

渦相関—慣性散逸併用法に基づく海面運動量伝達の変動性に関する研究

Evaluating the Variability of Wind Stress over the Ocean Surface by the Combined Use of Eddy Correlation and Inertial Dissipation Methods

杉原裕司¹・安東卓哉²・桜木幸司³・芹澤重厚⁴・吉岡洋⁵

Yuji SUGIHARA, Takuya ANDO, Koji SAKURAGI, Shigeatsu SERIZAWA and Hiroshi YOSHIOKA

Field measurements of wind stress over the ocean surface were made by the combined use of the eddy correlation and inertial dissipation methods, which are referred to as “ECM” and “IDM”, respectively. The stresses obtained from both methods should agree well under ideal surface layer conditions. Thus, confirming the degrees of agreement between the wind stresses from ECM and IDM makes it possible to reveal how air-sea momentum transfer varies depending on wave-field conditions. The present data show that the degrees of agreement depend significantly on the wave age and the deflection of the wind stress vector from the wind direction. The deflection of the vector is caused by the presence of swell.

1. 序 論

海面を通しての運動量, 熱および二酸化炭素(CO₂)等の交換過程(海面境界過程)は, 気相と液相の境界面に起こる小スケールの素過程が複雑に絡み合った現象であり, 地球環境に大きな影響を与えている。海面境界過程を記述する最も基本的な特性量が海面風応力であり, その変動特性を明らかにすることは極めて重要な課題である。

Geernaert (1993) は, 現地観測の結果に基づいて, 海面風応力ベクトルの方向は主にうねりの伝播方向に支配されることを見出している。彼らは, うねりが局所的な風向に対して斜めに伝播している場合, 風応力ベクトルの向きが局所風向とうねりの伝播方向の間に概ね存在するとしている。Grachevら(2003) は, 海面風応力ベクトルを平均風向とうねりの伝播方向の成分に分解し, 風速が比較的大きい場において平均風向に対してうねりが斜めに伝播する場合には, 海面風応力がうねりの伝播方向に偏向することを報告している。これらの研究は, うねりが海面での運動量伝達を変化させる力学的なコンタミネーションとして作用することを示しており, 海面境界過程を理解する上で実に興味深い。

現地観測において海面風応力を測定する代表的な手法として, 渦相関法(Eddy Correlation Method: ECM)と慣性散逸法(Inertial Dissipation Method: IDM)がある。ECMは, 乱流変動成分の相関を直接算定するもので, 係数の不確定性や相似則を仮定する必要がないため信頼性の高い手法として広く用いられている。一方, IDMは, 風速

変動の慣性小領域スペクトルから乱流エネルギー散逸率を評価し, その値を用いて海面風応力を算定する手法である。IDMは仮定の多い手法であるが, 理想的な海面上においては, ECMとIDMによって評価された海面風応力の値はよく一致するはずである。しかしながら, 実海洋上での観測において, それぞれの測定法によって求められた海面風応力の値が一致しないことが多い。これは, 海面上の接水大気境界層の乱流構造が, 波浪状態に依存してIDMの前提条件から大きく変化するためであると考えられる。前述の研究例で言えば, IDMは平均風向と海面風応力ベクトルの向きが一致することを前提としているため, 平均風向に対して海面風応力ベクトルが偏向する場合には, ECMとIDMによって算定された海面風応力の値が一致しないことが予想される。したがって, ECMの値を仮に真値であるとみれば, ECMとIDMのデータ適合度と波浪状態との関係を検討することによって, 海面での運動量伝達を乱す力学的コンタミネーションとしての波浪場の影響を定量化することができるものと考えられる。

本研究の目的は, 海洋観測塔での現地観測においてECMとIDMを併用した海面風応力の算定を行い, 両者の適合性を乱す波浪場の影響について検討することである。特に, ここでは, 風波の発達状態を表す波齢と平均風向に対する海面風応力ベクトルの偏向性に着目する。

