

砕波による海面せん断応力を導入した吹送流の数値解析モデル

山下隆男*・路 明**・榊原 弘***

1. 緒 言

大気から海洋への運動量の供給は波浪境界面を介して行われるため、吹送流場からみた海面せん断応力特性は波浪の状態により異なる。このため、吹送流の数値モデルは波浪推算モデルと連立して構築されるべきであるが、現在用いられている吹送流の計算では、海面せん断応力のバルク公式に粗度として波浪特性（波形勾配、波齢）を導入する方法が最も相互作用を考慮したモデルである。深海域においては、この方法により吹送流場の観測結果がかなりの精度で再現できる。しかしながら、水深が20～30 m以浅の海域においては、シミュレーション結果は観測値を常に過小評価することになる（加藤ら、1999）。これは、浅海域での砕波機構が深海域のそれとは異なるために生じるもので、吹送流場からみた海面せん断応力の評価に砕波に起因する付加的な応力を考慮する必要があることを示している。このような問題は、極浅海域での高潮や強風の卓越する沿岸域の吹送流場のシミュレーションを行う上で解決すべき重要な課題となる。

本研究では、浅海域での海面せん断応力について検討する。まず、大気乱流場の観測結果から得られる海面せん断応力が外洋でのそれとどの程度異なるのかを調べる。ついで、波浪の浅水変形が風波の砕波に影響を及ぼす海域を浅水域（shoaling region）として、そこでの大気乱流場、波浪場、吹送流場の相互作用を考慮した海面せん断応力モデルの与え方を検討するとともに、沿岸域の風域場および吹送流・波浪場の数値モデルを提案する。

2. 海上風から推定される海面抵抗係数

京都大学防災研究所大渦波浪観測所の観測棧橋を用いて、1997年12月26日～1998年1月24日と1998年12月8日～1999年3月13日の期間に、海上風の乱流特性および波浪の連続観測を行った。海上風の乱流場は3成

分超音波風速計を用いて、サンプリング周波数10 Hzで連続観測した。波浪は7台の空中発射式超音波波高計で波向きおよび岸沖方向の波高変化を毎正時20 min、サンプリング周波数10 Hzで計測した。

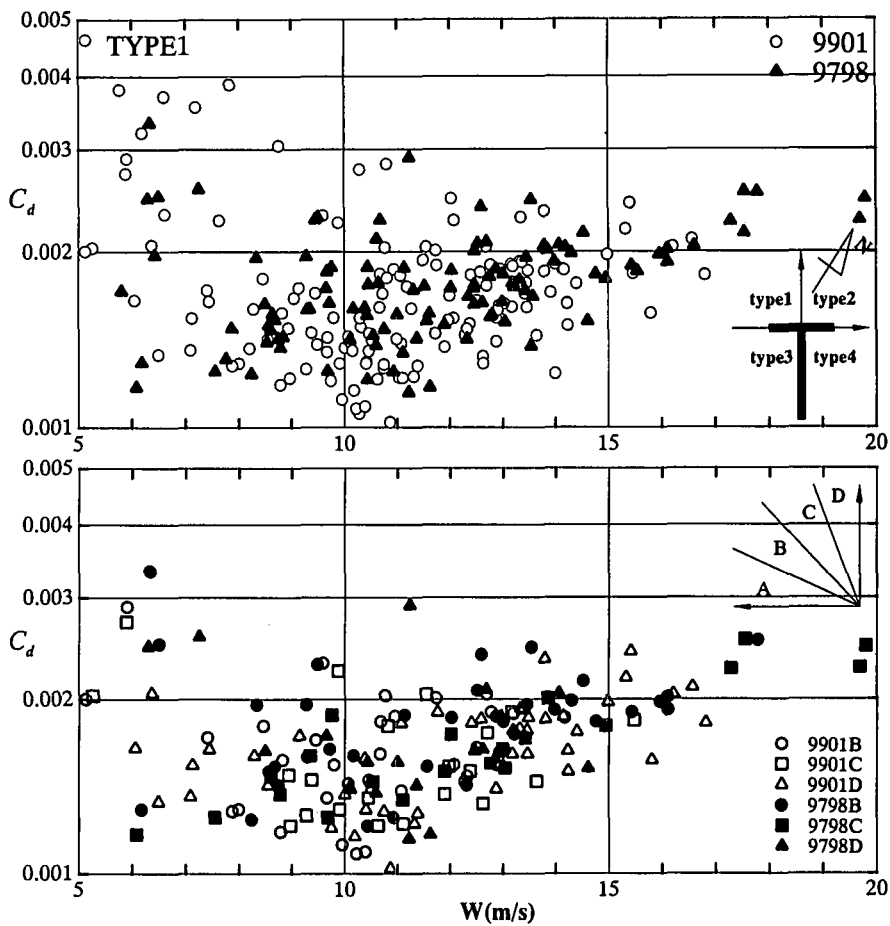
著者ら（山下ら、1998）は、大渦波浪観測所の観測棧橋での風速データを解析し、浅海域の海面抵抗係数が外洋での表示とは異なり次式で表示されることを示した。

