$ は負となり、大気は不安定な状態となる。図一七によれば、風速10m/sを超える強風時には、リチャードソン数は0に漸近し、大気はほぼ中立状態に近似できることが示されている。また、気温水温差とリチャードソン数の関係を見ると、データがかなりのばらつきを示すことがわかる。このことは、必ずしも気温水温差とリチャードソン数、言い換えると風速勾配とは明確な関係が見られないことが示されている。



図一七 海上ブイの風データから解析された強風時の風の鉛直分布特性と大気安定度との関係<sup>1)</sup>

本研究では、波浪推算・高潮推算等に適用される気象擾乱時の風を主に対象としていることから、強風時において成立する大気中立状態は、モデルの仮定として十分妥当であると考えられる。さらに、カルドンモデル等において用いられる気温水温差は、気温が1日1回の気温分布を、水温が5日に1回の水温分布をもとに計算する。こ

の現状を考えると、使用するデータ精度に多くの問題を含んでいるものと考えられる。以上の点から、気温水温差の効果を風推算に考慮することが、必ずしも精度向上につながると考えることに疑問が残る。そこで、本研究における風推算では、入力データとして気圧分布のみを用いる方法を採用する。

### 3. 2. 2 境界層モデルの基本式

自由大気では地衡風平衡が近似的に成立し、式(1)と式(2)により、力学バランスが表されることは既に述べた。

いま、式(1)、式(2)を複素数を用いて合成すると、次式のように書き換えられる。

$$-fv_g + ifu_g = -\frac{1}{\rho_a} \left( \frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} \right) \quad (14)$$

さらに、地衡風成分風速 $u_g, v_g$ を複素速度を用いて表すと、

$$-fV_g = -\frac{1}{\rho_a} \left( \frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} \right) \quad (15)$$

となる。ここで、 $V_g = u_g + iv_g$ である。等圧線が曲率を持つ場合には、式(14)に遠心力項が加わり、傾度風の力学バランスの式(3)が成立することは既に述べた。

一方、大気境界層の力学バランスは、式(1)、式(2)のそれぞれに摩擦力の項を加え、

$$-fv = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (16)$$

$$-fu = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (17)$$

で表される。ここで、 $u, v$ は海上風速の $x, y$ 成分、 $K_z$ は鉛直渦動粘性係数である。

式(16)、式(17)についても、成分風速を複素速度を用いて表すと、

$$-ifV_g = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} + i \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (18)$$

と書き換えられる。ここで、 $V = u + iv$ であり、式(15)と式(18)から気圧傾度力の項を消去すると、

$$-if(V - V_g) = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial V}{\partial z} \right) \quad (19)$$

が成立する。式(19)の鉛直方向の風速差を $W = V - V_g$ とすると、次式のように力学バランスの式が記述される。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial W}{\partial z} \right) - i f W = 0 \quad (20)$$

ここで、鉛直渦動粘性係数 $K_z$ は、鉛直上方に直線的に増加すると仮定し、カルマン定数 $\kappa=0.4$ と海面の摩擦速度 $u_*$ を用いて表すと、

$$K_z = \kappa u_* z \quad (21)$$

となる。式(21)を式(20)に代入し、さらに、

$$y = 2\sqrt{cz} \exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right) \quad (22)$$

$$c = \frac{f}{\kappa u_*}$$

と置くと、式(20)の第1項、第2項は、それぞれ次式のように変形される。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K_z \frac{\partial W}{\partial z} \right) = C \kappa u_* \left[ \frac{d^2 W}{dy^2} + \frac{1}{y} \frac{dW}{dy} \right] \exp\left(-i\frac{\pi}{2}\right) \quad (23)$$

$$-i f W = f W \exp\left(-i\frac{\pi}{2}\right) \quad (24)$$

これらの式の関係から、式(20)において、

$$\frac{d^2 W}{dy^2} + \frac{1}{y} \frac{dW}{dy} + W = 0 \quad (25)$$

が成立する。式(25)の解は、Bessel関数 $J_0(y)$ 、 $N_0(y)$ を用いて、次式のように得られる。

$$W = A J_0(y) + B N_0(y) \quad (26)$$

いま、海面( $z=z_0$ )と上空( $z=z_\infty$ )の境界条件として、

$$z=z_\infty : y=y_\infty=2 \quad C z_\infty \exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right) \frac{dW}{dz} = 0$$

$$z=z_0 : y=y_0=2 \quad C z_0 \exp\left(-i\frac{\pi}{4}\right) V = 0, W = -V_g \quad (27)$$

が成立することから、式(26)の係数 $A$ 、 $B$ は、

$$B = -A \frac{J_1(y_\infty)}{N_1(y_\infty)}$$

$$A = -V_g \left[ \frac{N_1(y_\infty)}{J_0(y_0)N_1(y_\infty) - J_1(y_\infty)N_0(y_0)} \right] \quad (28)$$

となる。式(28)を、式(26)に代入すると、次式が得られる。

$$V = V_g \left[ 1 - \frac{J_0(y)N_1(y_\infty) - J_1(y_\infty)N_0(y)}{J_0(y_0)N_1(y_\infty) - J_1(y_\infty)N_0(y_0)} \right] \quad (29)$$

式(29)が境界層モデルの風の鉛直分布を与える解であり、自由大気風の風速 $V_g$ が与えられれば任意高度 $z$ における風速 $V$ が計算可能となる。ただし、式(22)で示したように、高度 $z$ を $y$ に変換するためには、摩擦速度 $u_*$ を与える必要がある。

海面の摩擦速度 $u_*$ は、海面上10m高度の風として定義される海上風 $V_{10}$ 、海面抵抗係数 $C_D$ を用いて、

$$u_* = \sqrt{C_D} V_{10} \quad (30)$$

で表される。海面抵抗係数 $C_D$ 値は種々の提案式がある。本研究で提案する境界層モデルは、次式で表される光易・草場<sup>12)</sup>の $C_D$ 則を採用する。

$$C_D = \begin{cases} (1.290 - 0.024V_{10}) \times 10^{-3} & (V_{10} < 8.0 \text{ m/s}) \\ (0.581 + 0.063V_{10}) \times 10^{-3} & (V_{10} \geq 8.0 \text{ m/s}) \end{cases} \quad (31)$$

以上の関係を用いると、境界層モデルによる海上風の推定は、次の手順により行うことが可能となる。

- ①自由大気風の風速 $V_g$ を傾度風モデル等によりあらかじめ計算する。
- ②初期値として $V_{10}=0.6V_g$ を仮定し、 $C_D$ 則から $u_*$ を計算する。
- ③境界層モデルの解に当てはめて、海上風 $V_{10}$ を計算する。
- ④新たに計算された海上風 $V_{10}$ を次のステップの初期値とし、風速の変化を $0.001 \text{ m/s}$ 以下とする収束条件を満足するまで、①と②を繰り返す。

本モデルにおける不確定な要素は、海面抵抗係数の経験式として、どのような式を用いるかにある。近年の研究では、海面抵抗係数 $C_D$ は波浪に依存するという報告<sup>13)</sup>、<sup>14)</sup>がある。より精度の高い海上風の推定において、海面抵抗係数の定式化は必要不可欠な課題であると考えられる。

### 3.3 外洋海上風の特徴

式(29)から得られる風は、海上風のみならず任意高度の風についても計算可能である。図-8は、緯度35度、自由大気風の風速 $V_g=35 \text{ m/s}$ の場合に計算される海面上の風の鉛直分布であり、海面上任意高度の成分風速 $u_x$ 、 $u_y$ と2成分をベクトル合成した風速 $V_s$ が描かれている。海面上の風の鉛直分布は対数分布となり、任意高度の合成風速 $V_s$ と自由大気風の合成風速 $V_g$ との比が風の低減率を表す。また、任意高度における成分風速比の逆正接 $\tan^{-1}$

$(v_s/u_s)$  と自由大気成分風速比の逆正接  $\tan^{-1}(v_g/u_g)$  との差が、低圧部への吹き込み角、すなわち偏向角を表す。図-8の条件で、海上風(海面上10m高度の風)の風速  $V_{10}$  は、自由大気風速  $V_g$  の0.67となり、風向の偏向角は  $23.8^\circ$  と計算される。

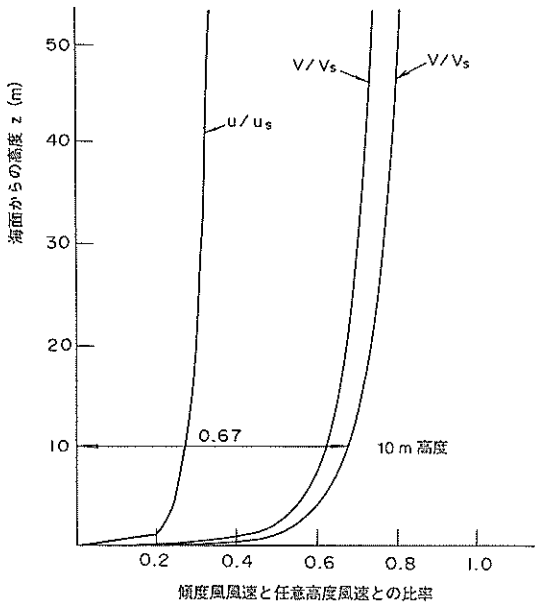


図-8 海面上の風の鉛直分布構造(緯度35度, 自由大気風速  $V_g=35\text{m/s}$ )

このように、緯度と自由大気成分風速  $u_g, v_g$  が与えられると、式(29)から海上風の成分風速、すなわち風の低減率と偏向角が計算される。図-9は、北緯20度から50度までの10度間隔の緯度毎に、自由大気風速と海上風の風速低減率(風速比と同じ)、ならびに偏向角との関係を示したものである。図によれば、高緯度になるほど、破線で示した偏向角は小さく、実線で示す風速低減率は増加する傾向が明らかになる。また、自由大気風の風速増加とともに、偏向角は大きくなり、風速低減率は低下することも図より明かである。前述した台風モデルの風推算等において、自由大気風を海上風に変換する場合に、用いられる風の低減率  $C_1=C_2=0.66$ 、偏向角  $30^\circ$  は、いずれも自由大気風速が強い場合に適用されるべき数値であることがわかる。

なお、式(29)は、複素Bessel関数を含み取扱いが面倒なため、実用上の簡便式として、図-9の風速低減率の関係を近似するべき乗型近似式を、緯度別に求める。近似式は次式で表される。

$$V = aV_g^b \quad (32)$$

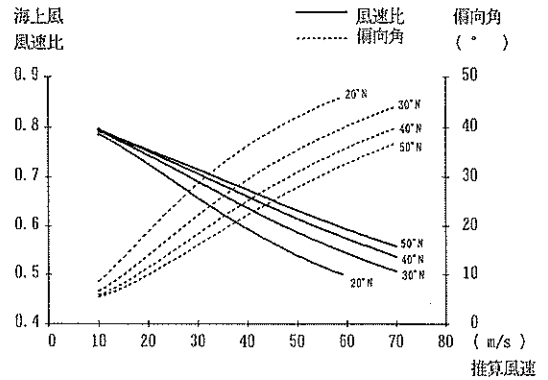


図-9 緯度別の自由大気風と海上風の風速・風向の関係

ここで、 $a, b$ は回帰係数であり、北緯35度における値は、 $a=1.69, b=0.735$ である。なお、以降の解析に当たって、べき乗の係数  $b$ は、緯度のみにより決定される値とし、係数  $a$ は、海面摩擦の違いまたは周辺地形等の影響により変化する比例定数と定義する。

### 3.4 海上風観測データと推算風の相関

境界層モデルにより明かとなった海上風特性が、観測風において成立することを検証するために、外洋において風観測が実施されている海上パイの観測データと格子点の気圧値から推算した傾度風との相関解析を行う。また、相関解析から得られる回帰式と前述したべき乗型の解析式(32)との比較を行う。解析に用いる観測風は、北緯39.5度、東経145.5度の三陸沖にある21001パイと、北緯29.0度、東経135.0度の太平洋上にある21004パイのデータである。

図-10は、2地点の海上観測風と推算された傾度風の風速相関を示すものである。横軸は推算風の風速、縦軸は観測風の風速である。実線はデータ群の平均的な特性を表すべき乗型の回帰式、破線は観測地点緯度を境界層モデルに当てはめて求められる解析解を、式(32)の形で近似したべき乗型の式である。データ点の数値または符号は、 $22.5^\circ$  間隔に全方向を等分割した16個の方位を意味し、それぞれのデータに対応する観測風の風向を図に示す。解析の結果、21001パイデータの回帰式は  $V=1.686V_g^{0.745}$ 、21004パイデータの回帰式は  $V=1.725V_g^{0.765}$  となる。これらの回帰式と破線で示した境界層モデルの近似式との差は、推算風の風速が高い場合においても、観測風に換算して  $1.0\text{m/s}$  程度となり、両者はほぼ一致している。このことから、境界層モデルを利用することにより、外洋海上風の推定は可能であることが検証される。

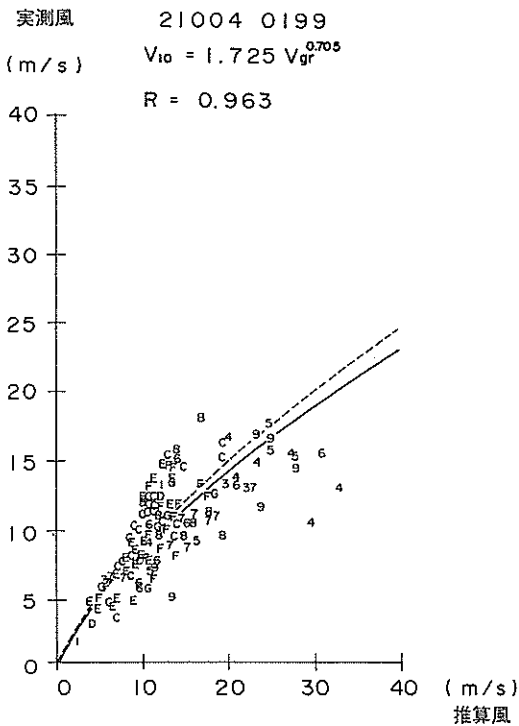
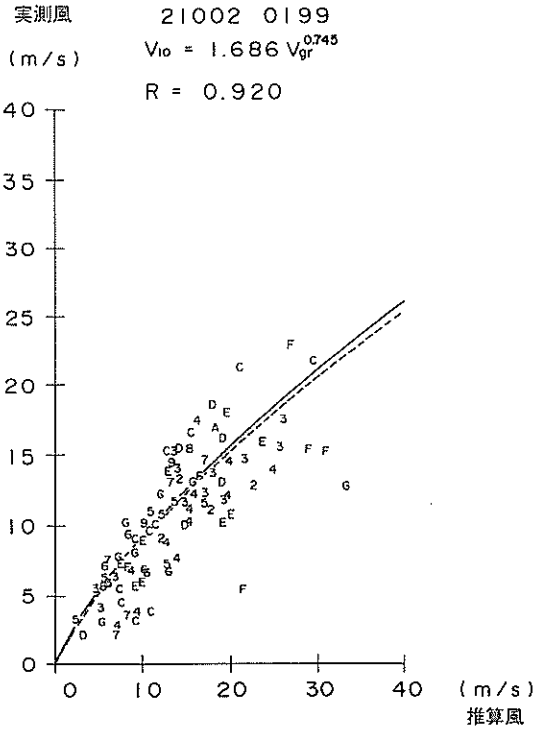


