京都大学防災研究所年報　第43号　B-2　平成12年4月
Annuals of Disas. Prev. Res. Inst., Kyoto Univ., No. 43 B-2, 2000

浅海域における海面せん断応力の評価について（2）
―― 大潟波浪観測所における1999年度冬季共同観測 ――

路　明*・山下隆男・榊原　弘**

*　京都大学大学院工学研究科

**　株式会社　ニュージェック

要旨

大潟波浪観測所における1998年度および1999年度の気象海象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底層風速データとの相関を議論するとともに，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，冬季季節風時の日本海において波浪の影響を考慮した吹送流場の新しい数値シミュレーション法を示した。また，その外力としての海上風場の設定に気象庁のGPVデータを用いる場合には，安定した冬型気圧配置には，8時間の遅延操作を行えば，有効であるが，海上を移動する低気圧には適用できないと判断された。最後に，1998年度の風速データ読み取り時のデータ変換ミスを訂正し，再解析の結果を示した。

キーワード：海浜流，吹送流，海面せん断応力，抵抗係数，砕波，海上風，GPVデータ

1.　緒言

京都大学防災研究所災害観測実験研究センターの共同観測研究プロジェクトとして，1997年から始まった大潟海岸に於ける海浜流のADCP観測により，冬季日本海の砕波帯を含む沿岸域の流れには風に起因する成分が卓越していることが明らかになってきた（山下ら，1998a）。この流れは，砕波帯近傍に集中する波浪流とは異なり，広範囲に存在し漂砂を発生させる可能性が高いことから，海浜変形機構において重要な役割を演じていると考えられる。未だ解明していない「沖方向漂砂の発生機構」や「広域漂砂特性」を支配している流れであると考えられるため，その数値シミュレーション法の確立は，海岸工学の分野において極めて重要である。

浅海域での吹送流シミュレーション法を確立するためには，水深20～30mから汀線に至るまでの，海面せん断応力の定式化行わなければならない。しかしながら，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，吹送流の数理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20m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。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。

本研究では，まず1999年度の観測概要を示し，次いで観測海上風と気象庁のGPVデータとの相関を議論する。最後に，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示す。なお，昨年の風速データ読み取り時にデータ変換ミスがあったので，訂正するとともに，風速データの再解析結果を示す。この結果，バルク公式における抵抗係数と平均風速との関係式が修正されることとなった。

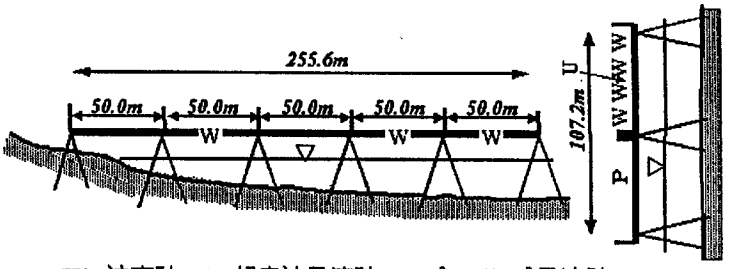
2. 観測の概要と海上風のデータの訂正

2．1 1998年度および1999年度の観測

京都大学防災研究所大潟波浪観測所の観測桟橋を用いて，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，海浜流の鉛直分布，海上風の乱流特性および波浪の連続観測を行った。

1997年12月26日～1998年3月9日の間に，海浜流の鉛直分布は1,200kHzのADCP（Work Horse RD Instruments）2台をトタンスデューサー面が海底面上1.5mの位置に設置し，18sのサンプリング間隔で連続観測した。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10Hzで連続を観測した。波浪は7台の空中発射式超音波波高計（KENEK製）で波向きおよび岸沖方向の波高変化を毎正時20min，サンプリング周波数10Hzで計測した。Fig.1に1998年観測の計測機器配置を示す。

1998年12月8日～1999年3月13日の期間に，海浜流の鉛直分布は1,200kHzのADCP4台を海底に設置し，サンプリング周波数10Hzと2Hzで連続観測した。海上風は3成分超音波風速計による10m高度の乱流特性を毎正時20min間，10Hzサンプリングで計測し，波浪は7台の超音波波高計による波向きおよび岸沖方向の波高変化を毎正時20min間，10Hzサンプリングで計測した（1999年2月7日から3月1日までは2Hz，海上風は2成分で計測した）。また，光学式砂面計2台，超音波式砂面計3台，濃度計1台による海底地形変動が観測された。Fig.2に1999年観測の計測機器配置を示す。



W：波高計　U：超音波風速計　P：プロペラ式風速計

Fig.1 Measuring sensor location in the 1998 observation.

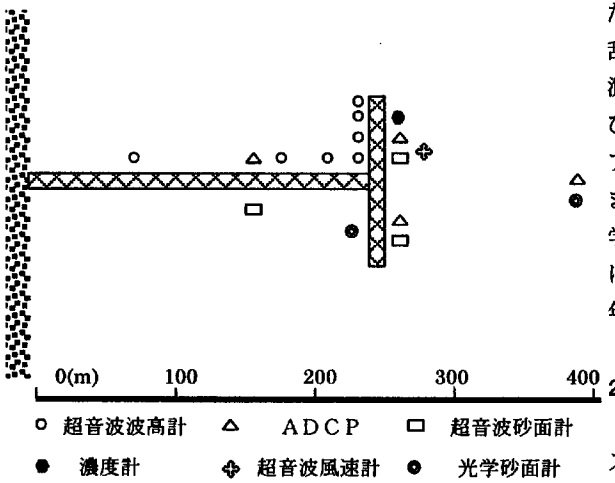


Fig.2 Measuring sensor location in the 1999 observation.

2．2 海上風のデータ解析と訂正

1998年度の風速データでは，バイナリデータをアスキーデータに変換する際に上位，下位のビット反転時にデータ形式の指定に誤りがあったため，風速データが小さめに出ていたことが判明した。このため，1999年度の解析のみでなく，1998年度のデータについても再解析を行い解析結果を以下に示す。な