$$C_d = 0.0223 \left(\frac{10}{3} \right)^{-U_{10}/15} : U_{10} \geq 10 \text{ m/s} \cdots (1)$$

U_{10} は10 m高度の風速である。その物理的な背景が不明であるので検討を要するとしながらも、このような表示を用いると浅海域での吹送流がうまく再現できることを示した（加藤ら、1999）。この海面抵抗係数に対する疑問に答えるため、著者らは1999年に冬季季節風を対象として、異なる風速計で計測した、同様の観測、解析を試みた。その結果、式（1）の表示に用いた風速データは、バイナリ・アスキー変換時にデータ形式の指定に誤りがあったため、風速データがやや小さめに出ていたことが判明した。このため、再度解析を行い1999年度のデータも追加して、以下のように式（1）の修正を行った。

風速データは棧橋の方向によって、沖方向からの風（西から：タイプ1，東から：タイプ2）および岸方向からの風（西から：タイプ4，東から：タイプ3）の4タイプに分けて取り扱う。大渦海岸における冬季季節風は沖方向からのタイプ1の強風が卓越する。風速10 m/s以下の場合には風速計プローブの支柱等で形成される渦の影響を強く受けるため、図-1の上図に示すように抵抗係数が大きく評価され、ばらつきも大きい。このため、Turbulent Dissipation Method (TDM) による抵抗係数 C_d と平均風速 W の解析では風速10 m/s以上のタイプ1のデータのみを用いた。また、タイプ1の風速10 m/s以上のデータを用いて、バルク公式の抵抗係数 C_d と平均風速 W との関係を求めると、少し風向によりデータにばらつきがあることが判明したため、これを22.5度ずつタイプ1の風速をさらに4方向のA, B, C, Dに分割し、このうちで、方向Aのみは棧橋の影響を受け、 C_d-W の関係はばらつきが大きく、他の方向のとは明らかに異なる特性があることがわかったため、 D_d-W の解析から

* 正 会 員 工博 京都大学助教授 防災研究所
** 学生会員 工修 京都大学大学院工学研究科
*** 正 会 員 工修 株式会社ニュージェック



図一 大渦波浪観測所機橋で得られた海面抵抗係数

表一 海面抵抗係数を $C_d=a+bW$ で表示した場合の風向き別の係数

	$a(\times 10^{-3})$	$b(\times 10^{-3})$
B 範囲	0.35	0.11
C 範囲	0.35	0.11
D 範囲	0.35	0.11
全データ	0.40	0.10

表二 海洋で得られた海面抵抗係数の表示

	風速 (m/s)	$a(\times 10^{-3})$	$b(\times 10^{-3})$
Garratt(1977)	$3 < W < 21$	0.75	0.067
Smith(1980)	$6 < W < 22$	0.61	0.063
Geemaert(1987)	$4 < W < 24$	0.577	0.085
Yelland & Taylor(996)	$6 < W$	0.6	0.07