図-10 海上ブイの観測風風速と推算された傾度風風速との相関図と境界層モデルのベキ乗型近似解

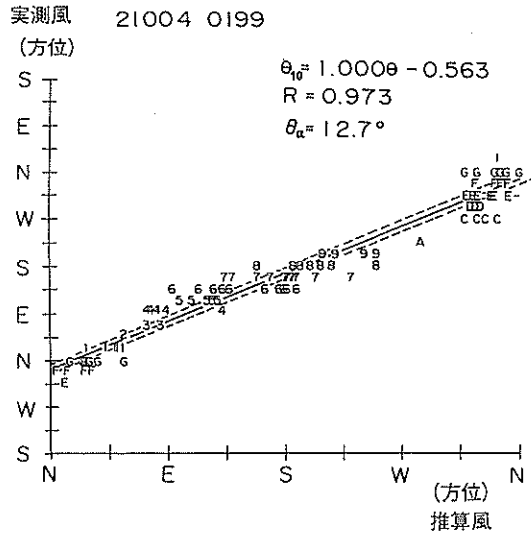
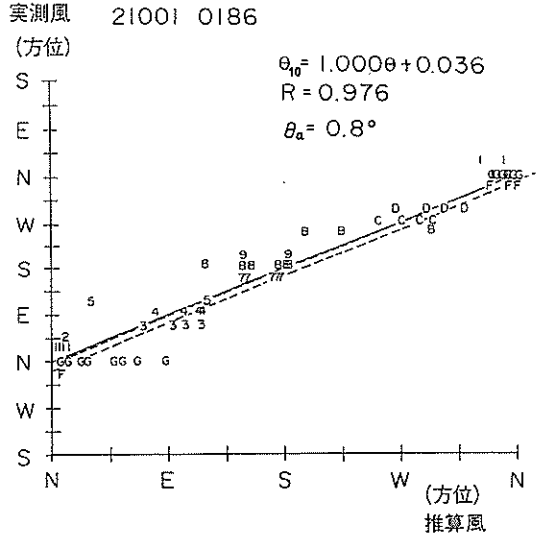


図-11 海上ブイの観測風向と推算された傾度風風向との相関図と境界層モデルから推定された偏向角の特性線

なお、収集したブイデータの個数が少ないことから、相関解析は観測された全ての方向のデータを対象に行った。

また、風向についても海上観測風と推算された傾度風との相関解析を行い、傾度風の風向がどの程度偏向すると、観測風の風向と平均的に一致するかを解析した。図-11は、ブイ21001と21004の観測海上風と傾度風の風向相関を示したものである。風速相関と同様に、横軸は推算風の風向を、縦軸は観測風の風向をとり、両軸とも16個に分割される方位を単位としている。実線は全方向

一定の偏向角があると仮定した場合のデータ群の平均的な偏向特性を表す回帰式である。また、偏向角が0の場合は、推算風の方位と観測風の方位が一致する点を結ぶ直線が偏向角を表す特性線となる。また、破線は境界層理論から推定される推算風速 $10\text{m/s}$ と $30\text{m/s}$ の場合の観測点緯度における全方向一定とする偏向角を表す特性線、すなわち、推算風の風向と海上風の風向のずれの推定値を表している。パイ21001の偏向角は回帰式より $0.036$ 方位、角度に換算すると $0.8^\circ$ となり、パイ21004の偏向角は $0.563$ 方位、角度に換算すると $12.7^\circ$ となる。パイ21004は、境界層理論により推定される2本の偏向角特性線間に回帰線がはいる。しかし、パイ21001は $0.5$ 方位程度の差で偏向角特性線からずれる。解析に用いた21001パイのデータ群は、21004パイと比較するとばらつきが大きく、波浪等によるパイ自体の振動に影響されていることも考えられ、風向に関して十分信頼できるデータとするのに問題が残る。このため、パイ21004のデータ解析結果を重視して判断すると、外洋海上風の風向推定は、境界層理論により可能であることが検証される。

外洋風の観測は、日本沿岸の風観測と比較して費用が高く、精度の高い測得も困難さを伴う。そのため解析可能なデータ個数はかなり限られる。今後、より多数のデータを用いて解析を行うことが望まれる。

#### 4. 内湾の海上風

##### 4.1 内湾海上風の地形依存性

内湾は、周囲が複雑な陸上地形に囲まれ、この影響を受けて複雑な風向・風速分布をしている。いま、図-12に示すように、陸上から海上に向けて湾内に一樣な風が吹く場合を仮定した簡単なモデル化を行い、海面上 $10\text{m}$ 高度の風の変化に着目する。

地表面を吹送する風は、底面摩擦の影響により鉛直上方に風速が増大するような対数式で近似可能な風速分布を形成する。この風速分布ができる層を境界層と呼ぶことは既に述べた。境界層上端の自由大気においては、陸上と海上の風速差はないが、摩擦の影響を受ける陸上 $10\text{m}$ 高度と海上 $10\text{m}$ 高度の風速を比較すると、陸上の底面粗度がより大きいため、陸上 $10\text{m}$ 風速は海上 $10\text{m}$ 風速よりも相対的に弱くなる。

図-12に示すように、風が陸上から海上に吹く状況を想定すると、この時の風の変化は図中で模式的に表すような対数分布形の変化となる。陸上の風上端では比較的上空まで風速が弱い対数分布形となるのに対して、海上では低高度においても風速が強い分布形となる。陸上の標高が高いときには、破線で示すような障害物背後に形

成される遮蔽域と同種の空間が形成され、ここでは対数分布で表現できないような逆風層が存在する場合もある。このような地形背後の遮蔽域を離れると、海上は底面粗度が相対的に小さいため、海上吹送距離の増加に伴い、 $10\text{m}$ 高度の風が強まるように対数分布は次第に変化する。また、図の風下端で表すように十分な吹送距離が確保される場合、海上風の鉛直分布は、外洋海上風のそれに漸近する。すなわち、陸上の影響を受けた内湾の海上風が吹送に伴って変化する状況は、陸上の影響圏から離れるとともに次第に外洋の海上風分布に回復する過程であると考えられる。したがって、内湾海上風は吹送距離 $F$ と陸上地形の代表標高 $H$ ならびに代表標高地点からの距離 $X$ に関係することが推定される。これら3つのパラメータは、図に示すように定義され、吹送距離 $F$ は陸上地形の影響を受ける海域の距離 $\Delta F$ を差し引いた仮想的な吹送距離 $F'$ としても定義される。

以上のような内湾海上風の地形依存性に関するモデルを、日本の代表的な内湾である東京湾・伊勢湾・大阪湾の海上風観測データの解析から検証する。

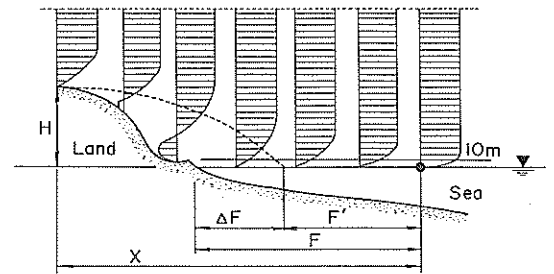


図-12 内湾海上風の地形依存性に関する模式図

##### 4.2 海上風観測データの相関解析

###### 4.2.1 内湾の海上風観測データ

東京湾の海上風観測地点は、東京灯標と第二海堡、伊勢湾は伊勢湾シーバース、大阪湾はMT局がある。図-13は、3つの湾の地形とそれぞれの湾の海上風観測地点の位置を示す。また、観測地点からの16方位の有効吹送距離（フェッチ）を合わせて示す。東京湾の湾軸はN-S方向であり、東京灯標は湾の北側に位置し、有効吹送距離の最大はS方向の $23\text{km}$ 、第二海堡は湾の南側に位置し、有効吹送距離の最大はNNE方向の $26\text{km}$ である。伊勢湾の湾軸はN-S方向であり、伊勢湾シーバースは湾の北側に位置し、有効吹送距離の最大はS方向の $35\text{km}$ である。大阪湾の湾軸はNE-SW方向であり、MT局は湾の南東側に位置し、有効吹送距離の最大はW方向の $27\text{km}$ である。4観測地点の有効吹送距離は、方向により差があ

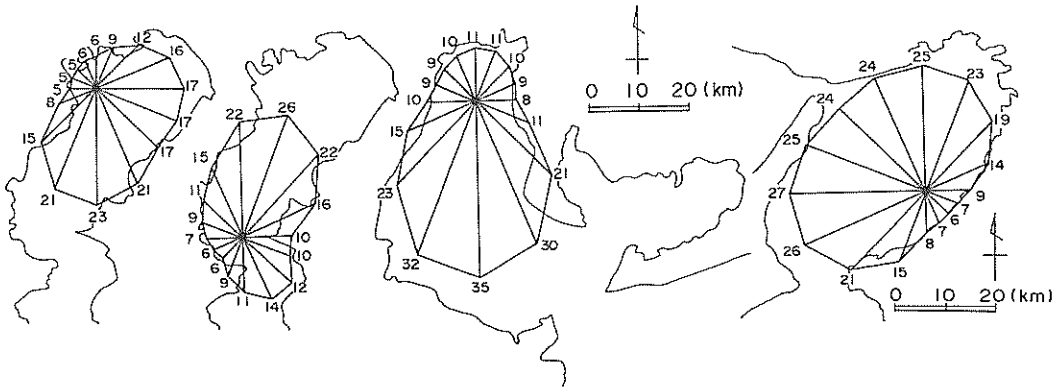


図-13 東京灯標・第二海堡・伊勢湾シーバース・大阪湾MT局の16方位の有効吹送距離 (単位km)

り、前述した内湾海上風の地形依存性に関するモデルを検証するのに適するデータである。

解析に用いる海上風データは、東京灯標と第二海堡が1974年から1989年までの16年間、伊勢湾シーバースが1984年から1989年までの5年間、MT局が1984年から1987年までの4年間にわたり観測されたものであり、毎時の10分間平均風速である。観測期間がそれぞれの地点により違うため、解析に使用するデータ数に差はある。いずれの風データも、観測地点において高風速を記録した全97個の気象擾乱期間の記録である。ここに、気象擾乱期間は、最大風速発生時刻を中心時刻とする前後2、3日間とする。

東京灯標の観測高度はAP+17.5m高度にあり、灯標の施設が大きく、風速計のNNE方向に灯台があるため、構造物の影響を強く受けている。このため、永井ら<sup>15)</sup>が整理した観測風の補正係数を用いて海上風に変換する。また、第二海堡はAP+21.3m高度にあり、伊勢湾シーバースの観測高度は平均水面上35m高度にあるため、風の鉛直分布を簡便に表す次式を用いて海上風に変換する。

$$V_s = V_{10} \left( \frac{z_s}{z_{10}} \right)^{1/7} \quad (33)$$

ここで、 $V_s$ は高度 $z_s$ の風速である。MT局の観測高度は平均水面上10m高度にあるため、観測値をそのまま用いる。

#### 4. 2. 2 東京湾海上観測風の相関

海上風観測点のうち、東京湾は、湾北側に位置する東京灯標と南側に位置する第二海堡の2地点あることから、海上風観測データを用いて、湾内海上風の分布特性について解析を行うことができる。東京灯標と第二海堡において同時刻に観測された風速の相関解析を方位別に

行った。図-14は、観測風の風速相関解析結果のうち、S方向の相関図であり、東京灯標の風向がSを中心とする左右2方位に該当するデータを対象に図を描いたものである。図の横軸に東京灯標の風速を、縦軸に第二海堡の風速をとる。データ群に対応する数字は、16方位単位方向を示すものであり、7から9の値はそれぞれSSEからSSWまでの方向を表している。また、データ群の平均的な傾向を表す回帰直線式の勾配から、東京灯標の風速を基準とする2地点の風速比が求められる。

この図から、東京灯標の風向がSの場合に、東京灯標の風速に対して、第二海堡の風速は平均すると約9割程度低い値が観測される。

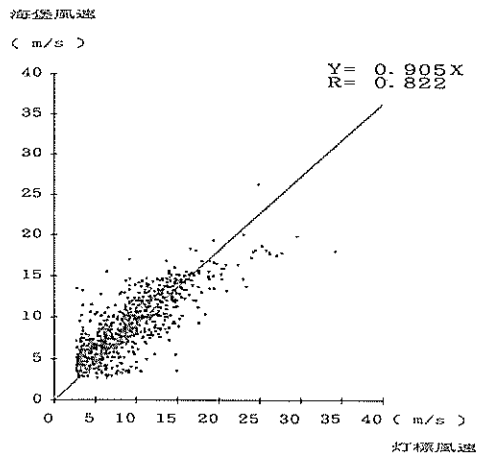


図-14 東京灯標と第二海堡の観測風の風速相関図 (東京灯標の観測風向がSを中心とした左右2方位に該当するデータを解析に用いた)

同様の解析を全方位について行い、整理した結果が図-15である。図の横軸は16方位を単位とする方向をとり、左側の縦軸は第二海堡の風速を東京灯標の風速で除



した2地点の風速比を、右側の縦軸は第二海堡の方位別有効吹送距離を東京灯標の同方位の有効吹送距離で除した2地点の吹送距離比をとった。また、図中の黒丸を付けた細線は方位別風速比の変化を、太線は方位別有効吹送距離比の変化を表している。ここで、風速比が大きいほど第二海堡の風速が相対的に強いことを表し、有効吹送距離比が大きいほど第二海堡の距離が相対的に長いことを表している。

風速比、有効吹送距離比ともに方向によって変化し、風速比と有効吹送距離比はほぼ同じ変化傾向となる。すなわち、有効吹送距離が長いほど、相対的に風速が大きくなるのが観測データから明らかとなった。