2. 海面風応力の算定

ECMでは, 風速の乱流変動成分を応答性の高い測器を用いて計測し, 次式に基づく相関計算から直接的に海面風応力 τ (N/m²) を算定する。

$$\tau = -\rho_a \overline{u'w'} = \rho_a u_*'^2 \quad (1)$$

ここで, u' (m/s), w' (m/s) は平均風向および鉛直方向の風速変動, u_* (m/s) は摩擦速度, ρ_a (kg/m³) は空気

1 正 会 員 博(工)九州大学准教授 大学院総合理工学研究院
流体環境理工学部門

2 九州大学大学院総合理工学府 大気海洋環境システム専攻修士課程

3 JFEスチール株式会社

4 京都大学防災研究所流域災害研究センター

5 正 会 員 理博 愛知県立大学情報科学部地域情報科学科

度であり、 $-$ は時間平均を示す。

一方、IDMは、乱流運動エネルギー方程式（TKE方程式）において、シアーと浮力による生成項と散逸項がバランスする乱流場の局所平衡性を仮定して、接水大気境界層の乱流エネルギー散逸率 ε を用いて海面風応力 τ を算定する手法である。風速変動の乱流エネルギースペクトル $E(k)$ は次式で表される。

$$E(k) = C \varepsilon^{\frac{2}{3}} k^{-\frac{5}{3}} \quad (2)$$

ここで、 k は波数、 C は定数である。本研究では ε の算定において平均風向の風速変動スペクトルを対象としており、Large・Pond(1981)に倣って $C=0.55$ を用いている。実際の乱流観測においては、通常、風速の空間変動ではなく時間変動を測定するため、Taylorの凍結乱流仮説より、

$$\frac{dk}{df} = \frac{2\pi}{U} \quad (3)$$

を用いて、式(2)を周波数スペクトル $P_u(f)$ に変換すると次式が得られる。

$$P_u(f) = C \left(\frac{2\pi}{U} \right)^{\frac{2}{3}} \varepsilon^{\frac{2}{3}} f^{-\frac{5}{3}} \quad (4)$$

ここで、 $U(\text{m/s})$ は時間平均風速であり、 $f(1/\text{s})$ は周波数を示す。平均風向風速 u のパワースペクトルから、慣性小領域にあたる3点($f=0.5, 1.0, 2.0\text{Hz}$)における周波数スペクトル $P_u(f)$ を求め、それぞれの $P_u(f)$ を式(4)に代入して ε を算定し、求めた ε を平均する。無次元化したTKE方程式は次式で表される。

$$-\frac{\kappa z}{u_*^3} \left(\overline{u'w'} \frac{\partial U}{\partial z} \right) + \frac{\kappa z}{u_*^3} \frac{g}{T_v} \overline{w'T_v'} - \frac{\kappa z}{u_*^3} \frac{\partial \overline{w'e}}{\partial z} - \frac{\kappa z}{u_*^3} \left(\frac{1}{\rho_a} \right) \frac{\partial p'w'}{\partial z} = \frac{\kappa \varepsilon z}{u_*^3} \quad (5)$$

ここで、 $\kappa(=0.4)$ はKarman定数、 $g(\text{m/s}^2)$ は重力加速度、 $T_v(\text{K})$ は仮温度、 $e(\text{m}^2/\text{s}^2)$ は乱流エネルギー、 $p(\text{N/m}^2)$ は圧力、 $z(\text{m})$ は海面から測定点までの高さを表す。また、左辺第1項はシアーによる生成項、第2項は浮力による生成項、第3項は乱流拡散項、第4項は圧力拡散項を表し、右辺は散逸項を表す。ここで、無次元化したTKE方程式を、大気安定度補正関数 ϕ_m 、インバランス関数 ϕ_{imb} を用いて書き直すと次式になる。

$$\phi_m - \frac{z}{L} + \phi_{imb} = \frac{\kappa \varepsilon z}{u_*^3} \quad (6)$$