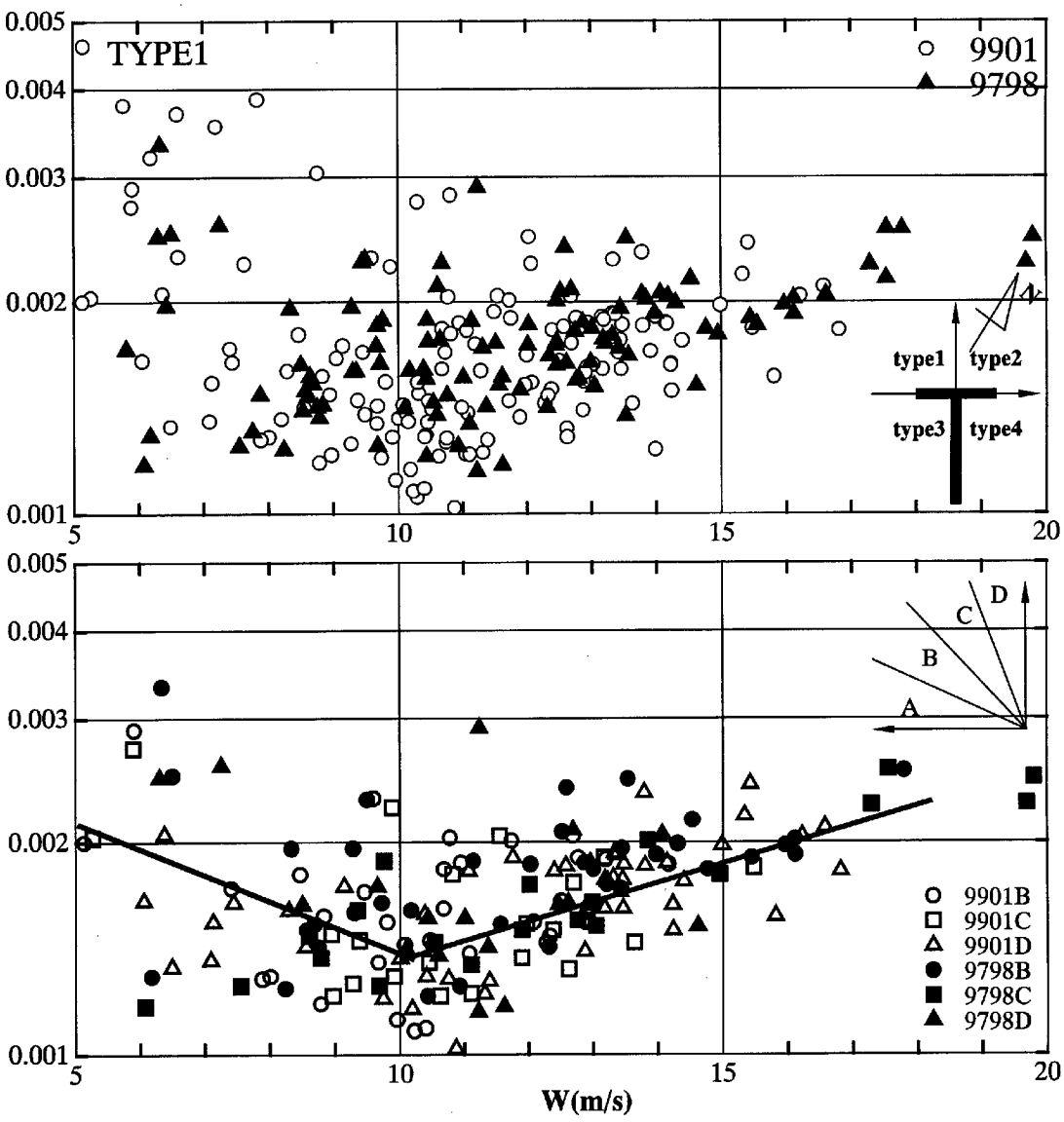


Fig.3 C_d-W relation obtained with wind data both in 1998 and 1999.

お，前報（路明ら 1998）の図の訂正を付録に示した。

風速データは桟橋の方向によって，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。大潟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 10m/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，**Fig.3** 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 10m/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 10m/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(**Fig.3** の上図)，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のみには桟橋の影響を受け，C_d-Wの関係はばらつきが大きい，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ので，C_d-Wの解析から除外した。

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，**Fig.3** 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 10m/s ～18m/s の範囲では，**Table-1** 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 18m/s 以上の場合では飽和状態になり，外洋の抵抗係数に近い値になる。

Table 1 Coefficients *a* and *b* estimated with wind data in coastal zone

	a(*10^{-3})	b(*10^{-3})
B範囲	0.35	0.11
C範囲	0.21	0.12
D範囲	0.4	0.1
全データ	0.40	0.1

Table 2 Coefficients *a* and *b* estimated with wind data Observed in deep ocean.

	風速(m/s)	a(*10^{-3})	b(*10^{-3})
Garratt (1977)	3<W<21	0.75	0.067
Smith(1980)	6<W<22	0.61	0.063
Geernaert(1987)	4<W<24	0.577	0.085
Yelland & Taylor(1996)	6<W	0.6	0.07

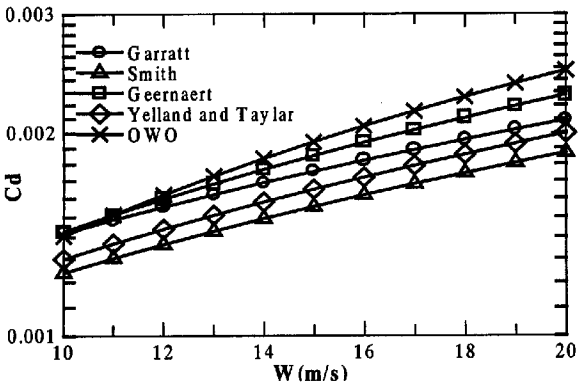


Fig.4 Comparison of drag-wind speed relations.

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概要における a, b の値（**Table-2**）と比較すると，**Fig.4** に示すように，沿岸域で得られた勾配 b の値は従来の値(0.063～0.085*10^{-3})よりやや大きい。

一方，風速 10m/s 以下の低風速領域では **Fig.3** の下図のように C_d と W の関係は逆の傾向になり，この場合は，全データに対して，a=2.5*10^{-3}, b=-1.1*10^{-3} となる。

3. 気象庁 GPV 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，限られた陸上での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。

Fig.5 は GPV データのポイント 20，26 の地上風風速の沿岸成分と岸沖成分の比較である。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いることがわかる。その変換式は次式となる。

$$W_{26} = 0.56W_{20}$$

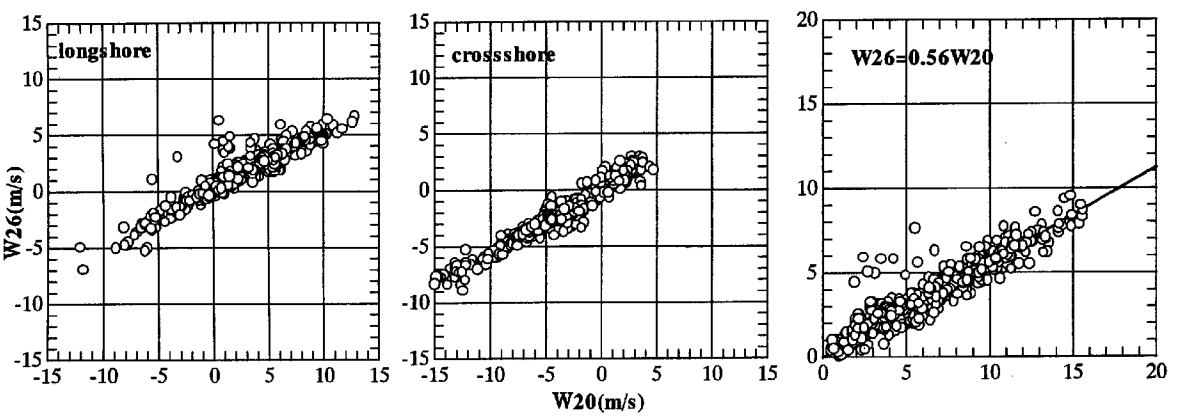


Fig.5 Comparison of wind speeds at point20 and point26.

ここで，1998年の観測期間中の５ストームCaseA～Eについて，日本海上で強風を発生させた気圧配置をみるため，**Fig.6**に天気図を示す。これより，CaseAおよびCaseBは典型的な西高東低の冬型気圧配置の場合で，CaseC～Eは低気圧が本州南岸を発達しながら通過する場合であることがわかる。前報でも示したように，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，後者の移動性低気圧の場合には両者の相関はきわめて低くなる。GPVデータが海上風を再現しているとは言い難く，GPVデータは使えないと結論付けざるを得ないように思われる(**Fig.7**)。そこで，冬型気圧配置の場合のみを対象として，両者の関係を求めておく。**Fig.9(a)**にCaseAの場合のPoint20におけるGPVデータと観測海上風の時系列データを，ずらし時間4，6，8hrについて示した。また，**Fig.9(b)**にはCaseBにおける同様の図をした。**Figs.8(a),8(b)**から明らかなように，ずらし時間8hr（GPVデータは観測値より8hr早く変化している）で両者の相関が最も高くなる。この物理的な機構についてはわからないが，CaseAおよびCaseBの両方ともに全く同様の傾向があることがら，数値気象予報の特性に起因するものと推察される。今後の検討が必要である。

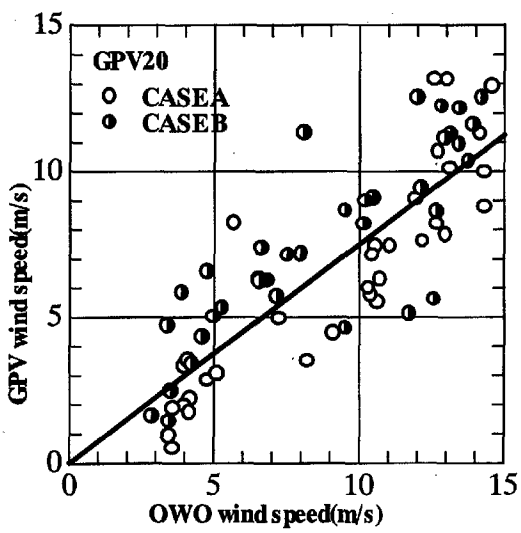


Fig.10 Relation between observed wind and GPV wind data (Cases A and B).