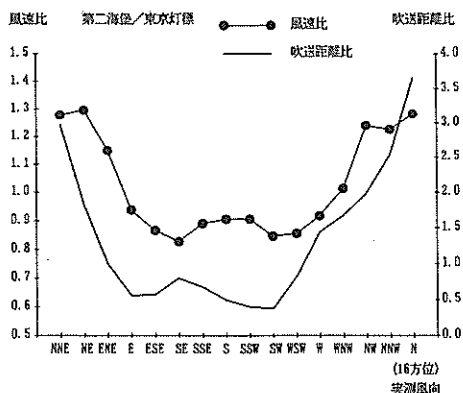


図-15 東京灯標と第二海堡の方位別風速比と有効吹送距離比の関係

### 4. 3 東京湾・伊勢湾・大阪湾の海上風特性

#### 4. 3. 1 海上風の風向特性

傾度風モデルにより推算される摩擦の影響を受けない自由大気の流れと、観測海上風との風向相関解析を行い、底面摩擦ならびに陸上地形により、内湾海上風の風向がどのような影響を受けるかを検討する。推算地点は、前述した東京灯標、第二海堡、伊勢湾シーパス、MT局の4地点とし、解析データは前述した気象擾乱時のものとする。

海上風の風向は、自由大気の流れが増大するとともに偏向角も大きくなることは既に述べた。この特性を踏まえて、推算される傾度風風速を10m/s間隔の階級に分類し、階級別に推算風向と同時刻の観測風向間で相関解析を行う。全方位を対象とする相関解析から、相関図上におけるデータ群の平均的な分布を表す一次回帰式、

$$\theta_{10} = \theta_{gr} + \theta_a \quad (34)$$

を求める。ここで、 $\theta_{10}$ は観測海上風の風向、 $\theta_{gr}$ は推

算された傾度風の風向、 $\theta_a$ は偏向角である。図-16は、4地点の風向相関解析から、式(34)により傾度風の風速階級別偏向角 $\theta_a$ を求め、これを地点別に表すものである。横軸は傾度風の風速をとり、風速が10m/s~20m/sの階級に相当するデータについては、中央値である15m/sの位置にそれぞれの結果を示した。縦軸は風向の偏向角を示しており、正の角度は、海上風の風向が傾度風の風向に対して反時計回りに変化することを表す。また、無印の実線は、前述した境界層モデルから推定される緯度35°における風速階級別の偏向角を示す。

図によれば、大阪湾の高風速階級を除いて、傾度風の風速増加とともに偏向角は大きくなり、境界層モデルによる推定結果と同様の傾向を示す。ただし、推定値よりかなり大きい偏向角となった。境界層モデルによる推定値が、外洋海上風の特徴を表すものであると考え、内湾海上風の偏向角は外洋に比べて平均的に大きくなる。境界層モデルによれば、高風速ほど底面粗度は大きくなり、それに伴って偏向角も大きくなる。この点から類推すると、内湾は外洋に比べて相対的に底面粗度が大きいため、偏向角も外洋より大きくなると考えられる。

次に、4地点において、方位別の風向相関解析を行い、

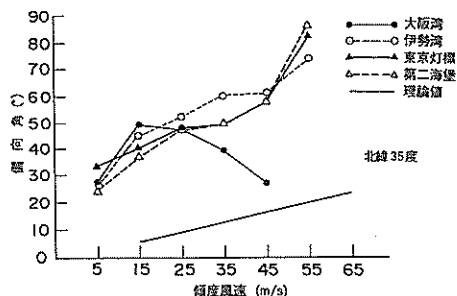
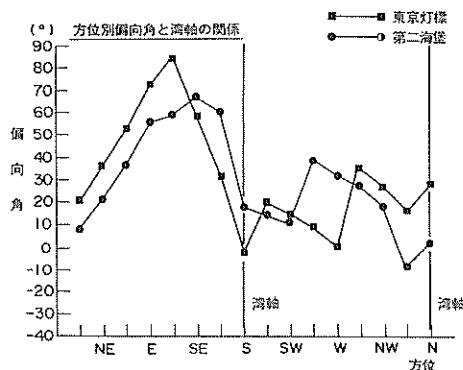


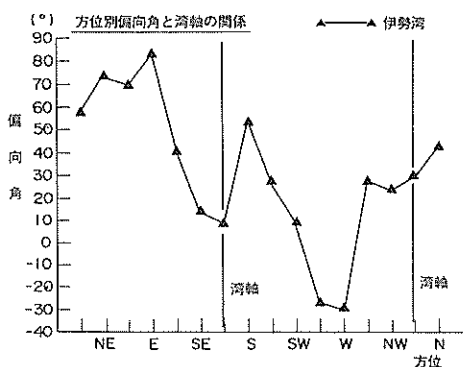
図-16 傾度風の風速階級別に求められた海上風の風向偏向角と境界層モデルにより推定された風向偏向角

偏向角を求める。このような解析を行う理由は、内湾周辺は陸上地形に囲まれており、方向毎に陸上地形の影響度が異なると考えられるためである。すなわち、傾度風の風速が、同じ風速階級に該当するデータにおいても、傾度風の風向により、偏向角は変化すると予想される。

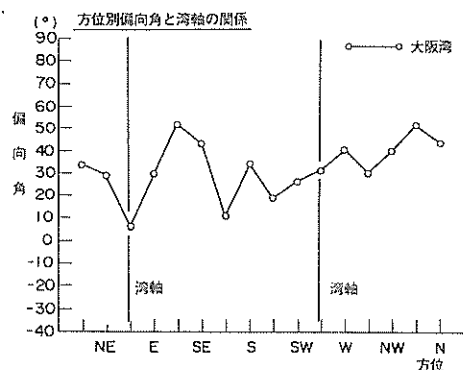
いま、図-13に示した東京湾の地形をもとに、海域延長距離が最も長いN-S方向を湾軸と定義する。そして、推算された傾度風の風速が10m/s以上のデータを対象に、方位別の風向相関解析を行い、湾軸と方位別平均偏向角との関係について調べる。図-17は、東京灯標と第



図一七 東京湾における傾度風風向別の海上風風向偏向角と湾軸との関係



図一八 伊勢湾における傾度風風向別の海上風風向偏向角と湾軸との関係



図一九 大阪湾における傾度風風向別の海上風風向偏向角と湾軸との関係

正の値をとる。また、N、Sの方位に示す縦線は、湾軸の方向を表している。図によれば、湾軸と角度を有する方位ほど、偏向角は相対的に大きくなる傾向がわかる。この傾向は、図一八に示す伊勢湾、ならびに図一九に示す大阪湾においても同様に見られる。ただし、伊勢湾のW~SWの方向については、負の偏向角となる点、東京湾の湾軸に直交するE方向とW方向で、偏向角が大きく異なる点等が注目される。伊勢湾に吹くW方向の風は、湾の西側に位置する1000m級の山によって遮蔽されるため、この山を避けるように風向は変化する。その結果、W方向の風の偏向角は負になると考えられる。

このように、傾度風の風速に伴う風向の変化は、内湾海上風の偏向角を決定する要因ではあるが、各方向の陸上地形の影響による風向の変化も重要な要因になると考えられる。詳細を明らかにするためには、後述するような陸上地形の起伏を計算条件に取り入れた数値計算モデルの導入が必要である。

#### 4. 3. 2 海上風の風速特性

観測風の風向を基準にデータを分類し、方位別に風速の相関解析を行う。データ群の平均的な分布特性を表す回帰式は、境界層モデルにより海上風推算を行うために提案した式(32)の近似式と同じべき乗型とする。回帰式は次式のように表される。

$$V_{10} = aV_{gr}^b \quad (35)$$

ここで、 $V_{10}$ は観測海上風の風速、 $V_{gr}$ は推算された傾度風の風速、 $a$ は風速の相関解析から決定される回帰係数、 $b$ は緯度により決定される係数である。3つの湾の代表緯度 $35^\circ$ では、係数 $b=0.735$ となることが既に示されている。そのため、解析では比例定数 $a$ のみを求める。なお、推算された風向は、1方位程度の誤差が含まれるものと考え、解析対象とする方位の±1方位を合わせた3方位のデータを用いて方位別の風速相関解析を行う。

図一二十は東京灯標の解析結果の1例として、S方向の相関図を示したものである。図の横軸は推算された傾度風風速を、縦軸は観測風風速をとる。破線は傾度風の風速を $10\text{m/s}$ 階級毎に分類し、各階級のデータ重心点を結んだものである。実線は、破線を上回る高風速に相当するデータ群から求めた回帰線である。このような処理は、階級内のデータ群のうち、観測風の上限に相当するデータ群に対して適合する回帰式を求めるように配慮したものである。また、データ群に当てはめられた数字は、16方位単位の風向を示し、7~9はSSE~SSWに相当する。

図によれば、東京灯標のS方向の回帰式は、 $V_{10} =$

二海堡において、方位別に求められる偏向角と東京湾の湾軸との関係を表す図である。ここで、方位別のデータ分類は、傾度風の風向をもとに行い、横軸は16方位の傾度風風向、縦軸は偏向角をとる。海上風の風向が傾度風の風向に対して反時計回りに変化する場合に、偏向角は

1.362 $V_{gr}^{0.735}$ となり、係数 $a=1.362$ となる。また、図-21に伊勢湾シーバースのS方向の相関図を、図-22に大阪湾MT局のS方向の相関図を示す。この図から回帰係数と

して、伊勢湾シーバースは $a=1.333$ 、大阪湾MT局は $a=1.172$ を得た。前述した境界層モデルの議論によれば、回帰係数は周辺地形の影響を反映していると考えられるため、地点により係数値は異なる。

いま、東京灯標において、全方位の風速相関解析結果から回帰係数を求め、これらの値と方位別の有効吹送距離との関係を調べる。図-23は、両者の方位別変化の比較結果である。図の横軸は16方位を、左側の縦軸は回帰係数 $a$ の大きさ、右側の縦軸は有効吹送距離をとる。黒丸を付けた細線が方位別の回帰係数の変化を、太線が方位別の有効吹送距離の変化を表す。

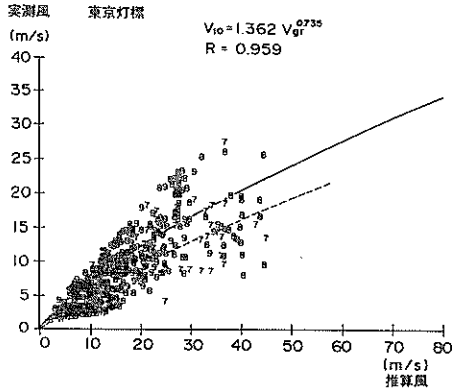


図-20 東京灯標において推算された傾度風と観測海上風の風速相関

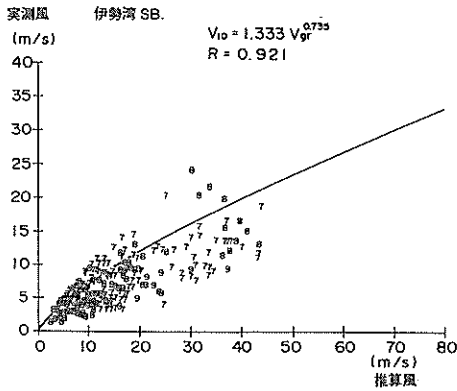


図-21 伊勢湾シーバースにおいて推算された傾度風と観測海上風の風速相関

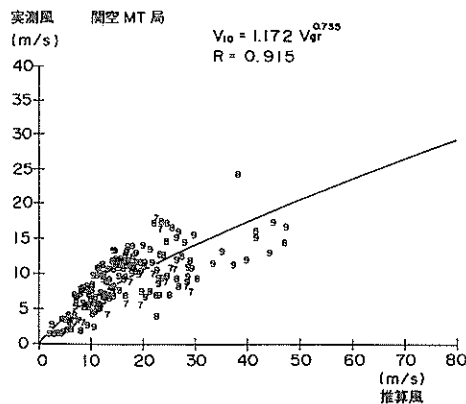


図-22 大阪湾MT局において推算された傾度風と観測海上風の風速相関

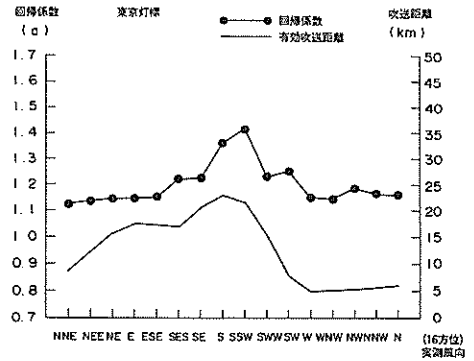


図-23 東京灯標において方位別に求めた海上風推定式の回帰係数と有効吹送距離との関係

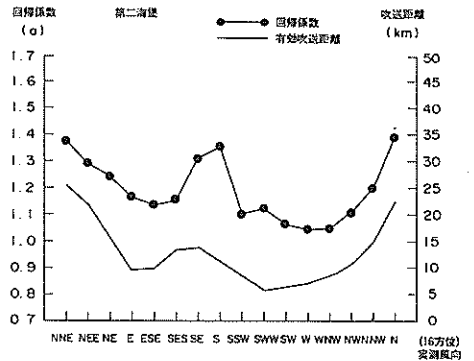


図-24 第二海堡において方位別に求めた海上風推定式の回帰係数と有効吹送距離との関係

回帰係数 $a$ と有効吹送距離の方位別変化傾向は、良く一致し、吹送距離が長いほど回帰係数は大きくなる。すなわち、吹送距離が長いほど海上風の風速は増大することがわかる。同様の処理を他の3地点についても行い、図-24に第二海堡を、図-25に伊勢湾シーバースを、図-26に大阪湾MT局の比較図を示す。伊勢湾シーバースのW方向を除いて、3地点とも東京灯標と同様の傾向が見られる。

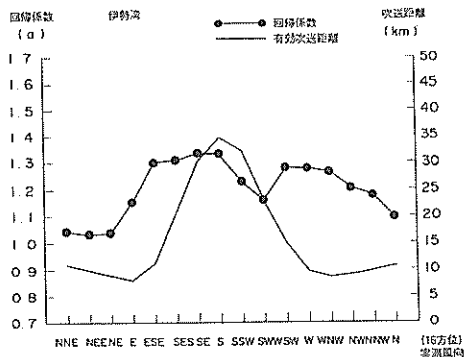


図-25 伊勢湾シーバースにおいて方位別に求めた海上風推算式の回帰係数と有効吹送距離との関係

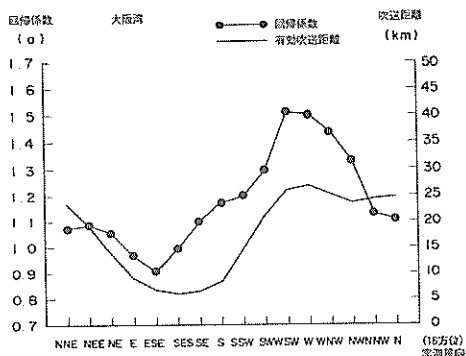


図-26 大阪湾MT局において方位別に求めた海上風推算式の回帰係数と有効吹送距離との関係

以上のような特性は、先に提示した内湾海上風の簡単なモデルで予想された特性と一致する。前述した海上風の風向特性に関する検討も合わせて考えると、本研究で行った海上観測風の解析結果から、日本の主な内湾において定性的に成立する海上風の風向・風速特性が存在することがわかる。