ϕ_m は式(5)のシアー項に、 ϕ_{imb} は乱流拡散項、圧力拡散項および式(5)で考慮されていない因子を含んでいる。 L はMonin・Obukhov(1954)の大気安定度を表す長さスケールであり、次式で定義される。

$$L = -\frac{u_*^3 T_v}{g \kappa w' T_v'} \quad (7)$$

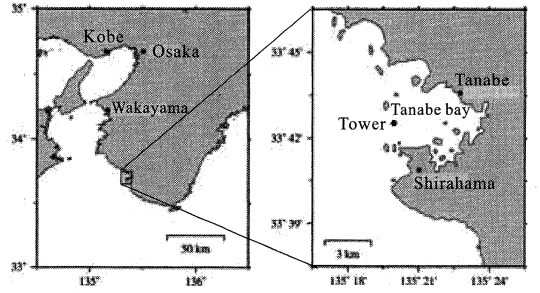


図-1 観測塔の位置と周辺海域

ϕ_m については、本研究では、Large・Pond(1981)を参考にして、次式で与えられる経験式を用いて u の算定を行った。

$$\phi_m = \begin{cases} 1 + 7 \frac{z}{L} & (0 < \frac{z}{L}) \\ \left(1 - 16 \frac{z}{L} \right)^{-\frac{1}{4}} & (-2 < \frac{z}{L} < 0) \end{cases} \quad (8)$$

一方、 ϕ_{imb} については研究例がほとんどなく、IDMでは一般に、式(6)において左辺第1項、第2項と右辺がバランスするものとして $\phi_{imb}=0$ と仮定している。本研究においてもこの仮定を用いている。 u を評価する際には、式(6)と式(7)に u が含まれているために、 u の値が収束するまで繰り返し計算を行う必要がある。本研究では、前後の u の相対誤差が0.1%以内に収まるまで繰り返し計算を行った。

3. 現地観測の概要

(1) 海洋観測塔

観測は、和歌山県西牟婁郡白浜町の田辺湾沖合約2km（東経135°20'08"、北緯33°42'19"）に位置する田辺中島高潮観測塔（京都大学防災研究所・流域災害研究センター所有）において実施された。（図-1参照）観測塔の設置海域は南西方向が外海に面しており、付近の平均水深は約30mである。ただし、観測塔は海域にある水深約10mの岩礁の上に設置されている。岩礁は比較的小さいため、波浪は海底地形の影響をほとんど受けずに観測塔に到達してくる。ここでは、比較的大きなうねりは主に南西方向から伝播してくることになる。観測は、2006年3月22日から5月4日の45日間に渡って実施された。図-2に観測塔および計測システムの概略図を示す。観測塔の高さは、海上約23mである。本研究では、平均海面からの高度（以下、高度）12.5mの位置に高応答の超音波風速温度計を設置し、風速の3方向成分および温度変動の瞬時値が取得された。測器から出力された電圧信号は20Hzのサンプリング周波数でAD変換され、得られたデータを15分間毎のブロックに分けて統計平均量を算定した。本研究では、得られた瞬時値の15分間平均値より、海上高度12.5mの平均風速 $U_{12.5}$ 、平均風向 WD 、海面風応力（摩擦速度 u ）を算定した。波浪の観測には超音波波浪流速分布計（Wave Acoustic Doppler Current Profiler）