以上のように，冬季季節風時の日本海の海上風を再現する場合には，移動性の低気圧によって発生する強風域にはＧＰＶデータを用いることは問題がありそうであるが，冬型気圧配置が安定している場合には，約８時間の時間遅れを考慮すると，**Fig.10**に示すようにW_{20}=0.75 W_{obs}関係式でGPVデータ底層風速W_{20}を海上風W_{obs}に変換できそうである。

4. 波浪の影響を考慮した海面せん断応力モデルの提案

最後に，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砕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，砕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，**Fig.11**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，砕波によるエネルギー散逸機構に水深の影響を考慮する。この散逸エネルギーS_{ds}が砕波による海面への仕事率であると考え，砕波せん断応力

$$\tau_{br} = S_{ds} / C \qquad (1)$$

を求める。大気の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，砕波せん断応力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

$$u_* = \sqrt{\tau_0 / \rho} \qquad (2)$$

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全海面せん断応力は

$$\tau = \tau_{br} + \alpha\tau_0 \qquad (3)$$

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。これは，大気乱流場の運動エネルギーはマイクロスケール内部砕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．

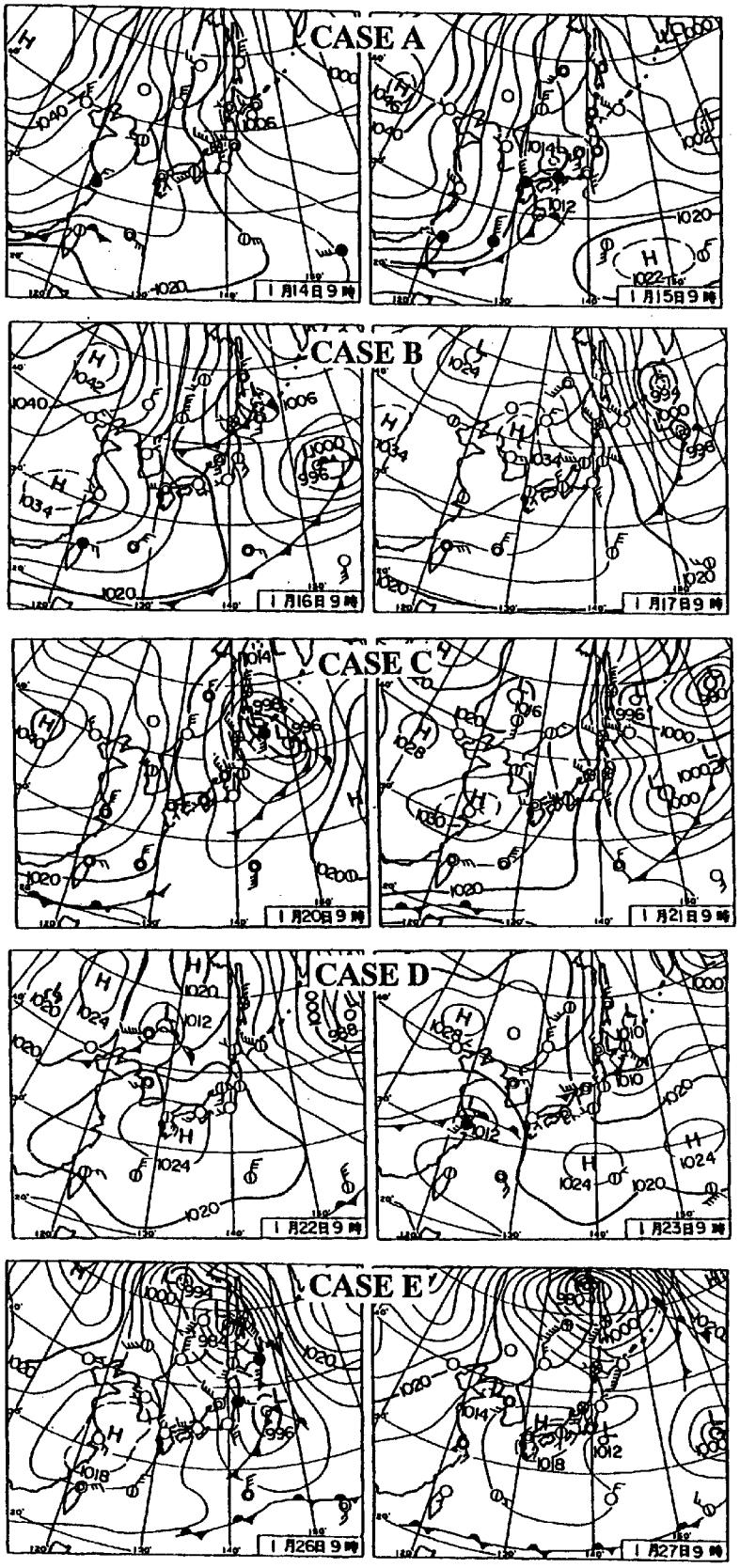


Fig.6 Weather charts of five storm conditions in 1998.