#### 4.4 地形依存性に関する経験則

推算された傾度風と観測海上風の風速相関解析から、明かとなる地点別方向別の回帰係数 $a$ と有効吹送距離との関係が、内湾で普遍的に成立することを検証する。そのために、4地点の方位別回帰係数と有効吹送距離を図-27に示す。

図-27は、横軸に有効吹送距離をとり、縦軸に回帰係数 $a$ をとったもので、データ点は4地点の方位別解析結果に相当する。また、曲線はデータ群の分布特性を平均的に表す回帰式である。前述した内湾海上風の簡単なモデルから推定すると、陸上では風速が弱く、海上を吹送するとともに風速は強くなり、外洋海上風の係数に漸近

することが予想される。これより、図-28に示す回帰式は、吹送距離0の時に縦軸と交わり、吹送距離が長くなるとともに、外洋海上風の回帰係数 $a=1.690$ に漸近する関数型であることが必要条件となる。

図より、データ群は、有効吹送距離の増加とともに回帰係数が大きくなる傾向を示す。しかしながら、いくつかの点は、求められた回帰式から離れて分布する。すなわち、有効吹送距離のみでは十分に特性を説明できない。そこで、さらに陸上地形の起伏の影響について検討を行った。ここで、有効吹送距離のみをパラメータとして求められる回帰式を、第一次近似の経験式と定義する。

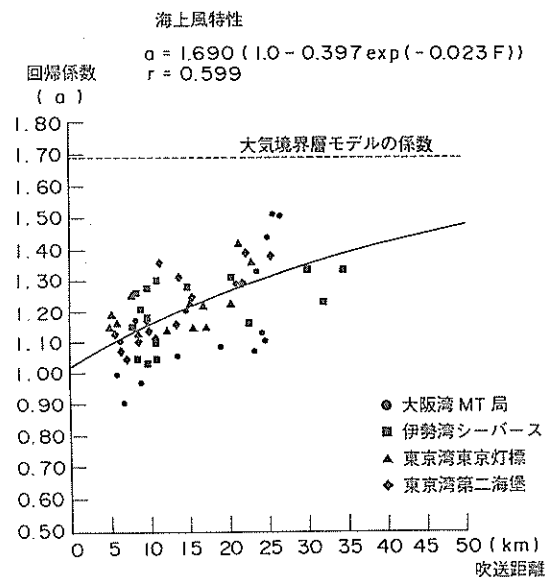


図-27 海上風推算式の回帰係数と有効吹送距離の関係と一次近似した経験式

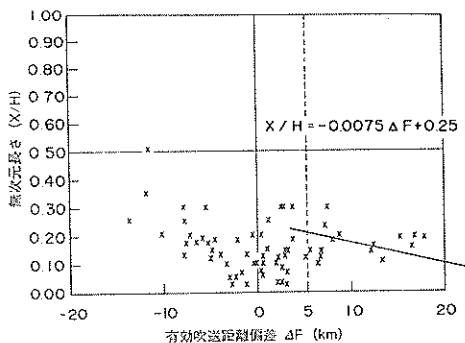


図-28 陸上地形の特性を表す無次元長さ $X/H$ と有効吹送距離の差 $\Delta F$ の関係（ここに、有効吹送距離の差は、実際の有効吹送距離と第一次近似式から求められる有効吹送距離との差である。）

陸上地形の起伏は、標高 $H$ と風観測点までの距離 $X$ によって特徴付けられることは既に述べた。この2つのパラメータを用いる無次元長さ $X/H$ を導入し、この値から陸上地形の影響を数値化する。ここで、2つの長さを単位とするパラメータは、縦横のスケールが大きく異なることから、標高 $H$ はm単位、水平距離 $X$ はkm単位とする。

はじめに、各データの有効吹送距離と、第一次近似式に回帰係数を代入することから計算される吹送距離との差 $\Delta F$ を求める。この差と、地形図から読み取った方位別の無次元長さ $X/H$ とを比較し、図-28にその結果を示す。データ群はかなりばらつくものの、定性的には無次元長さ $X/H$ が小さいほど、吹送距離の差 $\Delta F$ は正の方向に増加する傾向が見られる。無次元長さ $X/H$ が小さいことは、海岸線が陸上の起伏に近いか、もしくは起伏の標高が高いことに対応する。吹送距離の差が正の方向に大きいことは、距離を過大に評価していることに相当する。データ群の傾向は、陸上地形の起伏により、その背後に風の弱い領域が形成され、背後の有効吹送距離が相対的に減少することを表している。図-31に示すデータのうち、吹送距離の差が正の値で大きく、かつ無次元長さが小さい場合を抽出する。正の方向に5.0km以上の吹送距離の差があるデータについて、回帰式を求めると、

$$X/H = -0.0075 \Delta F + 0.25 \quad (36)$$

の関係が得られる。式(36)の関係をを用いて、有効吹送距離の差 $\Delta F$ を求め、 $\Delta F$ を有効吹送距離 $F$ から差し引い

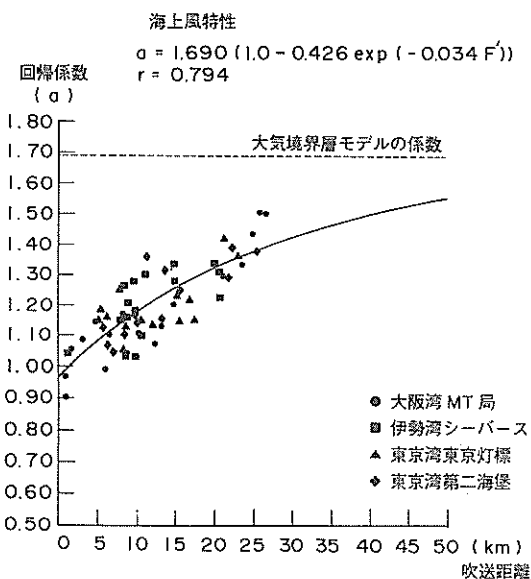


図-29 内湾海上風を推定する経験式回帰係数特性線

た仮想吹送距離 $F'$ を新たに定義する。ここで、仮想有効吹送距離の概念は、内湾海上風の簡単なモデルで既に述べたものである。

仮想有効吹送距離 $F'$ と回帰係数との関係は、図-29のように表され、データ群の特性は実線の回帰式で良く近似される。図に実線で示した特性線から、吹送距離の増加とともに回帰係数も増加し、吹送距離無限大で、境界層モデルより推定された緯度 $35^\circ$ における外洋風の係数 $\alpha = 1.690$ に漸近することが検証された。この特性線を第二次近似式とすると、海上風と傾度風との関係は次式で表される。

$$V = 1.690 (1 - 0.426 \exp(-0.034 F')) V_g^{0.735} \quad (37)$$

ここで、 $F'$ は仮想有効吹送距離( $F - \Delta F$ )、 $V_g$ は傾度風速、 $V_{10}$ は海上風の風速である。式(37)は、傾度風速から内湾の海上風を推定するための経験則である。このように、陸上地形を仮想吹送距離として定義するパラメータで組み込むことにより、内湾に共通な海上風推定式が求められた。

#### 4.5 経験則による内湾海上風分布の推定

自由大気の流れと海上風の風向が湾内で一様と仮定する。内湾の風推算地点における有効吹送距離 $F$ と無次元長さ $X/H$ が、あらかじめ方位別に求められれば、式(37)に示した内湾海上風の経験則(第二次近似)に、1代表地点において推算された傾度風の風速を代入し、

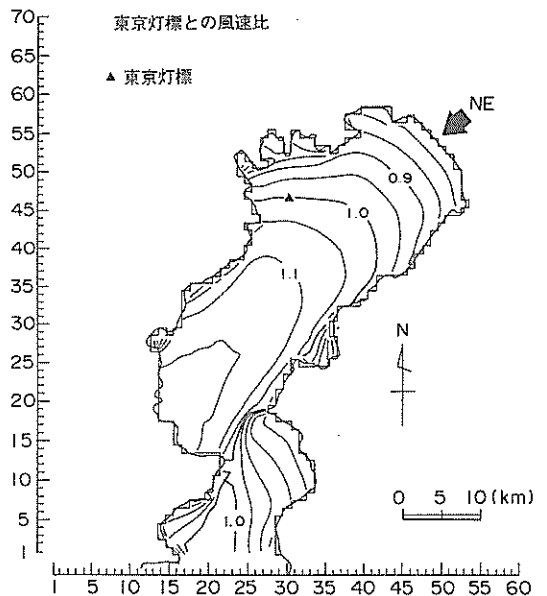
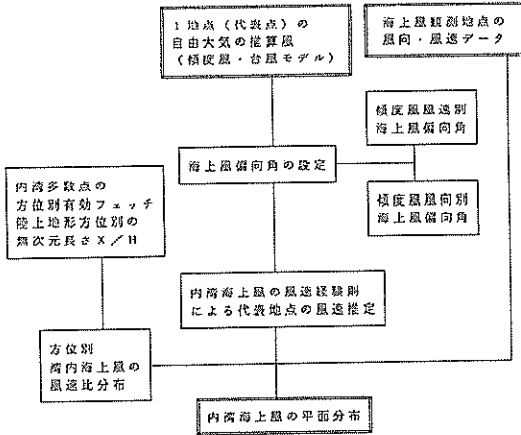


図-30 東京灯標における観測海上風の風速を基準とした風向NE時の東京湾海上風分布



図一31 内湾海上風の平面分布推定を行うための作業手順

内湾の任意地点における海上風を推定することができる。海上風の風向についても、推算された傾度風の風速階級別に求められた偏向角(図一16)か、もしくは風向別に求められた偏向角(図一17から図一19)を用いて推定できる。また、東京湾・伊勢湾・大阪湾のように、湾内に海上風観測データがある場合には、観測地点と内湾海上風を推定する各点の方位別風速比が経験式から計算できる。これを用いて、面的な海上風分布を推定できる。図一30は、観測風を用いた面的な海上風分布を推定する手法を適用した例である。東京灯標の観測海上風の風速を1.0とし、NE方向の海上風の風速比を平面分布として表すものである。

以上に述べた内湾海上風の平面分布推定法は、図一31のようにまとめられる。図一31に示す手順に従えば、1地点の観測風、ないしは推算風の情報から、簡単に湾内全体の海上風分布が推定できる。ただし、この方法は、あくまで1地点の風が極端に局所的な地形の影響を受けないことが前提としてあることに注意を要する。

さらに、内湾各地点において傾度風を面的に推算し、それぞれの地点の風向偏向角を風速階級別か風向別に求められた偏向角により決定し、方位別の経験式(37)に代入する。これより、気象擾乱の空間スケールを概略考慮し、内湾海上風の風向・風速分布を推定することも可能である。

## 5. 内湾海上風推算モデル

### 5.1 3次元マスコンモデル

#### 5.1.1 モデルの基本式

3次元マスコンモデルは研究例も多く、陸上地形の影

響を受ける風場を再現可能な手法として期待されている。<sup>9)</sup>

モデルの基本方程式は、質量保存則を束縛条件とする変分式で記述される。いま、大気を非圧縮性と見なすと、質量保存則は連続式で表される。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (38)$$

ここで、 $x, y, z$ は直角座標系における水平及び鉛直座標、 $u, v, w$ は成分風速である。従来方法では、観測風の内挿値または傾度風の海上補正風等を初期の風場条件とし、全格子点において風ベクトルの3次元空間分布を作成し、この分布を質量保存則を満足するような風場に調節する。マスコンモデルは、初期に与える風場は真値に近いと仮定することから、調節をできる限り小さくとどめることが望ましい。このため、調整値(補正後の値-初期の値)、すなわち真値からの誤差の2乗和を最小とするように補正風場を計算する方法がとられる。調整値の誤差を変分方程式で表すと、次式となる。

$$E(u, v, w, \lambda) = \int_V \left[ \alpha_1^2 (u - u^0)^2 + \alpha_1^2 (v - v^0)^2 + \alpha_2^2 (w - w^0)^2 + \lambda \left( \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) \right] dx dy dz \quad (39)$$

ここで、 $u, v, w$ は質量保存則を満たすように調整された成分風速、 $u^0, v^0, w^0$ は初期風速成分、 $\lambda$ はラグランジュの未定乗数、 $\alpha_1, \alpha_2$ はガウスの精度係数である。 $\alpha_i (i=1, 2)$ は、

$$\alpha_i = \frac{1}{2} \sigma_i^{-2} \quad (40)$$

により決定される。ここで、 $\sigma_i$ は観測誤差であり、調整した風速成分からの観測した風速成分の偏りを表す。 $\alpha_1$ と $\alpha_2$ の比は、調整した風速の水平成分と鉛直成分の相対的な大きさを定める係数となる。

式(39)の最小解を持つオイラー・ラグランジュ方程式は、

$$u = u^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial x} \quad (41)$$

$$v = v^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \frac{\partial \lambda}{\partial y} \quad (42)$$

$$w = w^0 + \frac{1}{2\alpha_2^2} \frac{\partial \lambda}{\partial z} \quad (43)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (44)$$

であり、これらの方程式は次の境界条件、

$$x \text{方向の境界: } n_x \lambda \delta(u) = 0$$

$$y \text{方向の境界: } n_y \lambda \delta(v) = 0$$

$$z \text{方向の境界: } n_z \lambda \delta(w) = 0$$

を満足しなければならない。ここで、 $\delta(\ )$  は括弧内の量の第1変分、 $n_x, n_y, n_z$  はそれぞれの方向の外向きを正にとった単位法線ベクトルである。式(41)から式(43)をそれぞれの方向で微分し、変分方程式(39)に代入すると、ポアソン型微分方程式が得られる。

$$\frac{\partial^2 \lambda}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \lambda}{\partial y^2} \left( \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{\partial^2 \lambda}{\partial z^2} = -2 \alpha_1^2 \left( \frac{\partial u^0}{\partial x} + \frac{\partial v^0}{\partial y} + \frac{\partial w^0}{\partial z} \right) \quad (45)$$