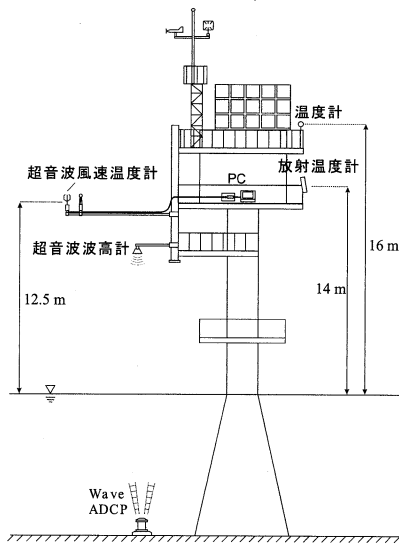


図-2 計測システムの概略図

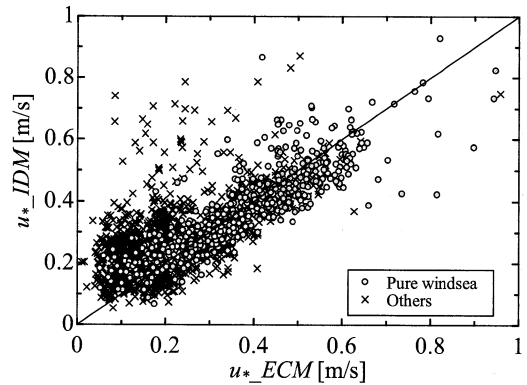
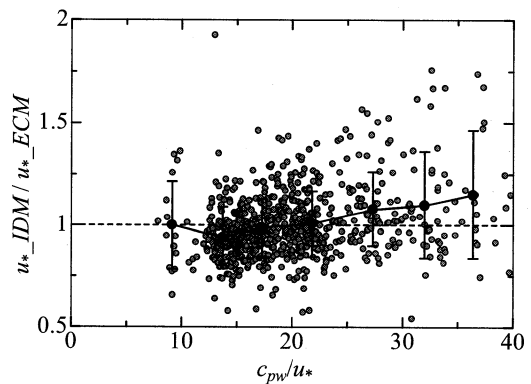
WAVEADCP)を用いた。観測塔から南西に20m離れた海底にWAVEADCPを設置し、毎時20分間その直上の水位変動を測定した。WAVEADCPにより得られたデータから、波浪特性量として、ピーク波周期 T_p 、波浪の周波数スペクトルおよび方向スペクトルを評価した。得られた波浪の周波数スペクトルおよび方向スペクトルに基づいて海象条件を分類した。

4. 結果および考察

(1) 波齢の影響

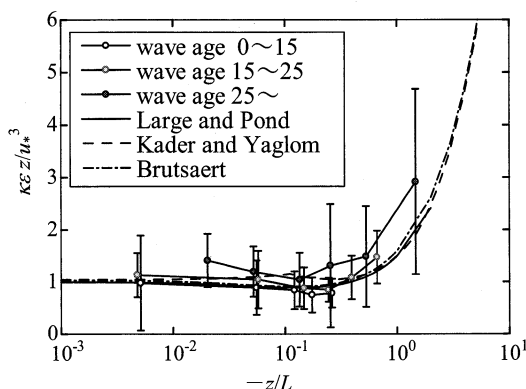
図-3にECMとIDMによって算定された u_* の比較を示す。ここでは、風波が卓越する波浪場 (Pure windsea) とそれ以外の波浪場 (Others: うねりと風波が混在する波浪場) の二つのデータ群に分類されている。この図より、データの分散は大きい。ECMとIDMによって算定された両者の u_* の値はほぼ1:1の関係をとっているように見える。特に注目すべきことは、ECMとIDMの適合度はPure windseaのデータの方が高く、うねりが混在する場合には両者の適合度が低下するように見えることである。このことは、うねりが存在する場合に、IDMの前提条件が破綻しやすいことを示唆している。

ECMとIDMの適合性が風波の発達状態にどのように依存しているのかを調べるために、IDMとECMによる u_* の比 u_{*IDM}/u_{*ECM} と、波齢 c_{pw}/u_* の関係を図-4に示す。ここで、 c_{pw} は風波の位相速度である。波齢は風波が卓越する波浪場を記述する特性量であるので、ここでは図-3のPure windseaのデータのみがプロットされており、実線で結合されたプロットはデータ数と波齢の範囲を考慮して求めた平均値を、Error barは平均したデータの標準偏差を示している。この図より、波齢とともに u_{*IDM}/u_{*ECM} の値が増加することがわかる。また、波齢が十分小さい領域では、 u_{*IDM}/u_{*ECM} の値は1に漸近する