除外した。沿岸方向から 22.5 度沖方向の風速データ A を除く他の 3 方向(図中の B, C, D)に限ると、図一1 の下図のように、抵抗係数 C_d と平均風速 W の関係がより明瞭になる。風速は 10 m/s ~ 18 m/s の範囲では、表一に示すように抵抗係数 C_d と平均風速 W の関係は $C_d=a+bW$ の形式で表示できる。抵抗係数は風速の増大とともに増加する。風速 18 m/s 以上の場合では風速依存性が弱まる。

この抵抗係数 C_d と平均風速 W の関係式に従来用いられてきた外洋における係数 a, b (m・s 単位を使用し、有

次元でも単位は表示しない) の値(表二)と比較すると、図一2 に示すように、沿岸域で得られた勾配 b の値は従来の値 ($0.063 \sim 0.085 \times 10^{-3}$) よりやや大きい。

一方、風速 10 m/s 以下の低風速領域では、 C_d は W に対して負の勾配となり、 $a=2.5 \times 10^{-3}$ 、 $b=-1.1 \times 10^{-3}$ となる。

3. 気象庁 GPV 地上風風速データと観測海上風との相関

吹送流場の数値シミュレーションを行う場合には、海

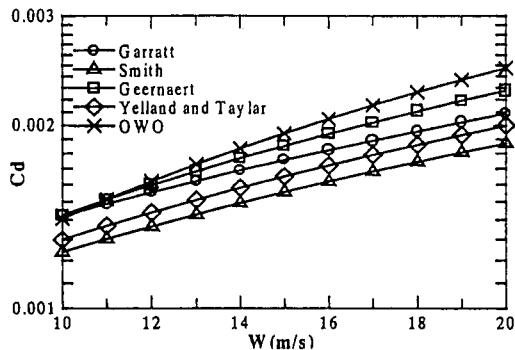


図-2 沿岸域および海洋での海面抵抗係数の比較

上風の時空間変動を外力として与える必要がある。これは、吹送流場だけでなく波浪場の推算精度にも強く影響を与えるため、海上風の再現精度が極めて重要になる。しかしながら、海上風の時空間変動を再現するには、限られた陸上で風の観測結果だけでは不十分であるため、メソスケールの大気乱流モデルを数値モデルに組み込むか、気象庁のGPVデータを利用することを検討しなければならないであろう。ここでは、GPVデータが観測海上風をどの程度再現しているかを検討し、GPVデータの吹送流場の数値シミュレーションへの適用の可能性について調べておく。

観測機橋に最も近いGPVデータの海上のポイントは26であるが、ここでの風速は陸上の影響を受けかなり小さくなっている。これより沖合いの点はポイント20であるが、この点は観測点から若干離れることになるが、観測海上風に近い値を示す。時間差を考慮せずにGPVデータのポイント20、26の地上風風速を比較すると、図-3のようになる。陸に近いポイント26は沖のそれポイント20より予測値が大幅に小さくなっており、 $W_{26} = 0.56 W_{20}$ の関係がある。以下では、観測海上風との比較はポイント20の風速データを用いる。