この式より $\lambda$ を求め、これを式(41)から式(43)に代入すると、質量保存則を満たすように調整された $u, v, w$ が得られる。なお、底面・側面の境界条件としては、次式を用いる。

$$\frac{\partial \lambda}{\partial n} = 0 \quad (46)$$

### 5. 1. 2 基本式の差分化

質量保存則を束縛条件とする風場の3次元変分式(31)を用いた解析は、ラグランジュの未定係数 $\lambda$ に関するポアソン型偏微分方程式(45)を解く問題に帰着する。この偏微分方程式を数値的に解く方法として、最も多く用いられている緩和法のうち、収束を早めた過緩和法と呼ばれる方法を採用する。偏微分方程式を解くために必要な変数は、 $\lambda$ のみであるが、入力条件として、各格子点上に初期風速成分 $u^0, v^0, w^0$ を与えることが必要である。これらの量の格子点における配置は、図-32に示すように定義する。

偏微分方程式(45)を各格子点において解くために、差分化を行うと、

$$\begin{aligned} & \frac{\lambda_{i-1,j,k} - 2\lambda_{i,j,k} + \lambda_{i+1,j,k}}{(\Delta x)^2} + \frac{\lambda_{i,j-1,k} - 2\lambda_{i,j,k} + \lambda_{i,j+1,k}}{(\Delta x)^2} \\ & + \left( \frac{\alpha_1}{\alpha_2} \right)^2 \frac{\lambda_{i,j,k-1} - 2\lambda_{i,j,k} + \lambda_{i,j,k+1}}{(\Delta x)^2} \\ & = -2\alpha_1^2 \left[ \frac{u_{i+1,j,k}^0 - u_{i,j,k}^0}{\Delta x} + \frac{v_{i,j+1,k}^0 - v_{i,j,k}^0}{\Delta y} + \frac{w_{i,j,k+1}^0 - w_{i,j,k}^0}{\Delta z} \right] \quad (47) \end{aligned}$$

となる。差分式(47)は境界に接しない格子点について適用されるものである。境界に接する格子点については、

境界条件に応じた2次微分を考える。ここで、 $x$ 方向の2次微分を例に考えると、次の差分式として記述できる。

$$\frac{A \lambda_{i-1} + B \lambda_i + C \lambda_{i+1}}{(\Delta x)^2} \quad (48)$$

式(48)の係数 $A, B, C$ の値は、種々の境界条件において、表-4のように与えられる。

表-4 境界条件に応じた係数値の一覧表

righthand boundary condition	A	B	C	lefthand boundary condition
regular point	1	-2	1	regular point
rigid boundary	0	-1	1	regular point
regular point	1	-1	0	rigid boundary
rigid boundary	0	0	0	rigid boundary
flow through boundary	0	-4	4/3	regular point
regular point	4/3	-4	0	flow through boundary
flow through boundary	0	-8/3	0	rigid boundary
rigid boundary	0	-8/3	0	flow through boundary

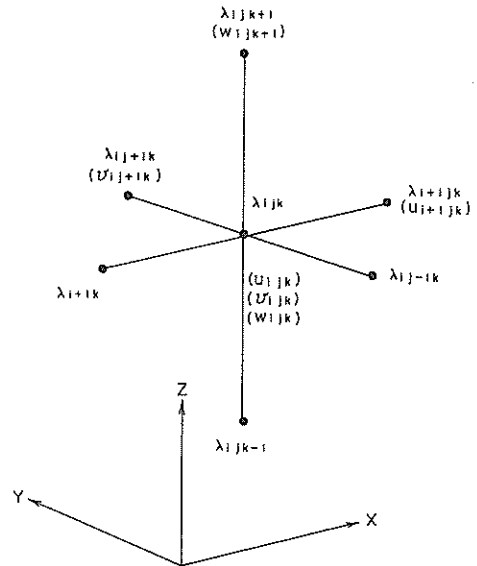


図-32 マスコンモデルの計算格子と変数配置

表-4の関係を用いると、式(47)は境界に接する格子点も含めた一般形の差分式として、

$$\begin{aligned} & \frac{A_x \lambda_{i-1,j,k} + B_x \lambda_{i,j,k} + C_x \lambda_{i,j+1,k}}{(\Delta x)^2} \\ & + \frac{A_y \lambda_{i,j-1,k} + B_y \lambda_{i,j,k} + C_y \lambda_{i,j+1,k}}{(\Delta y)^2} \end{aligned}$$

$$+\frac{A_x \lambda_{i,j,k-1} + B_x \lambda_{i,j,k} + C_x \lambda_{i,j,k+1}}{\left(\frac{\alpha 1}{\alpha 2}\right)^2 (\Delta z)^2} + D_{i,j,k} = 0 \quad (49)$$

のように書き換えられる。ここで、 $D_{i,j,k}$ は、

$$D_{i,j,k} = 2\alpha_1^2 \left( \frac{u_{i+1,j,k}^0 - u_{i,j,k}^0}{\Delta x} + \frac{v_{i+1,j,k}^0 - v_{i,j,k}^0}{\Delta y} + \frac{w_{i+1,j,k}^0 - w_{i,j,k}^0}{\Delta z} \right) \quad (50)$$

であり、初期に与えた風場の発散，すなわち初期風場からの偏りを表す。また、 $A_x, B_x, C_x, A_y, B_y, C_y, A_z, B_z, C_z$ は、各成分に対する境界条件によって、表-4から決定される係数である。

ポアソン方程式の格子点  $(x_i, y_j, z_k)$  における差分式は、発散量  $\sigma_{i,j,k}$  を用いると、次式のように記述される。

$$\nabla^2 Q_{i,j,k} + \sigma_{i,j,k} = 0 \quad (51)$$

ここで、 $\nabla^2$ は2階微分の差分表示を表す。この式を解く方法として採用する緩和法は、適当な方法で設定した成分風速の初期値を式(49)に代入し、推定値の誤差のために生ずる右辺の0からの差，すなわち剰余を小さくするように次のステップの推定値を与え、順次同様の処理を繰り返すことにより、剰余値を次第に減少させていく方法である。

いま、2次元の場合について、緩和法を説明すると、 $n$ 回目の繰り返しステップにおける格子点  $(x_i, y_j)$  の剰余  $R_{i,j}^n$  は、

$$R_{i,j}^n = \nabla^2 Q_{i,j}^n + \sigma_{i,j} \\ = \frac{Q_{i+1,j}^n + Q_{i-1,j}^n}{(\Delta x)^2} + \frac{Q_{i,j+1}^n + Q_{i,j-1}^n}{(\Delta y)^2} - \left( \frac{2}{(\Delta x)^2} + \frac{2}{(\Delta y)^2} \right) Q_{i,j}^n + \sigma_{i,j} \quad (52)$$

と表される。式(52)において  $R_{i,j}^n = 0$  となるように、次のステップ  $n+1$  で与える推定値を求めると、

$$Q_{i,j}^{n+1} = \frac{1}{2 \left( \frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta y)^2} \right)} \left( \frac{Q_{i+1,j}^n + Q_{i-1,j}^n}{(\Delta x)^2} + \frac{Q_{i,j+1}^n + Q_{i,j-1}^n}{(\Delta y)^2} + \sigma_{i,j} \right) \quad (53)$$

で表される。過緩和法は、収束を早めるための加速パラメータを導入して、式(52)の推定値のうち既に  $n+1$  ステップの計算を終了している  $Q$  については、 $n+1$  ステップ目の値に置き換えて、右辺が0となるように推定値  $Q$  を求める方法である。式(40)は、次式のように書き換えられる。

$$Q_{i,j}^{n+1} = Q_{i,j}^n \frac{1 + \omega}{2 \left( \frac{1}{(\Delta x)^2} + \frac{1}{(\Delta y)^2} \right)} \left\{ \frac{Q_{i+1,j}^n + Q_{i-1,j}^n}{(\Delta x)^2} + \frac{Q_{i,j+1}^n + Q_{i,j-1}^n}{(\Delta y)^2} - \left( \frac{2}{(\Delta x)^2} + \frac{2}{(\Delta y)^2} \right) Q_{i,j}^n + \sigma_{i,j} \right\} \quad (54)$$

ここで、 $\omega$  は加速パラメータで0~1の値を与えるが、格子数  $(p, q)$  を用いた最適値の参考式、

$$\omega = 1 - \sqrt{2} \sqrt{\left( \frac{\pi}{p-1} \right)^2 + \left( \frac{\pi}{q-1} \right)^2} \quad (55)$$

により与えることが、解析により明らかにされている。式(54)を3次元に拡張して、変分方程式の一般差分式(41)に当てはめると、求める変数  $\lambda$  の逐次近似解は、次式のようになる。

$$\lambda_{i,j,k}^{n+1} = \lambda_{i,j,k}^n - \frac{1 + \nu}{\left\{ \frac{B_x}{(\Delta x)^2} + \frac{B_y}{(\Delta y)^2} + \frac{B_z}{\left(\frac{\alpha 1}{\alpha 2}\right)^2 (\Delta z)^2} \right\}} \left[ \frac{A_x \lambda_{i+1,j,k}^n + C_x \lambda_{i-1,j,k}^n}{(\Delta x)^2} + \frac{A_y \lambda_{i,j+1,k}^n + C_y \lambda_{i,j-1,k}^n}{(\Delta y)^2} + \frac{A_z \lambda_{i,j,k-1}^n + C_z \lambda_{i,j,k+1}^n}{\left(\frac{\alpha 1}{\alpha 2}\right)^2 (\Delta z)^2} + \left\{ \frac{B_x}{(\Delta x)^2} + \frac{B_y}{(\Delta y)^2} + \frac{B_z}{\left(\frac{\alpha 1}{\alpha 2}\right)^2 (\Delta z)^2} \right\} \lambda_{i,j,k}^n + D_{i,j,k} \right] \quad (56)$$

式(56)で計算される  $\lambda$  が全格子点において収束条件を満足する場合に、これを解とし、各格子点において調整された成分風速を計算する。調整風速の計算式は、オイラー・ラグランジェ方程式を差分化した次式により計算する。

$$u_{i,j,k} = u_{i,j,k}^0 + \frac{1}{2\alpha_1^2} \left( \frac{\lambda_{i+1,j,k} - \lambda_{i,j,k}}{\Delta x} \right) \quad (57)$$



$$v_{i,j,k} = v_{i,j,k}^0 + \frac{1}{2\alpha_z^2} \left( \frac{\lambda_{i,j+1,k} - \lambda_{i,j,k}}{\Delta y} \right) \quad (58)$$

$$w_{i,j,k} = w_{i,j,k}^0 + \frac{1}{2\alpha_z^2} \left( \frac{\lambda_{i,j,k+1} - \lambda_{i,j,k}}{\Delta z} \right) \quad (59)$$

### 5. 1. 3 境界層上端の境界条件

境界層上端の自由大気の風は、傾度風・台風ハイブリッド風推算モデルにより計算される。台風圏内では台風モデルの風、台風の影響範囲外では気象図の気圧分布から計算される傾度風モデルの風となるように、式(12)を用いて空間的な内挿操作を行う。ただし、本研究で対象とする風推算範囲は内湾に限定され、かつ台風が湾に接近する強風時を推算期間と置くことから、台風モデルのみにより風推算を行う。

境界条件となる境界層上端風場の計算に用いる台風モデルの気圧分布は、式(9)に示したMyersモデルを適用する。また、この気圧分布から、傾度風風速 $V_g$ は式(4)により推算する。台風の移動に伴って生じる場の風は、式(4)で示した傾度風速と台風の進行速度 $V_T$ に比例するものと仮定し、次式で計算する。

$$V_2 = \frac{V(r)}{V(r_0)} V_T \quad (60)$$

ここで、式(60)は、前掲した式(11)の風の低減率 $C_2 = 0.0$ としたものである。海面摩擦の影響を受けない自由大気の風は、式(4)で求められる傾度風速と式(60)で求められる場の風をベクトル合成することにより求められる。

### 5. 2 経験則・マスコンハイブリッド風推算モデル

先に示した東京湾、伊勢湾、大阪湾の観測海上風と推算された傾度風の相関解析結果から、内湾海上風の風速 $V$ は、傾度風の風速 $V_g$ 、ならびに陸上地形特性を代表する有効吹送距離 $F$ と陸上地形の起伏に関する無次元パラメータ $X/H$ から求められる仮想有効吹送距離 $F'$ の2つのパラメータを用いた簡単な経験則(37)で推定できることを明らかにした。また、内湾海上風の風向偏向角は、傾度風の風速ならびに湾軸の方向に依存することも明らかにした。これら観測データから得られた内湾海上風の特徴を、風推算モデルにおいて生かすために、経験則から求められる風場を最下層の初期条件とする3次元マスコンモデルを開発し、このモデルにより風推算を行う。

従来のマスコンモデルは、観測値等を内挿するか、も

しくは傾度風モデル等により推算される風を初期の風場条件として与えている。そして、この初期風場を真値とみなし、各格子点において質量保存則を満たしながら、初期風場からの誤差を最小とする調整風場を全格子点で求める。そのため、マスコンモデルの特性である調整された風場が初期風場に強く依存することが問題となる。仮に観測風を初期風場として用いる場合でも、観測風が陸上のものであれば、海上風への変換処理を行うことが必要となる。このように、適切な情報を初期風場として与えることは、マスコンモデルの適用上、最も注意を要する問題となる。

この初期風場を、観測海上風の解析結果から求めた経験則を利用して設定することが、本研究で提案する改良型モデルの特徴である。また、風の鉛直分布は、例えば対数分布を仮定する等、種々の設定方法がある。本研究では、境界層上端において与えた自由大気の風と最下層で与えた経験則による推定海上風を単純に線形内挿して与えることとする。また、初期の風向の設定については、最下層の風向偏向角は $30^\circ$ とし、鉛直方向に風速同様線形内挿する方法を採用する。前述した観測海上風の解析結果から、海上風の風向偏向角に関する知見は得られたが、局所的な陸上地形の影響までは考慮できない。そのため、風向の偏向角については、内湾海上風モデルによる風推算結果に期待することとした。

### 5. 3 気流数値計算モデル

#### 5. 3. 1 モデルの基本式

粘性流体の流れの状態は、慣性項と粘性項の比率として定義されるレイノルズ数により概略判断できる。レイノルズ数の値が異なると、障害物をよぎる流れにおいて、その下流側背後における流速分布が異なる。

レイノルズ数 $Re$ は、代表流速 $U$ 、障害物の流れに対する規模 $L$ 、粘性係数 $\nu$ により、次式のように定義される。

$$Re = \frac{UL}{\nu} \quad (61)$$

このレイノルズ数が55~1000程度の範囲で、背後にカルマン渦列が生ずることはよく知られている。カルマン渦列は、ビル背後の流れ等に見られる。さらに、大規模なスケールの例として、冬季の季節風吹き出し時に朝鮮半島南に位置する済州島の風下側で渦状の雲列が気象衛星写真から観測されている。このような障害物をよぎる流れに発生する渦を再現可能な数値計算モデルが開発され、SOLA<sup>16)</sup>と名づけられた。この数値計算モデルは、複雑な粘性流れを、大型コンピュータを使用することな