図-3 ECMとIDMによる u_* の比較図-4 u_{*IDM}/u_{*ECM} と波齢の関係

ように見える。これらのことは、風波が発達するまでは接水大気境界層の乱流平衡性は波浪場にほとんど影響されないが、波齢が25を超える付近からその影響が現れることを示している。Mahrt (1999) は、IDMで用いる大気安定度補正関数 ϕ_m が、大気安定度パラメータ z/L のみの関数ではなく、 z/λ や波齢等に依存することを指摘している。ここで、 λ は卓越波の波長である。本研究の結果は、Mahrt (1999) の指摘の妥当性を支持している。ただし、この指摘は、波の効果がTKE方程式のインパランス関数を増大させるものと解釈してもよい。

このことをより詳細に議論するために、図-5に $ke z / u_*^3$ と z/L の関係を示す。ここでは、波齢をパラメータとして、データを波齢が0より大きく15以下のもの、15より大きく25以下のもの、25より大きいものの3つのケースに分類し、データ数と z/L の範囲を考慮して平均化された値がプロットされている。また、Large・Pond (1981), Kader・Yaglom (1990), Brutsaert (1992) の経験式から算定した $\phi_m - z/L$ の値も併せて示されている。ここで、Error barは平均したデータの標準偏差を示している。もし、海面上の運動量伝達において従来の経験式が適用できるとすれば、観測データと経験式との差が


 図-5 $\kappa \epsilon z / u_*^2$ と $-z/L$ の関係

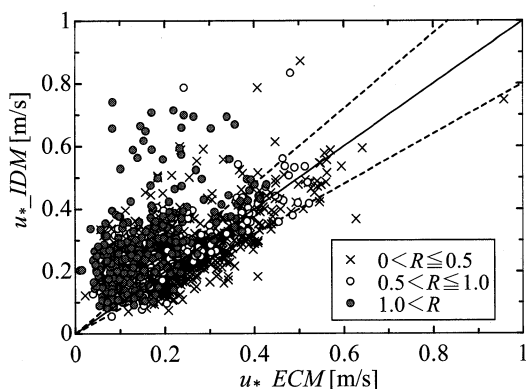
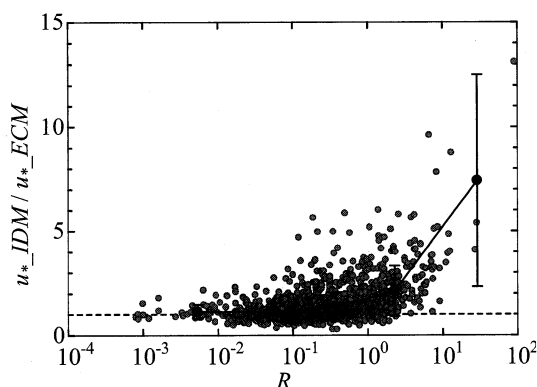
TKE方程式 (式(6)) におけるインバランス関数 ϕ_{imb} の大きさに対応する。この図より、波齢が比較的小さなケースでは $\kappa \epsilon z / u_*^2$ の値は経験式から評価される値に一致するが、波齢が大きいケースでは経験式からの差が増大することがわかる。これは、波面によって誘起される周期的な変動が接水大気境界層に浸透するためには、ある程度大きな波長が必要であり、波が十分発達した場合にしかその影響が現れないためであると考えられる。