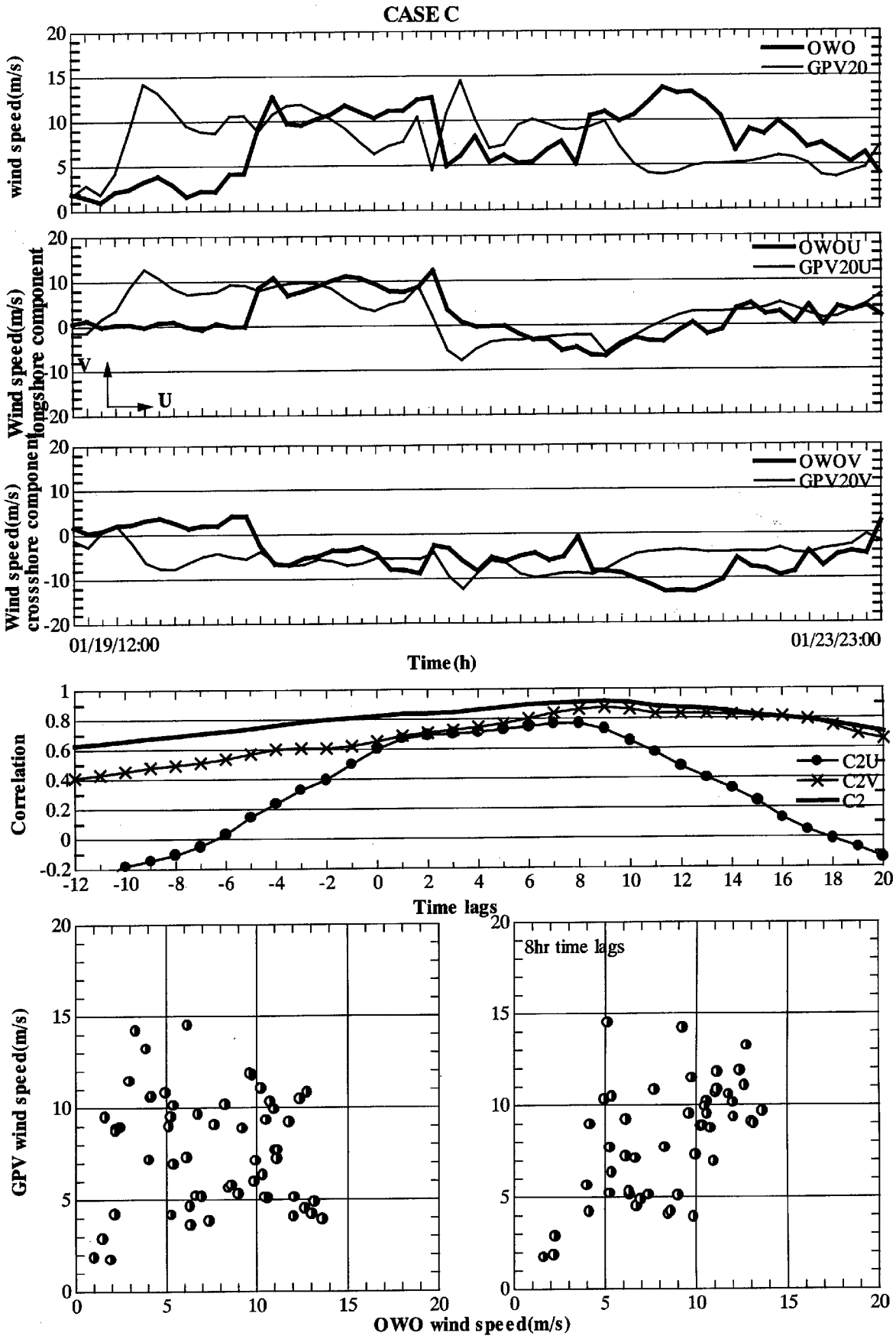


Fig.7(a) Time series and correlation of observed wind data vs GPV data(Case C).

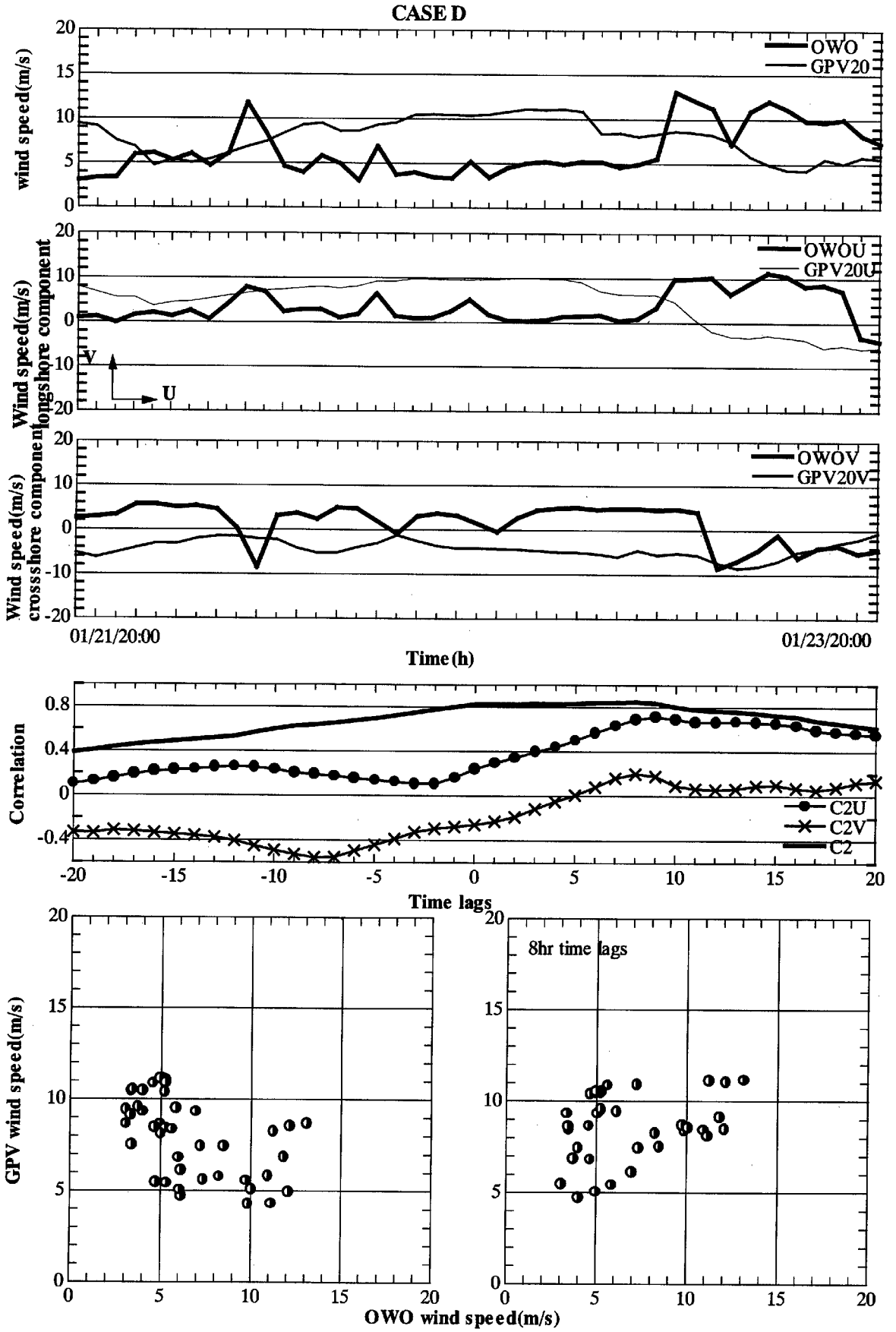


Fig.7(b) Time series and correlation of observed wind data vs GPV data (Case D).