く解くことを目的として開発されたものである。本研究が目的としている陸上地形の影響を受ける風場を、可能な限り迅速に計算する点と主旨が一致している。本研究で採用する気流数値計算モデルは、3次元に拡張したSOLAモデルであり、3次元の粘性流体の連続式と運動方程式を直接的に解く方法である。このモデルは、構造物背後に生じる渦の再現等、小スケールの風場推算について既に適用されており、マスコンモデルで問題とされた初期風場の影響に大きく左右されない収束解を求めることが可能である。このような3次元の気流計算モデルが、近年利用され始めていることを考慮し、モデル実用化の第一段階として現地スケールの風推算を行う。

3次元流れに関する連続式と運動方程式は、Navier-Stokesの方程式で表される。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (62)$$

$$\frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial u^2}{\partial x} + \frac{\partial uv}{\partial y} + \frac{\partial uw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial x} + g_x + \nu \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right] \quad (63)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} + \frac{\partial uv}{\partial x} + \frac{\partial v^2}{\partial y} + \frac{\partial vw}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial y} + g_y + \nu \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \quad (64)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} + \frac{\partial uw}{\partial x} + \frac{\partial vw}{\partial y} + \frac{\partial w^2}{\partial z} = -\frac{1}{\rho_a} \frac{\partial P}{\partial z} + g_z + \nu \left[ \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right] \quad (65)$$

ここで、 $P$ は気圧、 $\rho_a$ は空気密度、 $u$ 、 $v$ 、 $w$ はそれぞれ $x$ 、 $y$ 、 $z$ 方向の成分風速、 $\nu$ は粘性係数である。ただし、本研究で取り扱うようなスケールの大きい風推算において、粘性係数は、レイノルズ応力として流体に作用する力の場合に適用される渦動粘性係数を与える。

このモデルの問題点は、海面及び陸上面の境界条件、ならびに側方境界条件をどのように設定するかにある。特に、底面の摩擦を考慮した境界条件は、現在研究レベルにある。例えば、境界層の近似として、 $\kappa - \epsilon$ モデル等を導入すると、計算時間は膨大なものとなり、実用的に困難なモデルとなる。そこで、本研究では、摩擦なしの条件により計算結果の特性のみを検討することとする。

### 5. 3. 2 基本式の差分化

基本式の差分化にあたり、流れを離散量として表現するため計算格子と変数の配置を、図-33のように定義する。

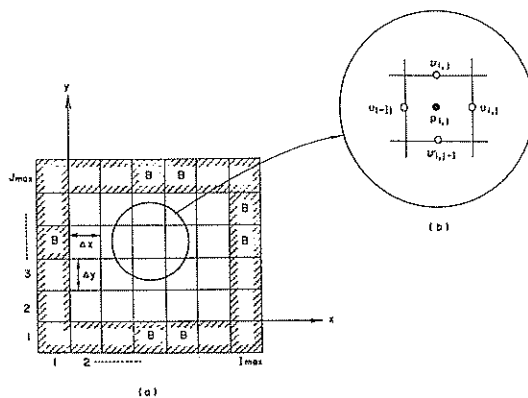


図-33 3次元SOLAモデルの計算格子と変数配置

この定義に沿って、基本式(62)から(65)を差分する。ここでは、簡単な記述を行うために2次元平面の場合について差分化を行う。2次元における差分式は、次式のように表される。

$$\frac{1}{\Delta x} (u_{i,j}^{n+1} - u_{i-1,j}^{n+1}) + \frac{1}{\Delta y} (v_{i,j}^{n+1} - v_{i,j-1}^{n+1}) = 0 \quad (66)$$

$$u_{i,j}^{n+1} = u_{i,j}^n + \Delta t \left[ \frac{1}{\Delta x \rho_a} (P_{i,j}^n - P_{i+1,j}^n) + g_x - FUX^n - FUY^n + VISX^n \right] \quad (67)$$

$$v_{i,j}^{n+1} = v_{i,j}^n + \Delta t \left[ \frac{1}{\Delta y \rho_a} (P_{i,j}^n - P_{i,j+1}^n) + g_y - FVX^n - FVY^n + VISY^n \right] \quad (68)$$

ここで、 $P$ は気圧であり、 $FUX$ 、 $FUY$ 、 $FUZ$ 、 $FVX$ 、 $FVY$ 、 $FVZ$ 、 $FWX$ 、 $FWY$ 、 $FWZ$ は移流項、 $VISX$ 、 $VISY$ 、 $VISZ$ は粘性項である。また、添字 $n$ は計算時間ステップを表す。式(67)、式(68)の移流項ならびに粘性項は、次式のように表される。

$$FUX^n = \frac{1}{4 \Delta x} \left[ (u_{i,j}^n + u_{i+1,j}^n)^2 + \alpha |u_{i,j}^n + u_{i+1,j}^n| \cdot (u_{i,j}^n - u_{i+1,j}^n) - (u_{i-1,j}^n + u_{i,j}^n)^2 - \alpha |u_{i-1,j}^n + u_{i,j}^n| \cdot (u_{i-1,j}^n - u_{i,j}^n) \right] \quad (69)$$

$$\begin{aligned}
 FUY^n = & \frac{1}{4\Delta y} [(v_{ij}^n + v_{i+1,j}^n)(u_{ij}^n + u_{i+1,j}^n) \\
 & + \alpha |v_{ij}^n + v_{i+1,j}^n| \cdot (u_{ij}^n - u_{i+1,j}^n) \\
 & - (v_{i,j-1}^n + v_{i+1,j-1}^n)(u_{i,j-1}^n + u_{i+1,j-1}^n) \\
 & - \alpha |v_{i,j-1}^n + v_{i+1,j-1}^n| \cdot (u_{i,j-1}^n - u_{i+1,j-1}^n)] \quad (70)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 FVX^n = & \frac{1}{4\Delta x} [(u_{ij}^n + u_{i+1,j}^n)(v_{ij}^n + v_{i+1,j}^n) \\
 & + \alpha |u_{ij}^n + u_{i+1,j}^n| \cdot (v_{ij}^n - v_{i+1,j}^n) \\
 & - (u_{i-1,j}^n + u_{i+1,j}^n)(u_{i-1,j}^n + u_{i+1,j}^n) \\
 & - \alpha |u_{i-1,j}^n + u_{i+1,j}^n| \cdot (v_{i-1,j}^n - v_{i+1,j}^n)] \quad (71)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 FVY^n = & \frac{1}{4\Delta y} [(v_{ij}^n + v_{i+1,j}^n)^2 + \alpha |v_{ij}^n + v_{i+1,j}^n| \\
 & \cdot (v_{ij}^n - v_{i+1,j}^n) - (v_{i,j-1}^n + v_{i+1,j-1}^n)^2 - \alpha |v_{i,j-1}^n + v_{i+1,j-1}^n| \\
 & \cdot (v_{i,j-1}^n - v_{i+1,j-1}^n)] \quad (72)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 VISX^n = & \nu \left[ \frac{1}{\Delta x^2} (u_{i+1,j}^n - 2u_{ij}^n + u_{i-1,j}^n) + \right. \\
 & \left. \frac{1}{\Delta y^2} (u_{i,j+1}^n - 2u_{ij}^n + u_{i,j-1}^n) \right] \quad (73)
 \end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
 VISY^n = & \nu \left[ \frac{1}{\Delta x^2} (v_{i+1,j}^n - 2v_{ij}^n + v_{i-1,j}^n) + \right. \\
 & \left. \frac{1}{\Delta y^2} (v_{i,j+1}^n - 2v_{ij}^n + v_{i,j-1}^n) \right] \quad (74)
 \end{aligned}$$

ここで、 $\alpha$  は移流項に係る重み係数であり、本研究では、 $\alpha = 1$  の風上差分を用いる。

これらの差分式に基づいて計算を行うと、 $u$ 、 $v$  が求められる。一般に、連続式を満足しない流速が計算されることから、次式で定義される発散量を計算する。

$$D = \frac{1}{\Delta x} (u_{ij} - u_{i-1,j}) + \frac{1}{\Delta y} (v_{ij} - v_{i-1,j}) \quad (75)$$

任意格子の発散量  $D$  が負の場合には、格子内に質量が流入することを意味しており、この格子の圧力は質量を流入しないように増加させることが必要となる。また、発散量  $D$  が正の場合には、逆に格子内から質量が流出することを意味しており、この格子の圧力は質量を流出させないように減少させることが必要となる。SOLAモデルでは、圧力  $P$  を調整して発散量  $D$  が 0 になるように順次

繰り返し計算を継続し、全ての格子において発散量が収束条件を満足するまで行う。発散量を 0 とするように調節すべき圧力  $P$  の増分は、次式のように表される。

$$\delta P = -D / \left\{ 2\Delta t \left( \frac{1}{\Delta x^2} + \frac{1}{\Delta y^2} \right) \right\} \times \omega \quad (76)$$

繰り返し計算において計算される  $k$  ステップ目の発散量  $D$  は、 $k$  ステップ目の成分風速  $u$ 、 $v$  から、式 (75) を用いて計算されるが、この発散量から、式 (76) を用いて  $\delta P$  を計算すると、発散を 0 とすべき新しいステップの成分風速が次式のように求められる。

$$u_{ij}^{(k+1)} = u_{ij}^{(k)} + \Delta t \delta p^{(k)} / \Delta x \quad (77)$$

$$v_{ij}^{(k+1)} = v_{ij}^{(k)} + \Delta t \delta p^{(k)} / \Delta y \quad (78)$$

このような計算を繰り返して、収束条件を満足する風場を求める。

## 6. 伊勢湾海上風によるモデルの適用性の検討

### 6.1 計算に用いた伊勢湾の地形

図-34は、伊勢湾の地形と周辺陸上地形の等高線を示すものである。図に示す伊勢湾を中心とする周辺の陸上部を含めた領域を、内湾海上風モデルの風推算範囲とする。図に示す津・名古屋・伊良湖の3地点は、陸上であるが、風観測を行っている地点であり、これらの地点の観測風によりモデルの検証を行う。

マスコンモデルの計算格子は、水平方向を  $2.0\text{km} \times 2.0\text{km}$  格子で近似し、鉛直方向は、海上近傍の推算精度を向上させるために、最下層から層厚  $20\text{m}$  を 50 層、層厚  $50\text{m}$  を 10 層の 60 層に分割する。ここで、最下層を  $20\text{m}$  とするのは、最下層の中央値が海面上  $10\text{m}$  の風、すなわち海上風の代表高度となるように配慮したためである。図-34に、最下層が海域となる計算格子の配置を示す。図より、伊勢湾の地形特性を見ると、南北方向に海域が広がり、湾北側の陸上は海拔  $0\text{m}$  地帯が北側に広がっている。それに対して、湾の東西方向は  $500\text{m}$  を超える山岳地帯に囲まれており、特に西側の陸上は海岸に近い位置まで山岳地帯が迫っている。このように、伊勢湾は南北方向と東西方向で地形条件が大きく異なる特性を有する湾であり、陸上の影響を受け易い条件を備えている。本研究において、風推算の対象とするのに適している。

図-35は、図-34に示した  $A-A'$  断面と  $B-B'$  断面における鉛直断面地形を表すものである。この図を見ると、前述したように南北断面と比較して、東西断面は最

低値と最高値の標高差が非常に大きいことがわかる。

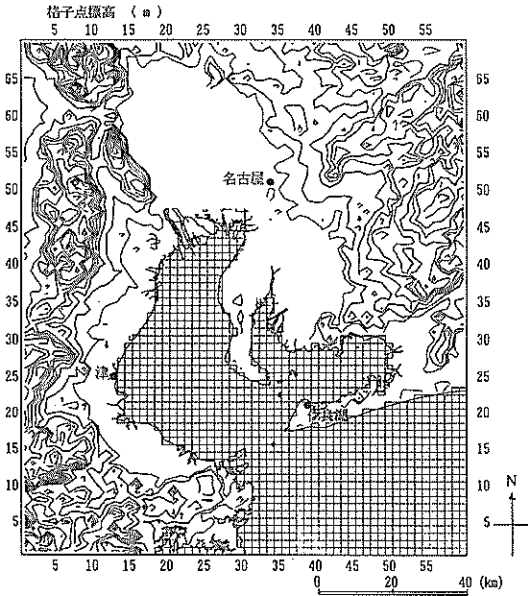


図-34 伊勢湾の最下層計算格子及び陸上部の等高線

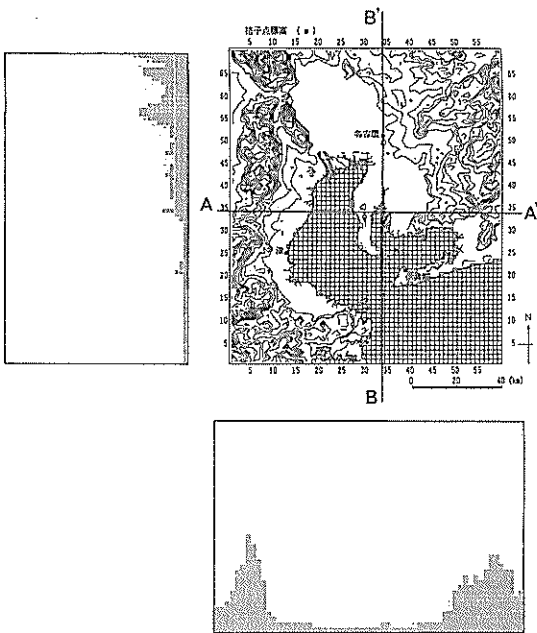


図-35 伊勢湾の湾軸（南北方向）と湾軸に直交する方向（東西方向）の鉛直断面地形

## 6. 2 対象気象擾乱及び推算対象期間

風推算を行う気象擾乱は、伊勢湾に來襲した代表的な

台風である伊勢湾台風（5915号）<sup>17)</sup>とする。この台風は、伊勢湾の東側を通過したため、湾内全域において35m/sを超える強風が記録された。風推算期間は、伊勢湾台風が伊勢湾に最接近した1959年9月26日21:30を中心とし、その前後の1959年9月26日12:00~27日3:00までの27時間とする。