(2) うねりの影響

うねりが混在する波浪場において、海面風応力ベクトルが平均風向からどの程度偏向するのかわかるパラメータとして次式の R を定義する。

$$R = \frac{\overline{v'w'}}{\overline{u'w'}} \quad (9)$$

ここで、 v' は平均風向に直交する向きの風速変動である。図-6に、うねりと風波が混在する波浪場のデータに対して、ECMおよびIDMから算定された u_* の比較を示す。ここでは、データを R が0より大きく0.5以下のもの、0.5より大きく1.0以下のもの、1.0より大きいものの3つのケースに分類している。図中の実線は、両者が等しい場合の比例関係を示しており、二つの破線に挟まれた領域のデータは相対誤差が±20%未満に収まるものに対応している。この図より、 R が大きなデータ群ほど、ECMに比べてIDMによる u_* の方が相対的に大きな値を示すことがわかる。また、 R が大きいデータは、 u_*_{ECM} の小さい領域（低風速条件）に集中するように見える。IDMでは、 $R=0$ に対するTKE方程式を用いているため、 R の影響が大きいのは当然であると考えられるが、データの分散から見ても R はECMとIDMの適合性を乱す主要な因子であると思われる。図-7に u_*_{IDM}/u_*_{ECM} と R の関係を示す。ここで、実線で結合されたプロットはデータ数と R の範囲を考慮して求めた平均値を、Error barは平均したデータの標準偏差を示している。これより、 R が1を超えると u_*_{IDM}/u_*_{ECM} が急激に増大することがわかる。また、


 図-6 R によって分類したECMとIDMによる u_* の比

 図-7 u_*_{IDM}/u_*_{ECM} と R の関係

$R \rightarrow 0$ において u_*_{IDM}/u_*_{ECM} は1に漸近している。このような現象は、風速に対して相対的にうねりの作用が大きい場合に現れるはずであり、 R は比較的低風速の場合に大きな値を示すことになる。このことは、図-6で見られた傾向と整合する。測定精度の高いデータに対してこの関係を見るために、うねりの混在するデータのうちECMとIDMによって算定された u_* の相対誤差が±20%未満のデータに対して、海面風応力ベクトルの平均風向からの偏角 θ と、平均風向 WD とうねりの伝播方向 D_{ps} の偏角 $WD - D_{ps}$ の関係を図-8に示す。ここでは、うねりの影響を見るためにCross swell ($\pm 45^\circ < WD - D_{ps} \leq \pm 135^\circ$) および Counter swell ($\pm 135^\circ < WD - D_{ps} \leq \pm 180^\circ$) の2つのうねりの条件のデータのみをプロットしている。この分類の基準は、Donelanら (1997) およびDrennanら (1999) が風波とうねりの伝播方向の偏角に基づいて行った分類に準じている。また、風速をパラメータとしてデータを2つのケースに分類している。この図より、Cross swell のデータ群に関して、高風速の場合にはうねりの伝播方向に海面風応力ベクトルが偏向していることがわかる。しかしながら、低風速の場合には、うねりの伝播方向に対する系統的な依存性は見出せない。また、海面風応力ベクトルの向きが単に風向とうねりの伝播方向だ

けでなく、その相対的な強さ（風とうねりの相互作用）に依存していることを示唆している。一方、Counter swell のデータ群については、当然ながら風速の大きさに関わらずうねりの伝播方向に対して海面風応力はあまり偏向していない。海上風とうねりがどのように相互作用して海面風応力の直交成分が発生するかについては、現段階でその機構を説明することは難しいが、本研究の結果は実海洋上での運動量伝達特性を明らかにする上で重要な知見を示していると考えられる。

5. 結論

本研究では、海洋観測等において渦相関法（ECM）と慣性散逸法（IDM）を併用した海面風応力の評価を行った。また、両者の適合性を乱す（風応力を変動させる）波浪場の影響について検討した。本研究で得られた結果を要約すると以下ようになる。