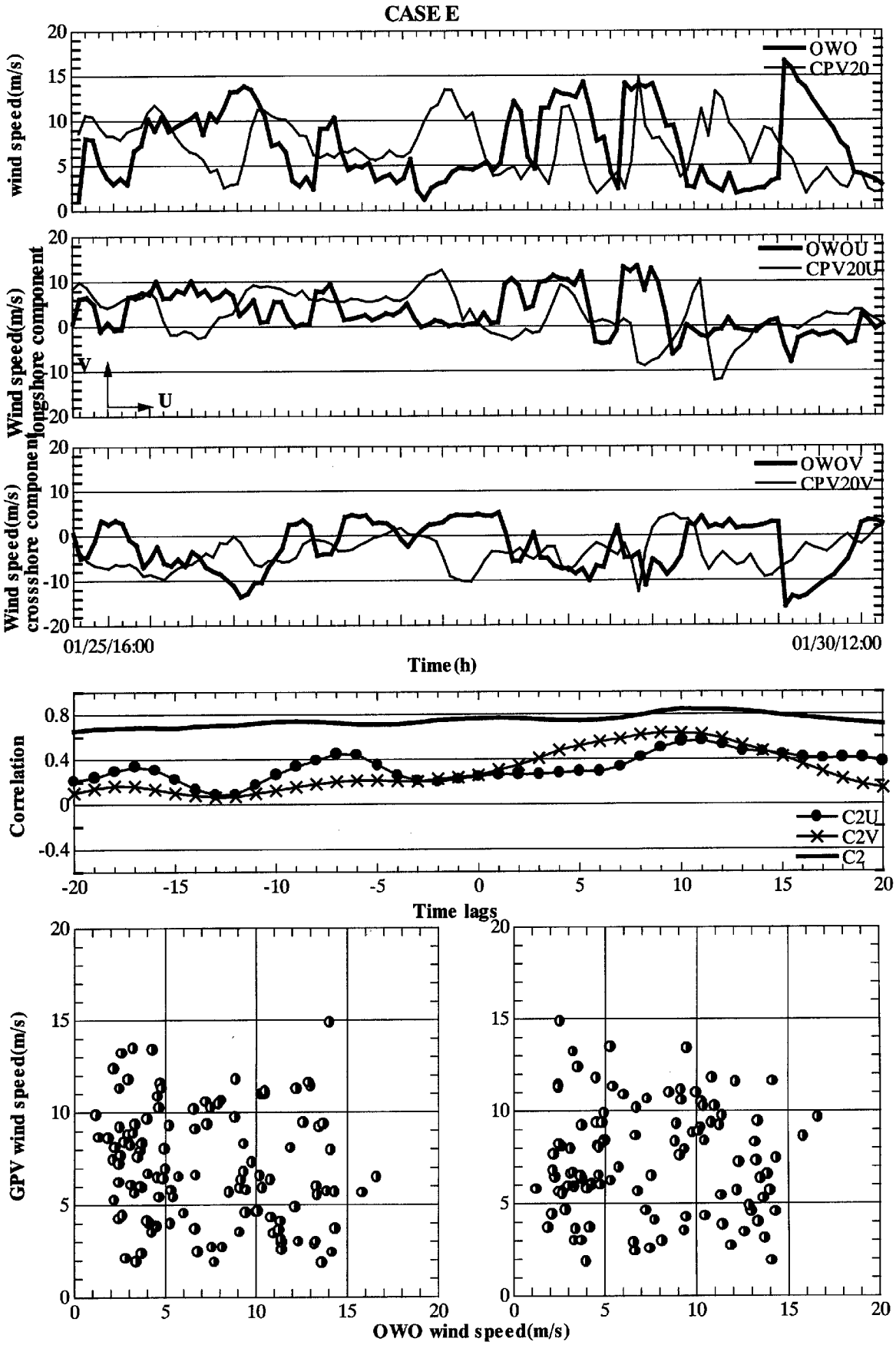


Fig.7(c) Time series and correlation of observed wind data vs GPV data (Case E).

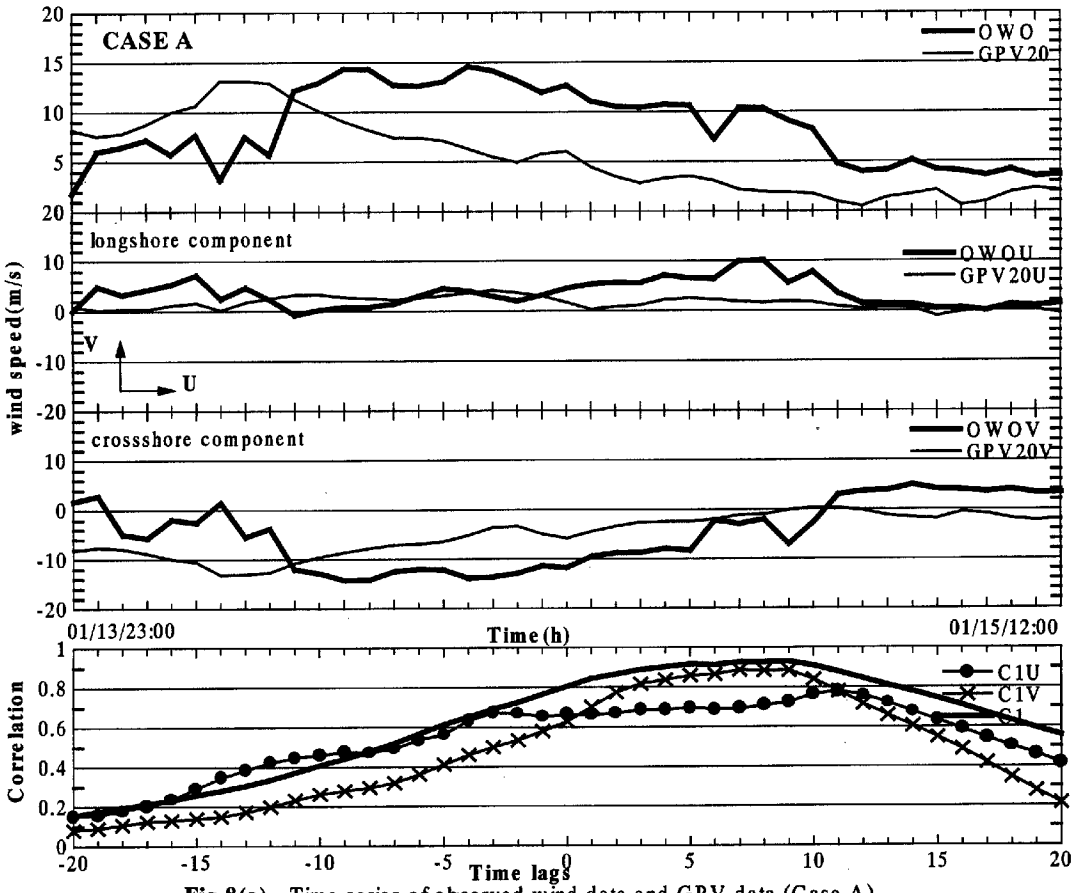


Fig.8(a) Time series of observed wind data and GPV data (Case A).

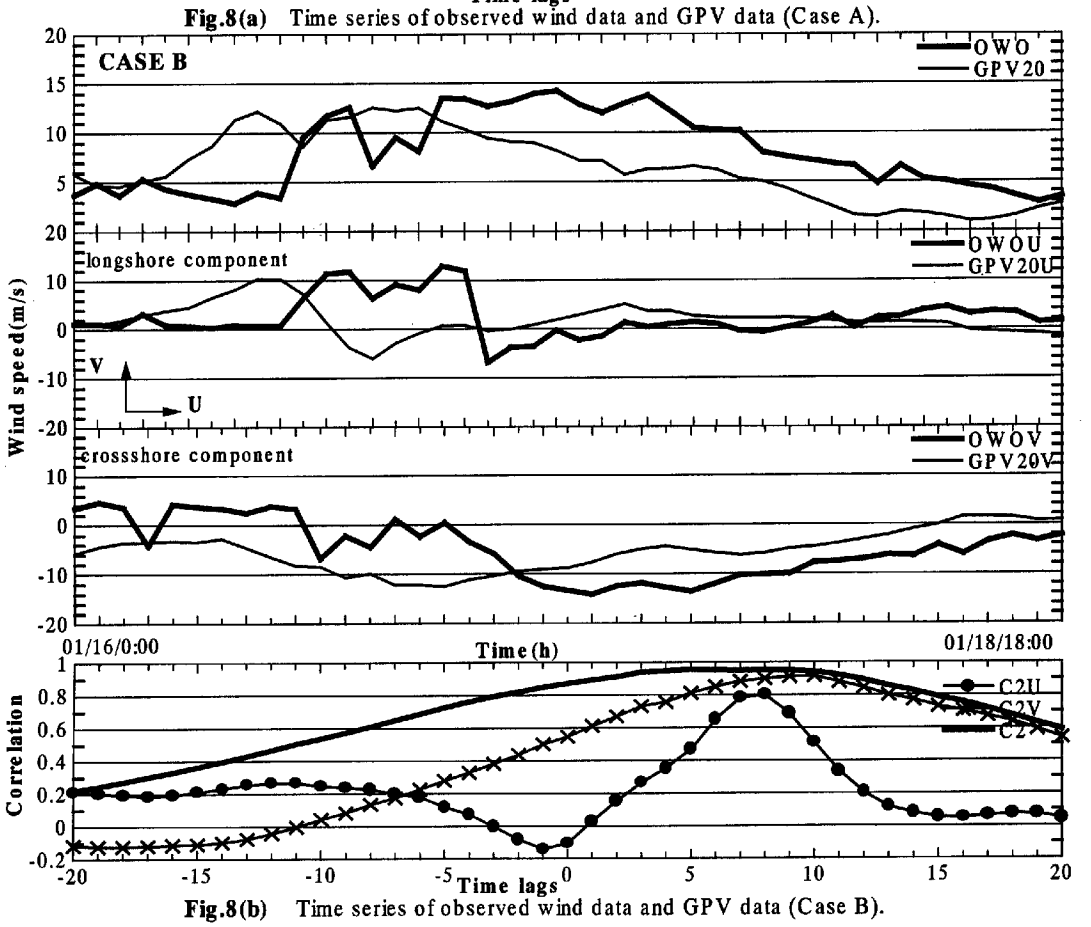


Fig.8(b) Time series of observed wind data and GPV data (Case B).