ここで、1998年の観測期間中の5ストームについて、

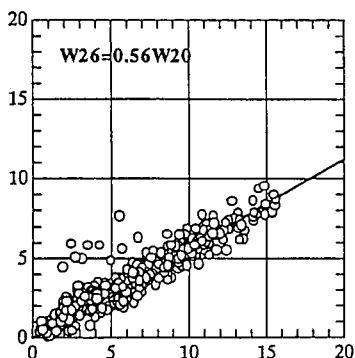


図-3 GPV 地上風風速データのポイント20-26の比較

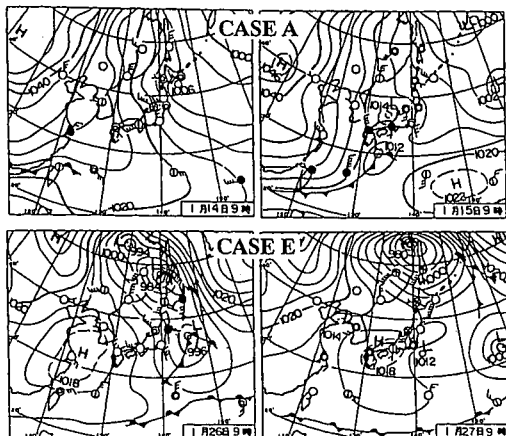


図-4 西高東低の冬型気圧配置の例

(右：安定した冬型気圧配置，左：移動する低気圧)

日本海上で強風を発生させた気圧配置をみると2ケース (Case A, B) は典型的な西高東低の冬型気圧配置の場合で、その他 (Case C, D, E) は低気圧が日本海を発達しながら通過する場合である (図-4)。気圧配置の相違によりGPVデータと観測海上風の相関には大きな差異が見られる。すなわち、前者の冬型気圧配置の場合には両者は比較的良好な関係がある (GPVデータが海上風を再現している) が、後者の移動する低気圧の場合には両者の相関はきわめて低くなる。この場合にはGPVデータが海上風を再現していると言い難く、GPVデータは使えない。ここでは、冬型気圧配置の場合のみを対象とするが、GPVデータと観測海上風の時系列データの間には明確な時間のずれが認められるので、必要なずらし時間を調べると、何れのストームの場合にも、ずらし時間8hr (GPVデータが観測値より8hr早く変化している) で両者の相関が最も高くなることがわかった。この物理的な機構についての検討はできないが、全てのケースについて同様の傾向があることから、数値気象予報の特性に起因するものと推察される。GPVデータにより日本海の海上風を再現する場合には、安定した冬型気圧配置に対しては、約8時間の時間遅れを考慮すると、図-5に示すような良い対応関係が得られ、次式によりGPVデータ地上風速 (ポイント20) W_{20} を海上風 W_{obs} に変換することができる。

$$W_{20} = 0.75 W_{obs} \quad (2)$$

以上より、GPVデータを用いる場合、沿岸に近い海上の計算点では陸上の影響が強く出ており、風速値がかなり小さくなっている。このため、さらに沖合いのGPVの計算点を対象にしても、観測海上風の75%程度であることがわかる。

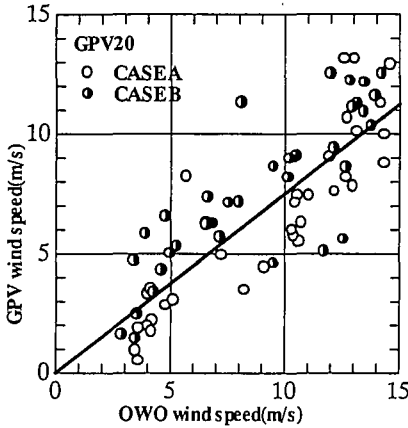


図-5 GPV データ底層風速 (ポイント 20) W_{20} と観測海上風 W_{obs} との関係 (ずらし時間 8 hr)

4. 波浪の影響を考慮した海面せん断応力モデルの提案

浅海域における吹送流を数値シミュレーションで再現する場合には、式 (1) で与えられる海面での抵抗係数を用いると観測値をよく説明できるが、この海面抵抗係数にはデータ処理上の誤りがあった。再解析の結果、沿岸域で計測された大気乱流場から推定される抵抗係数の表示は、従来の外洋で得られたものよりは若干大きい、風速依存の傾向は外洋でのそれと同一で、式 (1) とは異なっていることがわかった。このことから思いつくことは、浅海域の吹送流を求める場合の海面抵抗の表示には、大気乱流場が直接作用する海面せん断応力 (波浪の発生発達と吹送流の両方に寄与する) に付加して、浅水変形を受ける場での風波の碎波特性の変化が、この海域での流れに影響を及ぼしていることである。ここでは、これを碎波せん断応力の形で吹送流場のモデルに導入することを検討する。