1. ECMとIDMによって算定された摩擦速度 u_* の比較を行った結果、両者の適合度は、Pure windseaのデータの方が高く、うねりが混在する波浪場においては両者の適合度が低下することがわかった。
2. Pure windseaのデータにおいて、ECMとIDMの適合性と波齢の関係について検討した。その結果、波齢が25を超える辺りからECMとIDMの適合性が顕著に低下し、波齢が小さくなると適合性が増加することがわかった。これは、波が発達することによって式(6)におけるインバランスが増大するためであると考えられる。
3. うねりと風波が混在する波浪場において、ECMとIDMによって算定された u_* の比較を行った。その結果、 R が大きなデータほどECMに比べてIDMによる u_* の方が相対的に大きな値を示すことがわかった。さらに、ECMとIDMの適合性と R の関係について検討した結果、 R が1を超えると両者の適合性は急激に低下することがわかった。海上風とうねりがどのように相互作用して海面風応力の直交成分が発生するかについて説明することが今後の課題である。
4. うねりが混在するデータのうちECMとIDMによって算定された u_* の相対誤差が $\pm 20\%$ 未満のデータに対して、海面風応力の平均風向からの偏角 θ と、平均風向 WD とうねりの伝播方向 D_{ps} の偏角 $WD-D_{ps}$ の関係を検討した。その結果、Cross swell ($\pm 45^\circ < WD-D_{ps} \leq \pm 135^\circ$) のデータ群に関しては、比較的高風速の場合に、海面風応力ベクトルが平均風向からうねりの伝播方向に偏向することがわかった。低風速の場合には、系統的な依存性は見られなかった。また、当然ながら、Counter swell ($\pm 135^\circ < WD-D_{ps} \leq \pm 180^\circ$) のデータ群に関しては、風速の大きさに関わらず、海面風応力ベクトルの偏向性は小さいことがわかった。

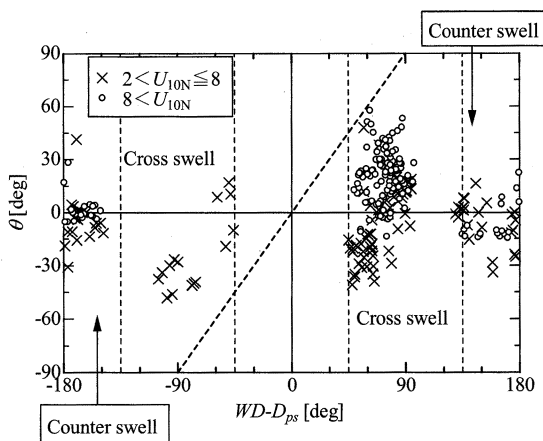


図-8 $WD-D_{ps}$ と θ の関係

本研究を行うにあたり、国立環境研究所津守博通氏、九州大学松永信博教授にご助言を頂きました。本研究の一部は、科学研究費補助金基盤研究（C）（代表者：杉原裕司）、基盤研究（A）（代表者：小松利光）および京都大学防災研究所一般共同研究（代表者：杉原裕司）の援助を受けました。ここに記して謝意を表します。

参考文献

- Brutsaert, W.(1992): Stability correction functions for the mean wind speed and temperature in the unstable surface layer, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 19, pp. 469-472.
- Donelan, M. A., W. M. Drennan and K. B. Katsaros.(1997): The air-sea momentum flux in conditions of wind sea and swell, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 27, pp. 2087-2099.
- Drennan, W. M., K. K. Kahma, and M. A. Donelan.(1999): On momentum flux and velocity spectra over waves. *Boundary Layer Meteorol.*, Vol. 92, pp. 489-515.
- Geernaert, F., Hansen, M., Courtney, and T. Herbers.(1993): Directional attributes of the ocean surface wind stress vector. *J. Geophys. Res.*, Vol. 98(C9), pp.16 571-16 582.
- Grachev, A. A., C. W. Fairall, J. E. Hare, J. B. Edson and S. D. Miller(2003): Wind stress vector over ocean waves, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 33, pp. 2408-2429.
- Kader, B. A. and A. M. Yaglom(1990): Mean fields and fluctuation moments in unstable stratified turbulent boundary layers, *J. Fluid Mech.*, Vol. 212, pp. 637-662.
- Large, W. G. and S. S. Pond(1981): Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds, *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 11, pp. 324-336.
- Mahrt, L.(1999): The coastal zone, *Air-Sea Exchange, Physics, Chemistry and Dynamics*, edited by G. L. Geernaert, pp. 247-267.
- Monin, A. S. and A. M. Obukhov(1954): Basic regularity of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere, *Trudy Geophys. Inst. Akad. Nauk, SSSR*, Vol. 24, pp. 163-187.