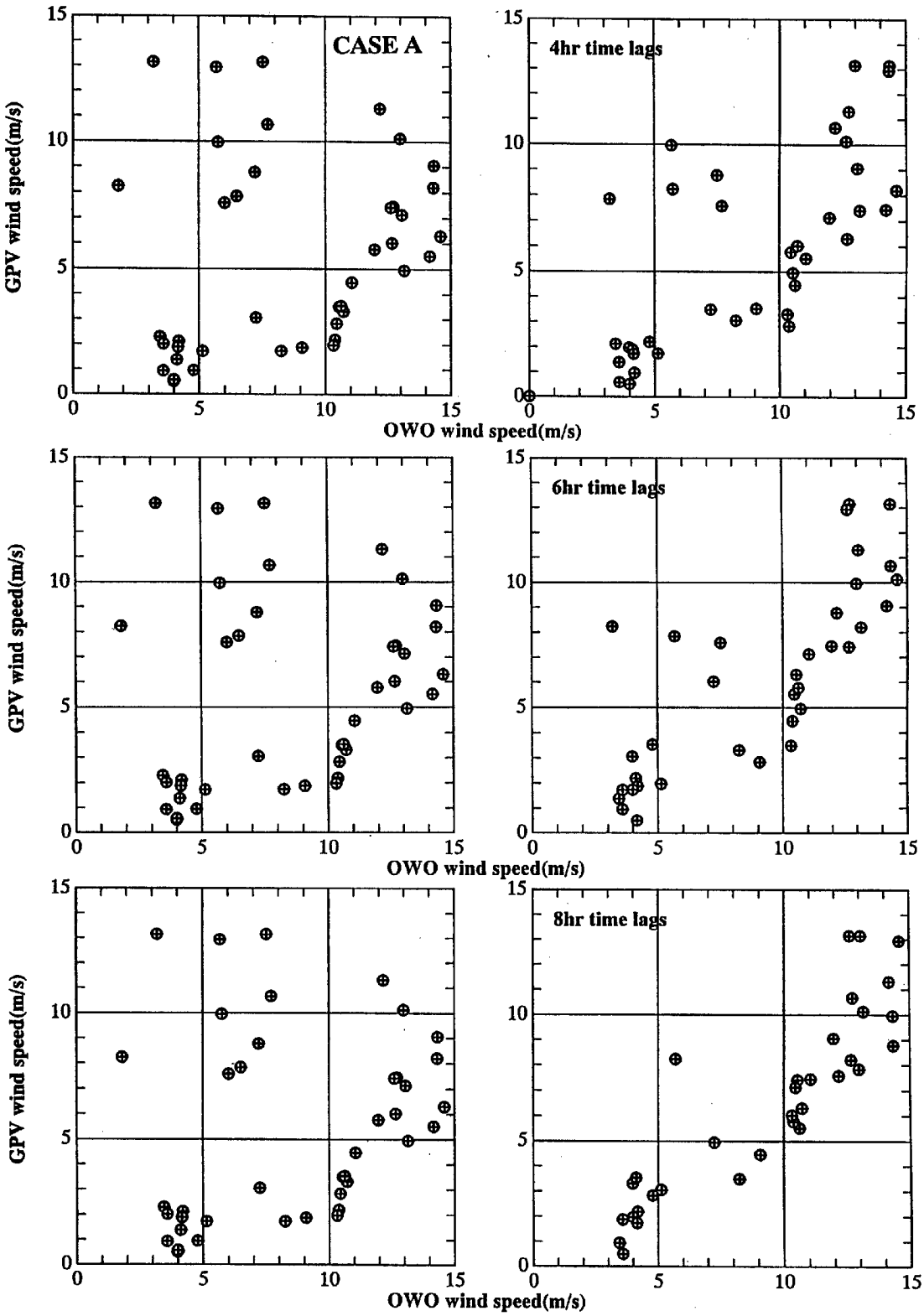


Fig. 9(a) Correlation of observed wind data vs GPV data (Case A).

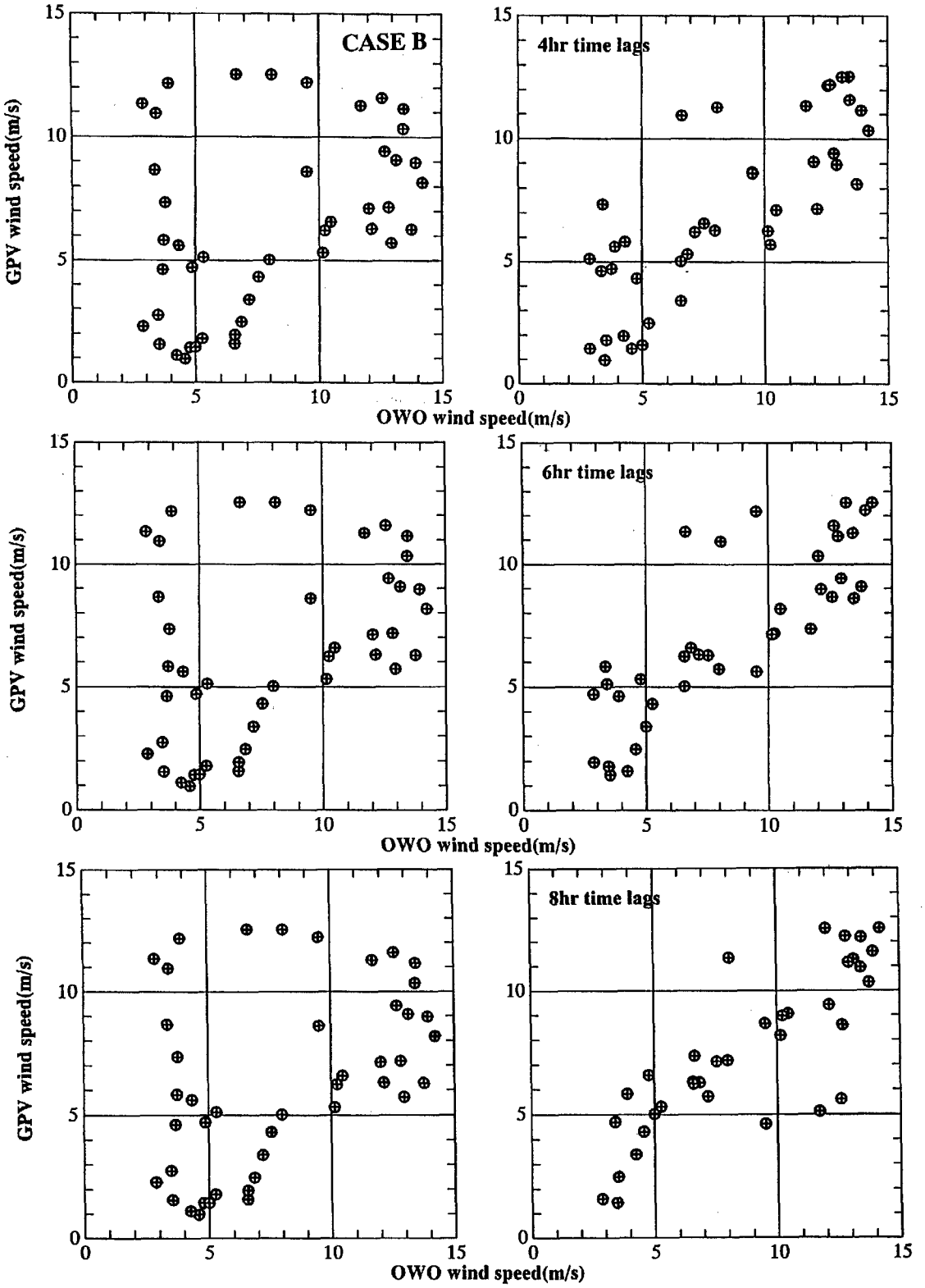


Fig.9(b) Correlation of observed wind data vs GPV data (Case B).