海面 (波浪) を通しての大気から海水への運動量の輸送機構を、深海域から沿岸部での碎波による平均海面の高まり (wave set-up) まで、統一的に表示する方法として、碎波せん断応力を付加する方法が有効であると考えられる。ここでは、図-6 に示すようなモデルの構成を提案する。すなわち、大気乱流場、波浪場および 3 次元海水流動場 (吹送流場) の 3 モジュールの結合モデルで構成されており、これらの相互作用を以下のように考える。

大気乱流場では、海面粗度として波浪場の状態変化のフィードバックを受け、波浪場への大気乱流からのエネルギー供給は Phillip & Miles 機構で与える。つぎに、波浪場は第 3 世代の波浪推算モデル、WAM を用い、碎波によるエネルギー散逸機構に水深の影響を考慮する。この

方向別散逸エネルギー S_{ds} が碎波による海面への仕事率であると考え、方向別碎波せん断応力

$$\tau_{br} = S_{ds}/C \quad (3)$$

を求める。大気海面せん断応力が与えられると波浪場へのエネルギー供給項が波齢の関数で表示される。WAM の計算において S_{ds} の時空間変化が求まるので、碎波せん断応力 τ_{br} が計算できる。結局、風速の時空間変化がわかれば、大気乱流場の摩擦速度

$$u_* = \sqrt{\tau_0/\rho} \quad (4)$$

は、抵抗係数 C_d が風速の 1 次関数で与えられるバルク公式より求められる。吹送流を発生させるある方向の全海面せん断応力は

$$\tau = \tau_{br} + \alpha \tau_0 \quad (5)$$

で与えられる。ここで、 $\alpha \tau_0$ は見掛けの海面せん断応力である。大気乱流場の運動エネルギーはマイクロスケール内部碎波により海水に伝達され、それが吹送流成分と波浪成分との両方で保持されるが、この場合、波浪が存在することにより吹送流成分へ受け渡される運動量フラックスは波浪が無い場合に比べて小さくなると考えられるので、これを見掛けの海面せん断応力 $\alpha \tau_0$ とする。

以上のような方法で、水深が浅くなると波高 (波形勾配) が増加し、碎波率が上がり、沿岸部で吹送流が強くなる機構がモデル化できるが、このような方法では、碎波によるエネルギー損失の定式化が最も重要となる。WAM (WAMDI, 1988) では、非線形度パラメータの 2 乗で碎波エネルギーを規定する Komen ら (1984) の定式化が用いられているが、さらに検討する余地のある部分である。

5. 結 言

以上、大渦波浪観測所における 1998 年度および 1999 年度の集中観測で得られた風速データを用いて観測海上風と気象庁の GPV 地上風データとの相関を検討するとともに、大気乱流場、波浪場、吹送流場の相互作用を考慮した海面せん断応力モデルを提案した。この中で 1998 年度の風速データ変換ミスを訂正し、再解析結果を示した。本研究によって得られた主な結果は、以下のようである。

(1) 抵抗係数 C_d と平均風速 W の関係式 $C_d = a + bW$ で、従来用いられてきた外洋における a, b の値と比較すると、沿岸域で得られた勾配 b の値は従来の値 ($0.063 \sim 0.085 \times 10^{-3}$) よりやや大きい。一方、風速 10 m/s 以下の低風速領域では、 C_d は W に対して負の勾配となり、 $a = 2.5 \times 10^{-3}$ 、 $b = -1.1 \times 10^{-3}$ となる。