## 6. 3 風推算精度の検討

図-36は、従来の高潮・波浪推算で広く用いられている台風モデルにより推算される風速ベクトル分布である。図の時刻は、伊勢湾台風が伊勢湾に最接近した1959年9月26日21:30である。海上風の推算条件として、風の低減率 $C_1=C_2=0.66$ 、風の偏向角を $30^\circ$ とした。この図によれば、台風モデルによる海上風は、伊勢湾内全域において、SW方向にほぼ一様な風が吹き、台風中心近傍は弱風域となるが、伊勢湾内はほぼ一様な風速となる。

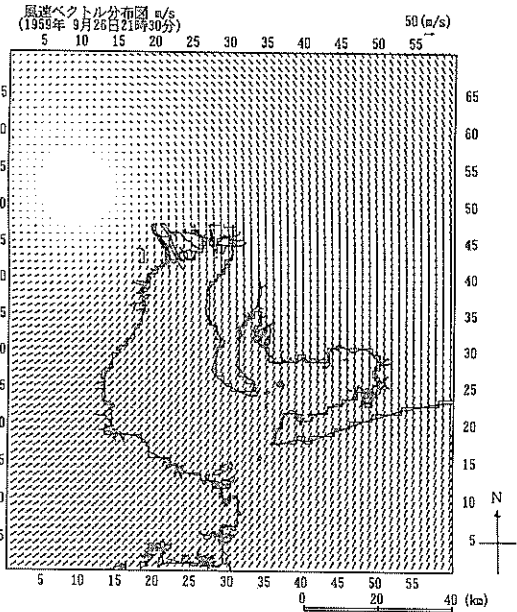


図-36 台風モデルにより推算された海上風の風速分布（伊勢湾台風：1959年9月26日21:30）

これに対し、図-37は、本研究で開発した経験則・マスコンハイブリッド風推算モデル（内湾海上風モデル）により推算される同時刻の風速ベクトル分布である。図における風速の出力格子は、最下層が計算格子となるもの、すなわち標高が海面上10m高度以下となる格子である。また、風速成分の定義点位置により、最下層の風速は層の中央値である標高10m高度の風となる。すなわち、

出力されたベクトルが海上風の風速と風向を表している。

内湾海上風モデルによる推算結果は、陸上地形を考慮していない台風モデルの推算結果に比べて、伊勢湾、三河湾、衣ヶ浦湾のそれぞれの湾軸に沿う方向に風向が変化している。また、半島等、局所的な陸上地形の起伏の影響を受けて風向が偏向しており、伊勢湾の定性的な風速・風向出現特性と一致する。さらに、湾の南から西側は相対的に風が弱く、海域を吹送するとともに次第に風速が増大しており、内湾海上風の特性が良く表現されている。

次に、伊勢湾を代表する風観測地点として、図-34に黒丸で示した津・名古屋・伊良湖を選び、観測風と推算風との経時変化の比較を行う。図-38は、津における風速と風向の比較結果を示すものである。上図の横軸は時刻を、縦軸は風速をとり、下図の縦軸は16方位単位の風向をとる。図中の黒丸が毎正時の観測風の風速ならびに風向を示し、点線がモデル台風により推算された風、実線が内湾海上風モデルにより推算された風である。TEST風として示す破線は、後述するように初期風場を台風モデルの海上風推算結果とするものである。内湾海上風モデルとの比較により、初期風場の影響度がわかる。図より、伊勢湾台風が最接近した9月26日21:30以降、観測風は急激に風速が減少するのに対して、台風モデルの推算風速は逆に再び強まる傾向が見られる。一方、内湾海上風モデルの推算値は急激に風速が弱まり、観測風

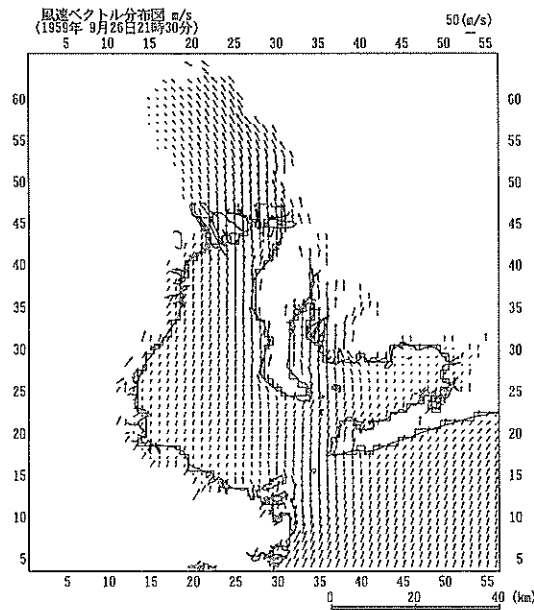


図-37 内湾海上風モデルにより推算された海上風の風速分布 (伊勢湾台風: 1959年9月26日21:30)

と良い一致を示している。台風接近後に観測風の風速が減少するのは、風がW方向から吹くため、伊勢湾西側の山岳地帯による遮蔽の影響を強く受けていることに起因する。また、図-39は名古屋における比較結果である。最大風速発生時前後の風速変化を比較すると、台風モデルは強めの推算値となるのに対して、内湾海上風モデルは観測風と同程度の風速が再現されている。また、観測風の風向は21:00以降S系であるが、台風モデルの推算風向はSからWSWへと偏向する。これに対し、内湾海上風モデルの推算風向は、伊勢湾湾軸方向であるSを維持し、観測風向と一致する傾向を示している。名古屋の観測風の特徴は、台風が最接近した時刻に急激な風速増加が見られる点にある。名古屋の東西両方向が高い山に囲まれているため、風向がEまたはWの場合には山の影響により風が遮蔽される。一方、風向がSの場合には陸上地形に遮蔽されることなく観測地点に吹く。このことに起因して特徴ある変化を示すと考えられる。図-40に示す伊良湖も同様に、内湾海上風モデルの推算結果は観

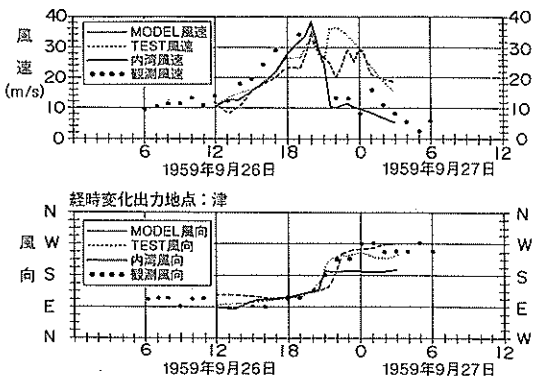


図-38 津の観測風と推算結果の風向・風速経時変化の比較

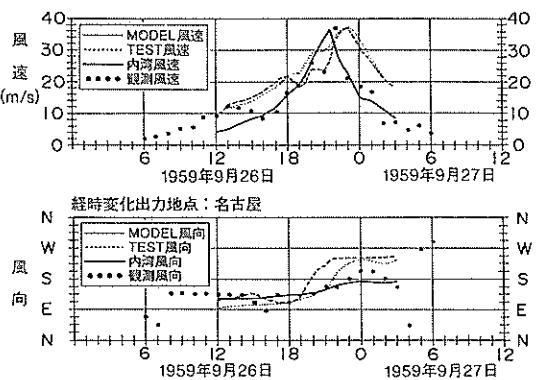


図-39 名古屋の観測風と推算結果の風向・風速経時変化の比較

測風と良い一致を示している。

以上の比較結果から、本研究で提案した内湾海上風モデルにより推算される風は、陸上地形の影響を強く受けて複雑な変化を示す内湾の観測風向、ならびに風速を良く再現していることが検証された。

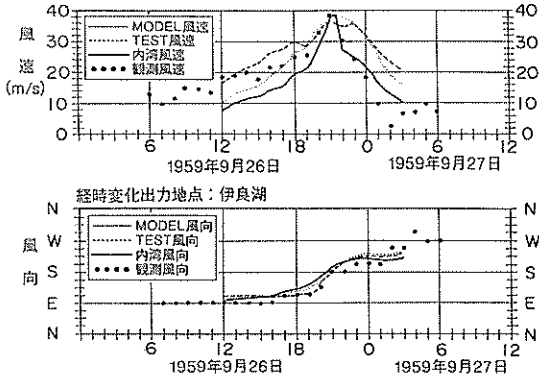


図-40 伊良湖の観測風と推算結果の風向・風速経時変化の比較

#### 6. 4 初期風場に関する検討

本研究で提案した内湾海上風モデルは、自由大気の上層境界条件とし、陸上地形の影響を組み入れた内湾海上風の経験則を、初期条件の設定に利用する改良型マスコンモデルである。初期に与える風場は、上層境界において、図-41に示すような台風モデルにより計算される自由大気の上層境界の風分布が与えられ、最下層では、図-42

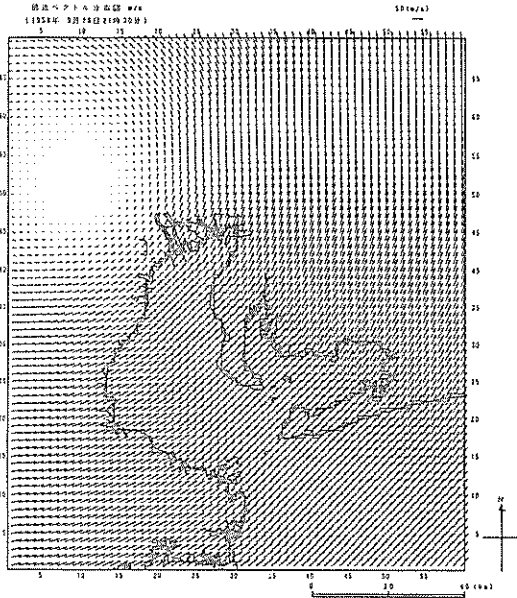


図-41 台風モデルにより推算された上層境界の初期風場の風速分布

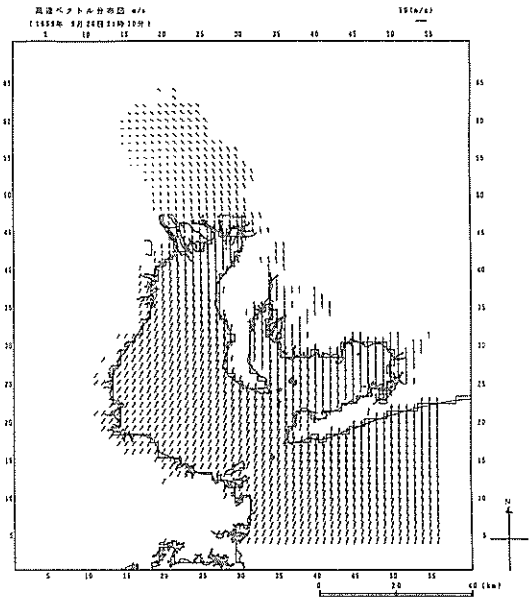


図-42 経験則により推定された初期風場の風速分布

に示す経験則から推定される海上風ならびに陸上風の分布が与えられる。経験則による風分布は、式(15)に示した経験式に、自由大気の上層境界の風速と計算格子毎の仮想有効吹送距離を当てはめて推定したものである。なお、風向は自由大気の上層境界からの偏向角を $30^\circ$ としたものである。上層の層と最下層間の格子については、自由大気の上層境界の風と最下層の風をX、Y成分別に線形内挿することにより与える。

従来型のマスコンモデルは、観測風を除けば、陸上地形の効果を含まない外洋風推算モデルの結果を初期条件として与えることになる。マスコンモデルが初期風場に強く依存する特性を有する点から考えると、外洋風推算結果を初期風場として設定する方法に問題があることになる。一方、本研究で提案した経験則は、陸上地形による内湾海上風の平均的な変動特性を考慮できるが、局所的な気流の集中・発散等を見積もることが難しい。このような問題を内湾海上風の経験則とマスコンモデルを組み合わせることにより解決できるものと考えた。

図-43は、台風モデルにより推算された海上10m高度の風を最下層の初期風場として与えたマスコンモデルの推算結果である。湾軸方向に風向が偏向する傾向は推算されているが、海域の風速はほぼ一様であり、吹送距離に依存する傾向はほとんど見られない。津・名古屋・伊良湖における経時変化の比較を行った図-42、図-43、図-44に、破線で示すTEST風と表示する結果は、初期風場を台風モデルによる海上風とした推算結果である。

破線の推算風経時変化を見ると、モデル台風の推算結果と傾向が似ている。すなわち、初期風場の設定如何で、マスコンモデルによる推算結果は違いが生じることを表

している。

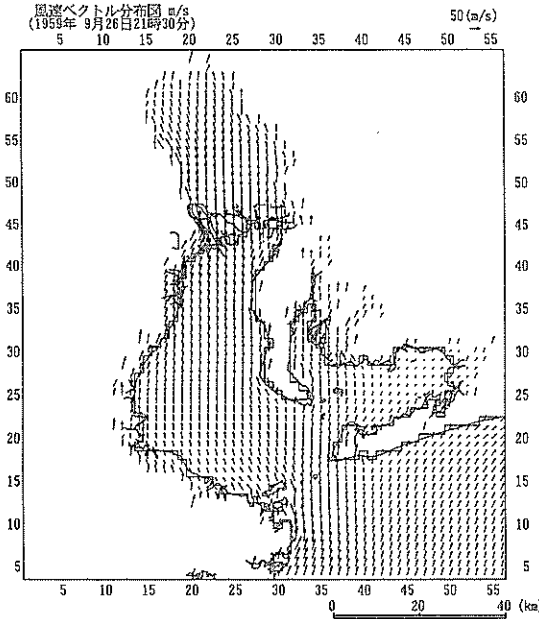


図-43 台風モデルの風を初期値とした場合の推算風の風速分布 (伊勢湾台風: 1959年9月26日21:30)

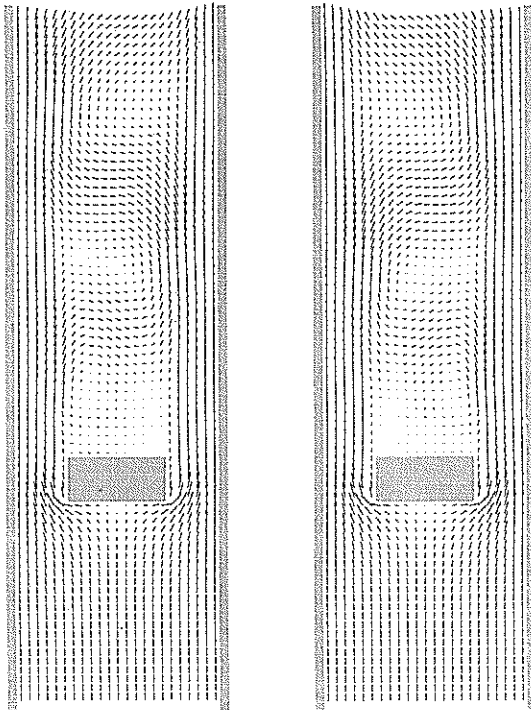


図-44 モデル地形によるSOLAモデルの計算結果

### 6. 5 3次元気流数値計算モデルによる試算

#### 6. 5. 1 簡単な地形による風計算

3次元気流数値計算モデル (SOLA) を用いて、簡単な矩形障害物背後に発生するカルマン渦列の計算を行う。計算に用いる条件は、

- ①水平格子数 80×25, 格子間隔 1000m
- ②鉛直層数 20, 層厚 200m
- ③風速条件 X成分 10m/s
- ④計算時間間隔 10sec
- ⑤障害物 X方向の長さ5000m, Y方向の長さ11000m, Z方向の長さ1600m
- ⑥動粘性係数 20m<sup>2</sup>/s, レイノルズ数550