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	砕波せん断応力	吹送流場
(Wave actionの保存式) $\frac{\partial E}{\partial t} + C_g \cdot \nabla E = S_{in} + S_{ds} + S_{nl} + S_f$ $S_{in}(k) = \kappa\left(\frac{u_*}{C}\right)^2 \overline{\omega} E$ $S_{ds}(k) = -G\left(\frac{\omega}{\overline{\omega}}\right)^2 \left(\frac{E_t \overline{\omega}}{(E_t \overline{\omega})_{cr}}\right)^2 \overline{\omega} E$ E_t：波浪の全エネルギー $(E_t\omega)_{cr}$：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)	$\tau_{br} = \int \frac{S_{ds}(k)}{C} dk$ (砕波せん断応力の評価) 海底摩擦 波浪の影響を考慮した海底摩擦の表示 (Grant-Madsenの定式化使用)	$\tau = \alpha \tau_s$ (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) $\frac{Du}{Dt} = \ldots + \frac{\partial}{\partial z}\left(\frac{\tau}{\rho}\right) + \ldots$ $\tau_{surface} = \alpha \tau_s + \tau_{br}$ (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)

Fig.11 Outline of a wind-driven current model system in which a new surface stress model is proposed with combination of breaker-induced and wind-induced stresses.

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，砕波率が上がり，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，砕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，非線形度パラメターの2乗で砕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. 結語

以上，大潟波浪観測所における1998年度および1999年度の気象海象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データとの相関を議論するとともに，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年度の風速データ読み取り時のデータ変換ミスを訂正し，再解析結果を示した。その結果，前回提案したバルク公式における抵抗係数と平均風速との関係式に修正が必要であることがわかった。ここに，前回の経験式の訂正をお願いするとともに，お詫びをする次第である。

最後に，気象海象集中観測においては，大潟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。

参考文献

山下隆男・加藤　茂・路　明・安田孝志・飯野智 (1998a)：ＡＤＣＰにより長期連続観測した海浜流の鉛直分布とその強風，波浪の応答特性，海岸工学論文集，第45巻，pp.201-205.

山下隆男・路　明・Christophe Ruscher (1998b)：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.

Yelland, M.J. et al.(1994): The use of the inertial dissipation technique for shipboard wind stress determination. J. Atmos. Oceanic Technology, 11, 1093-1108 .

Smith, S.D. et al. (1992): Sea surface wind stress and drag coeflicients: the HEXOS results. Boundary-Layer Meteorology 60, 109-142

Garratt,J,R.(1977):Review of drag coefficients over oceans and continents. Mon. Weather Rev., 105,915-929

Geernaert,G.L. Larssen,S.E. Hansen,J.(1987):

Measurements of the wind-stress, Heat flux, and turbulence intensity during storm conditions over the North Sea. J. Geophys.Res., 98,16571-16582.

The WAMDI Group(1988): The WAM model-A third generation ocean wave prediction model, J. Phys. Oceanogr., Vol.18, pp.1775-1112

Komen,G.J. et al. (1984): On the existence of a fully developed wind sea spectrum, J. Phys. Oceanogr., 14, 1271-1285

付 録

1998 年の観測データ解析の修正．ここで昨年のミスした解析図面は Fig.A (W)として表示し，修正したのは Fig.A (R)で表示する．また、解析結果の表示式は以下に示すように修正した．

1998 年の解析結果 $C_D = 0.0223\left(\frac{10}{3}\right)^{-\frac{U}{15}}$ 訂正：$C_d = 0.4 + 0.1W$

1999 年の解析結果 $C_D = 0.0417\left(\frac{5}{3}\right)^{-\frac{U}{5}}$ 訂正：$C_d = 0.4 + 0.09W$

ＧＰＶの予測値と観測値の関係 $W_{GPV} = 0.76\ W_{obs} - 0.45$ 訂正：$W_{GPV} = 0.75\ W_{obs}$

Wind Sea Surface Shear Stresses in the Shallow Water(2)
— Joint Observation at Ogata Wave Observatory, 1999 —

Lu Ming*, Takao YAMAHITA and Hiroshi SAKAKIBARA**

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

** NEWJEC Inc.

Synopsis

Sea-surface wind data measured at the T-shaped Observation Pier, Ogata Wave Observatory, DPRI, Kyoto University were used for sea-truth of Japan Meteorological Agency's grid point value surface wind velocity data (GPV data). It was concluded that GPV data can be applied to the simulation of sea surface wind fields of stable winter monsoon (an atmospheric pressure distribution in which the high pressure area is to the west and the low pressure area is to the east) with consideration of 8hr late of GPV data. However, it may not be applicable to the traveling cyclone case. A new simulation method of wind-induced coastal currents was proposed, in which a breaker-induced shear for fluid motion was taken into consideration.

Keywords :, nearshore currents, wind-driven currents, wind stress, drag coefficient, breaking wave, sea-surface wind field, GPV data

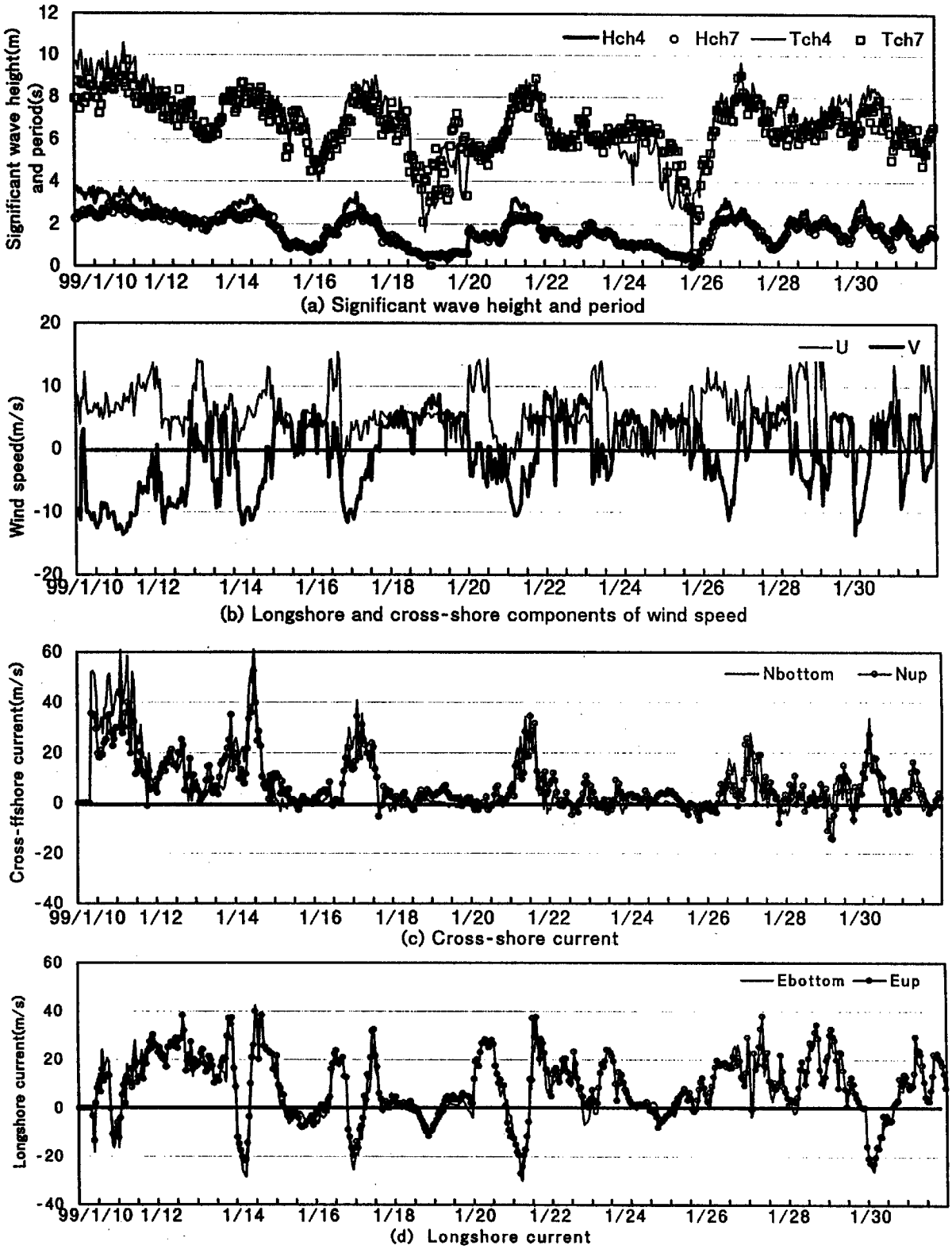


Fig.A1(W) Observed wind components, significant waves and mean currents components