大気乱流場 海上風の風速 W (m/s) (GPVデータ・海上風変換モデルより推定) $\tau_s = \rho_a C_d W W = \rho_a u_*^2$ (観測値より係数決定) $C_d = a + bW$ (C_d への波高の影響は小さい)		
大気乱流場からの海面せん断応力 $\tau_s = \rho_a u_*^2$		
波浪場 (Wave action の保存式) $\frac{\partial E}{\partial t} + C_g \cdot \nabla E = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} + S_f$ $S_{in}(k) = \kappa \left(\frac{u_*}{C} \right)^2 \bar{\omega} E$ $S_{ds}(k) = -G \left(\frac{\omega}{\bar{\omega}} \right)^2 \left(\frac{E_l \bar{\omega}}{(E, \bar{\omega})_{cr}} \right)^2 \bar{\omega} E$ E_l : 波浪の全エネルギー $(E, \bar{\omega})_{cr}$: 浅海域での平衡スペクトル (f^{-4} 型を使用) (波浪推算モデル WAM のコードを使用)	砕波せん断応力 $\tau_{br} = \int \frac{S_{ds}(k)}{C} dk$ (砕波せん断応力の評価)	吹送流場 $\tau = \alpha \tau_s$ (海面せん断応力の吹送流への寄与分) (3次元流体運動モデル: POM のコード使用) $\frac{Du}{Dt} = \dots + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{\tau}{\rho} \right) + \dots$ $\tau_{surface} = \alpha \tau_s + \tau_{br}$ (流れのせん断応力の海面における境界条件として与える)

図-6 砕波せん断応力を考慮した吹送流場のモデルの提案

(2) GPV 地上風速データを用いて海上風を推定する場合、沿岸に近い海上の計算点では陸上の影響が強くなり、風速値がかなり小さくなっている。さらに沖合いの GPV の計算点を対象にしても、観測海上風の 75% 程度である。

(3) 浅海域における吹送流を数値シミュレーションで再現する場合には、式(1)で与えられる海面での抵抗係数を用いると観測値をよく説明できるが、この海面抵抗係数にはデータ処理上の誤りがあった。このことから、浅海域の吹送流を求める場合の海面抵抗の表示には、大気乱流場が直接作用する海面せん断応力(波浪の発生・発達と吹送流の両方に寄与する)に付加して、浅水変形を受ける場での風波の砕波特性の変化が、この海域での流れに影響を及ぼしていると考えられるので、これを砕波せん断応力の形で吹送流場のモデルに導入する方法を示した。

気象海象集中観測においては、大湊波浪観測所の内山清技官に多大のご協力を賜ったことを明記するとともに謝意を表する。なお、本研究は株式会社ニュージェックの委託研究の一部である。最後に、前回(山下ら, 1998)

の経験式、式(1)の訂正をお願いするとともに、お詫びをいたします。

参 考 文 献

- 加藤 茂・山下隆男・路 明 (1999): 3次元広域海浜流数値モデルの適用性に関する研究, 海岸工学論文集, 第46巻, pp. 211-215.
- 山下隆男・路 明・Christophe Ruscher (1998): 砕波帯近傍における海面せん断応力の評価法, 海岸工学論文集, 第45巻, pp. 81-86.
- Garratt, J. R. (1977): Review of drag coefficients over oceans and continents. Mon. Weather Rev., 105, pp. 915-929.
- Geernaert, G. L., S. E. Larssen, J. Hansen (1987): Measurements of the wind-stress, Heat flux, and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea. J. Geophys. Res., 98, pp. 16571-16582.
- Komen, G. J., S. Hasselmann and K. Haselmann (1984): On the existence of a fully developed wind sea spectrum, J. Phys. Oceanography, 14, pp. 1271-1285.
- Smith, S. D. et al. (1992): Sea surface wind stress and drag coefficients: the HEXOS results. Boundary-Layer Meteorology 60, pp. 109-142.
- Yelland, M. J. et al. (1994): The use of the inertial dissipation technique for shipboard wind stress determination. J. Atmos. Oceanic Technology, 11, pp. 1093-1108.