である。図-44は、計算開始から4000ステップと5000ステップの最下層における風速分布を出力した結果である。ここで、底面ならびに側面境界の境界条件はスリップとしている。

計算結果から、カルマン渦列が障害物の背後に交互に発生し、下流側に流下している状況が表現されている。レイノルズ数が550であることから考えると、カルマン渦列の発生は従来の模型実験による知見と一致する。このケース以外に、種々のレイノルズ数を設定した試算も行ったが、障害物背後の風速はそれぞれ異なる風速分布となった。

#### 6. 5. 2 現地適用の可能性に関する検討

粘性流体の連続式と運動方程式を直接的に解く、3次元気流数値計算モデルにより、伊勢湾を対象とする試算を行う。図-45は、初期風速を30m/s、風向をWとする場合の1時間経過後の風速分布である。特に、陸上近傍の風は、マスコンモデルよりもかなり滑らかに計算されている。また、格子点座標の (x=15, y=55) の周辺では、逆風が計算されている。これは、西側に位置する陸上に遮蔽域が形成され、この遮蔽域内において鉛直断面方向の渦が形成されたためである。図-12に示した内湾海上風の概念図において、図中に描いた逆風現象がモデルにより推算されている。

本研究で行った3次元気流数値計算モデルによる風推算では、底面摩擦の影響を考慮していない点が問題となる。また、低風速時には気温・水温差に伴う大気的不安定効果も考慮する必要がある。さらに、最大の問題点は、実時間で1時間分の計算を行うのに、要する計算時間がEWS (TITAN) で約10時間程度必要とされる点にある。このような長時間を必要とする計算であるにもかかわらず、今回の計算では考慮しなかった地表・海面の摩擦抵

抗を組み込むと、さらに膨大な計算時間を必要とする。

現在の計算機の能力、計算技術水準では、依然課題の多い手法であるが、風場を理論式により直接的に解く方法であることから、将来的には有力な風推算手法として発展するものと考えられる。今後、継続的なモデル開発を行うことが重要であろう。

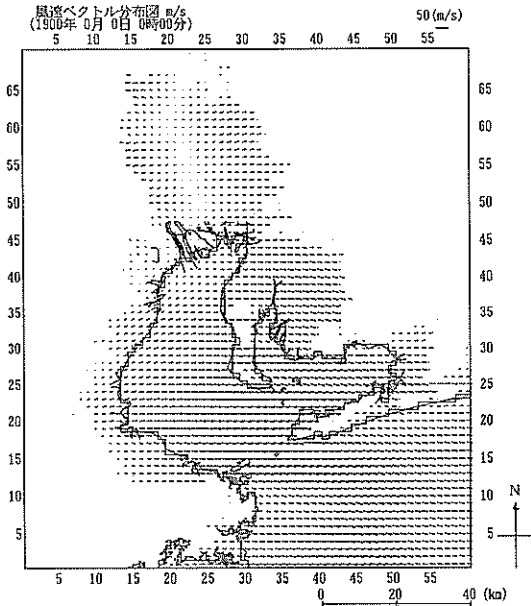


図-45 3次元気流数値計算モデルによる伊勢湾の風場計算結果(初期風速 $30\text{m/s}$ , 風向W)

## 7. モデル気象擾乱の風推算手法に関する考察

陸上地形の影響を受ける風場の推定手法のうち、実測風内挿法は観測データを用いることから、実際の風場に比較的近いものを再現するには優位な手法と言える。ただし、陸上風を海上に換算する必要があること、ならびに港湾構造物の設計等に用いるモデル気象擾乱の風場に適用できないこと等が問題点として挙げられる。本研究で提案したモデルは、自由大気の傾度風(気象図から計算するか、台風モデルにより計算する)を上層境界条件とし、内湾海上風の経験則を初期風場の設定に利用していることから、このような問題点にも対応可能なモデルであると考えられる。

マスコンモデルによる伊勢湾の風推算は、波浪・高潮推算の外力場計算として、同時に計算することが可能であるが、EWSで約1.0時間から2.0時間を要する。このため、波浪・高潮推算等に適用する場合の計算効率を良く

するために、あらかじめ風向別、風速階級別の風推算を実施し、全計算格子点について、上空傾度風の海上への補正係数の形で設定しておくことも、全体の計算効率を高める上で優位な方法として考えられる。モデル気象擾乱の計算の場合にも、上空の境界条件である傾度風を入力することにより、海上10m高度の風速に瞬時に変換可能である。

## 8. おわりに

周辺地形の影響を強く受ける内湾海上風の推算を、効率良く実施する手法を提案し、現地への適用性について検証した。以下に主要な成果をまとめる。

- ①ブイデータを用いて大気境界層モデルの理論解を検証した結果、自由大気の推算風を外湾海上風へ補正する手法として利用できることが明かとなった。
- ②東京湾の2観測点の海上風観測データの方位別相関解析から、海上風に有効吹送距離への依存性があることが示された。大阪湾・伊勢湾の海上風観測データの解析からも同様な傾向が示された。これは陸上と海上の底面粗度の違いにより、風の鉛直分布構造が変化するためである。
- ③推算風と海上風観測データの相関解析から、内湾海上風と有効吹送距離に関する経験式(第1次近似)を導き、さらに、陸上地形の効果を組み込んだ仮想有効吹送距離を導入し、内湾海上風を一括して取り扱うことが可能な経験式(第2次近似)を得た。また、推算風と海上風観測データの相関解析から、海上風は、傾度風速の増加とともに低圧部への偏向角が大きくなり、かつ風向は湾軸に沿う方向に偏向する特性を有することが明かとなった。
- ④経験式を用いることにより、自由大気の推算風または1地点の海上風観測データから、内湾全体の海上風分布を推定する手法について提案した。この方法により、湾内に観測海上風があると、海上風平面分布が概略推定可能となる。
- ⑤伊勢湾において、台風5915号(伊勢湾台風)来襲時を対象として内湾海上風推算モデルの適用性を調べた。代表点における観測風と推算風の経時変化を比較した結果、提案した内湾海上風推算モデルの結果は観測風と良好な一致を示すことが明かとなった。特に、このモデルは、陸上地形を考慮していない台風モデルに比べ、湾軸に沿う方向に風向が変化している様子が再現できた。
- ⑥本研究で提案した内湾海上風推算モデルは、傾度風推



算結果を上層境界条件とし、著者らが提案した陸上地形効果を組み込んだ内湾海上風の経験則による風を初期条件とする改良型マスコンモデルである。マスコンモデルは、初期条件に強く依存する。陸上地形の効果を含まない外洋風推算モデルの結果を初期条件にすると、適切な風場が得られない等の問題があったが、内湾海上風の経験則とマスコンモデルを組み合わせることにより、この問題点が改善された。

- ⑦将来的に実用化されると考えられる3次元SOLAモデルを用いて現地地形下で風場計算を行った。このモデルは、最下層の抵抗を適切に与えることが困難であること、膨大な計算時間を要すること等から、実用段階に至っていない。しかしながら、局所的な風場が滑らきること、陸上地形により遮蔽された区域における逆かに計算で風の再現等、他の手法に比べて定性的に妥当な結果が得られることが確認できた。
- ⑧提案した内湾海上風推算モデルは、上空の傾度風の推算値を境界条件として用いるのみである。そのため、波浪推算・高潮推算に適用されるモデル気象擾乱のように観測結果が得られない仮想的な風場を対象とする海上風推算にも応用が可能である。

## 謝辞

本研究で用いた観測データは、東京都港湾局（東京灯標）運輸省第二港湾建設局（第二海堡）、運輸省第五港湾建設局（伊勢湾シーバース）、運輸省第三港湾建設局（大阪湾MT局）の好意により提供されたものである。また、本研究を行うにあたり、愛媛大学工学部柳哲雄教授、運輸省港湾技術研究所野田節次長、堀江毅海洋水理部長、高山知司水工部長から御指導、御助言を、運輸省港湾技術研究所海洋エネルギー研究室青野利夫氏（科学技術庁特別研究員）から有意義な討論を得た。ここに、記して謝意を表す。なお、伊勢湾標高データは、国土地理院国土数値情報を利用した。

## 参考文献

- 1) 高橋浩一郎：外挿法に基づく量的天気予報の研究（その1）、気象庁研究速報、第13号、1947
- 2) 気象庁予報部：予報作業指針その8、量的予報（気温、風）、1970
- 3) 合田 勲：風、特に海上風の量的予報について、海と空、第46巻、第3、4合併号、1971
- 4) 磯崎一郎・宇治 豪：海上風数値モデルの波浪予報への応用、気象研究所報告、第25巻、第3号、pp.197-231、1974
- 5) 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
- 6) 運輸省第四港湾建設局下関調査設計事務所：内湾海上風推算調査委託報告書、1988
- 7) Cardone, V.J. : Specification of the Wind Distribution in the Marine Boundary Layer for Wave Forecasting., New York Univ. School of Engineering and Science, Report GSL-TR69-1, 131pp., 1969
- 8) Bijvoet, H.C. : a New Overlay for the Determination of the Surface Wind over Sea from Surface Weather Charts, K.N.M.I., Mededelingen en Verhandelingen, Vol.71, 35pp., 1957
- 9) 日本気象協会：内湾の海上風と波浪の推算に関する研究－海上風の実用推算モデルの開発、90pp., 1988
- 10) 磯崎一郎：波浪概論－解析と推算－、pp.101、1990
- 11) Ebuchi, N., Y. Toba and H. Kawamura : Statistical Study on the Local Equilibrium between Wind and Wind Waves by Using Data from Ocean Data Buoy Stations, Jour. Oceanography, Vol.48, pp.77-92, 1992
- 12) Mitsuyasu, H. and T. Kusaba : Drag Coefficient over Water Surface under the action of Strong Wind, Jour. Natural Dias. Sci., Vol. 6, No. 2, pp.43-50, 1984
- 13) 鳥羽良明・江淵直人：風の海面応力の波浪依存に関する多重性、海洋、号外 No. 3（大気・海洋相互作用と混合層）、pp. 5-6、1990
- 14) 光易 恒・草場忠夫：大気海洋間の運動量交換について、海洋、号外 No. 3（大気・海洋相互作用と混合層）、pp.10-16、1990
- 15) 永井紀彦・後藤智明・小舟浩治：ハイブリッドパラメータ法による波浪推算モデル（第1報）－東京湾における検討－、港湾技術研究所報告、第29巻 第4号、pp.85-118、1990
- 16) C.W.Hirt, B.D.Nichols and N.C.Romero : "SOLA" a Numerical Solution algorithm for Transient Fluid Flows, La5857, 1975
- 17) 気象庁：伊勢湾台風調査報告書、気象庁技術報告、第7号、899pp., 1961

## 主要記号一覧表

$x$	: デカルト座標のx方向	$\lambda$	: 変分方程式の未知数
$y$	: デカルト座標のy方向	$u^0$	: 初期に与える風速のx成分
$z$	: デカルト座標のz方向	$v^0$	: 初期に与える風速のy成分
$u$	: 風速のx成分	$w^0$	: 初期に与える風速のz成分
$v$	: 風速のy成分	$\alpha_1$	: 水平方向の変分方程式における係数
$w$	: 風速のz成分	$\alpha_2$	: 鉛直方向の変分方程式における係数
$u_g$	: 地衡風風速のy成分	$\sigma_i$	: 変分方程式における発散量
$v_g$	: 地衡風風速のy成分	$n_x$	: 方向の単位法線ベクトル
$f$	: コリオリ係数 $f = 2 \omega \sin \phi$	$n_y$	: 方向の単位法線ベクトル
$\omega$	: 地球自転の角速度	$n_z$	: 方向の単位法線ベクトル
$\phi$	: 緯度	$A$	: 移流項の差分表示における境界条件の種類別係数
$\rho_a$	: 大気密度	$B$	: 移流項の差分表示における境界条件の種類別係数
$P$	: 気圧値 (hPs)	$C$	: 移流項の差分表示における境界条件の種類別係数
$V_{gr}$	: 傾度風の風速	$Q$	: 一般的な変分方程式の未知数
$V_g$	: 地衡風の風速	$R_i$	: リチャードソン数
$V$	: 海上風の風速	$R_c$	: レイノルズ数
$V_{10}$	: 海面上10m高度の風速	$\nu$	: 動粘性係数
$r$	: 等圧線の曲率半径または台風中心からの距離	$L$	: 障害物の代表長さ
$P_c$	: 台風中心の気圧値 (hPs)		
$\Delta P$	: 台風の中心示度 $\Delta P = P' - P_c$ (hPs)		
$P'$	: 台風から離れた地点の気圧値 = 1013 (hPs)		
$r_0$	: 台風半径, 台風圏内の最大風速半径		
$V_1$	: 台風による風の「傾度風」成分を海上に変換した風速		
$V_2$	: 台風による風の「場の風」成分を海上に変換した風速		
$C_1$	: 傾度風成分を海上に変換する係数		
$C_2$	: 場の風成分を海上に変換する係数		
$V_T$	: 台風の移動速度		
$T_a$	: 海面上の気温		
$\Delta T$	: 海面上の気温水温差		
$g$	: 重力加速度 ( $m/s^2$ )		
$K_z$	: 鉛直渦動粘性係数		
$\kappa$	: カルマン定数		
$a$	: 傾度風を海上風に変換する経験式に係る係数		
$b$	: 傾度風を海上風に変換する経験式の指数係数		
$X$	: 風を遮蔽する陸上地形と海上風推定点との水平距離 (km)		
$H$	: 風を遮蔽する陸上地形の標高 (m)		
$F$	: 海上風推定点の有効吹送距離 (km)		
$\Delta F$	: 有効吹送距離のうち陸上地形の影響を受ける距離 (km)		
$F'$	: 有効吹送距離のうち海上風の復元に寄与する距離 (km)		
$E(u, v, w, \lambda)$	: 初期風速と調整された風速との誤差		