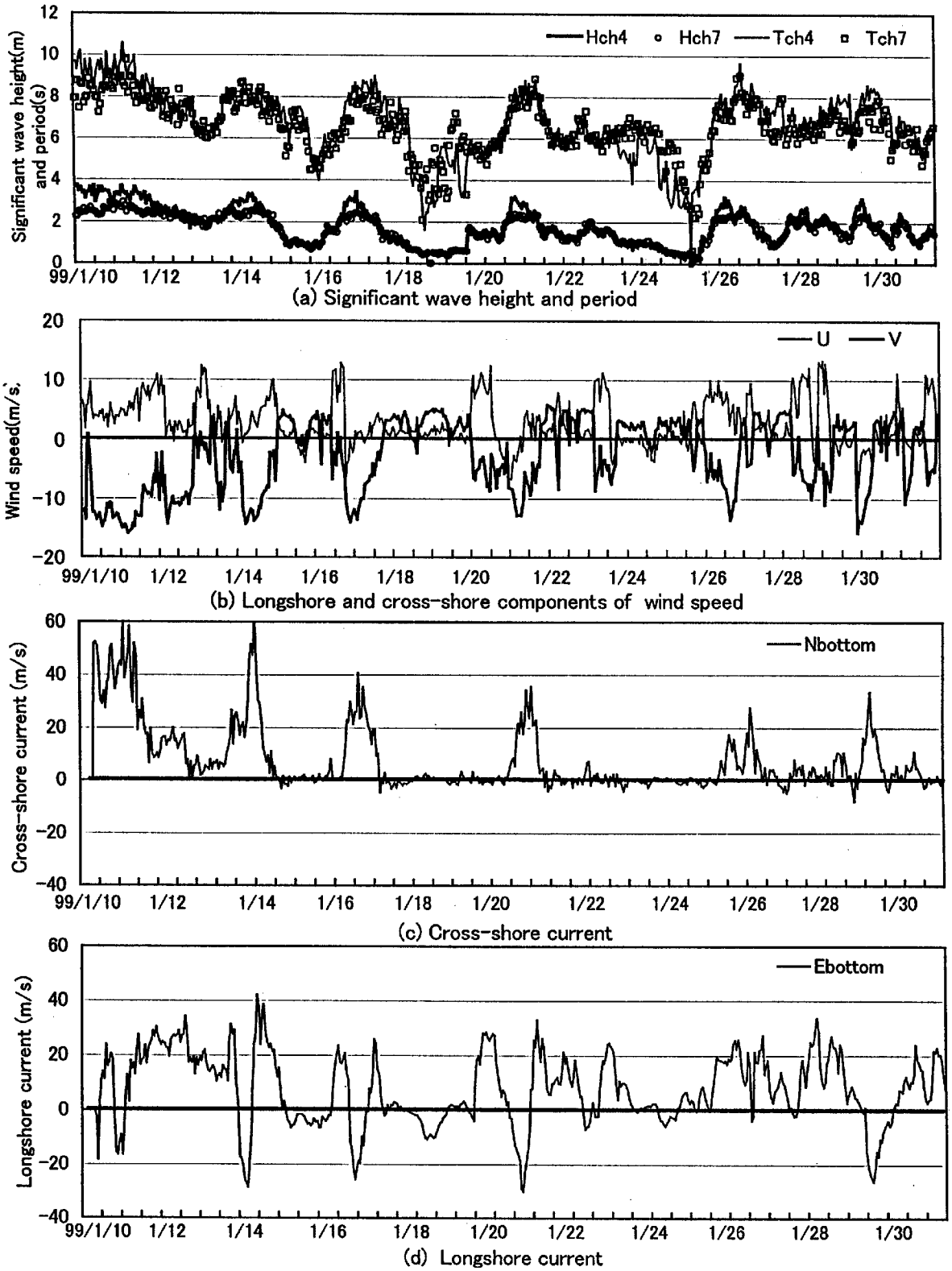


Fig.A1(R) Observed wind components, significant waves and mean current components

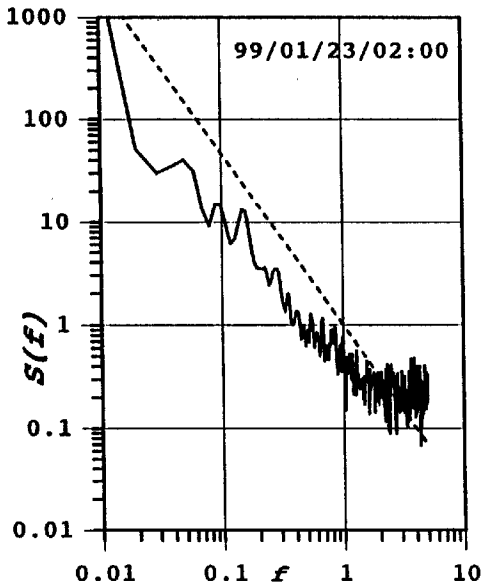


Fig.A2(W) A sample of spectral density.

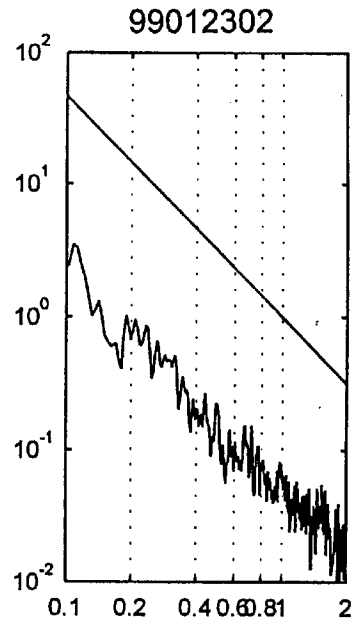


Fig.A2(R) A sample of spectral density.

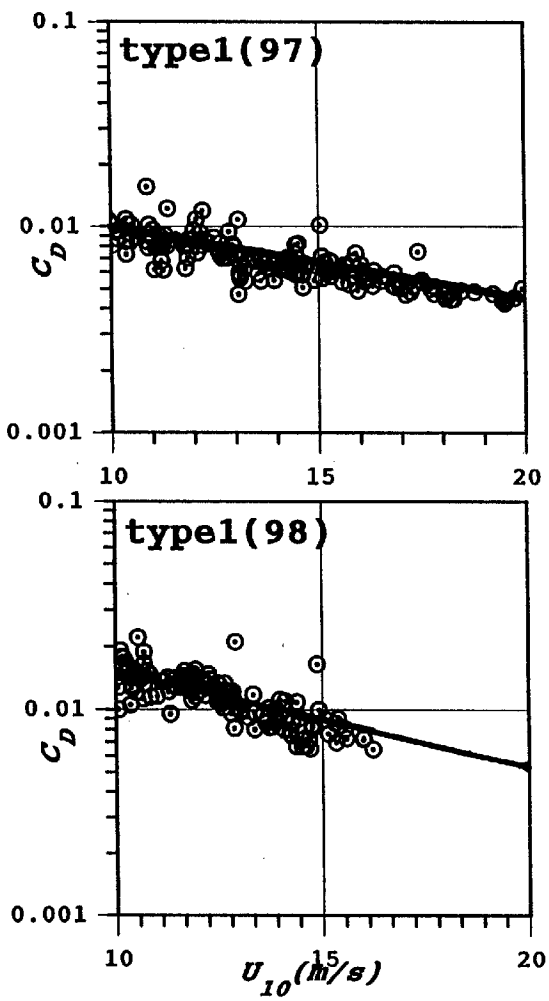


Fig.A3(W) Drag coefficient vs mean wind speed.

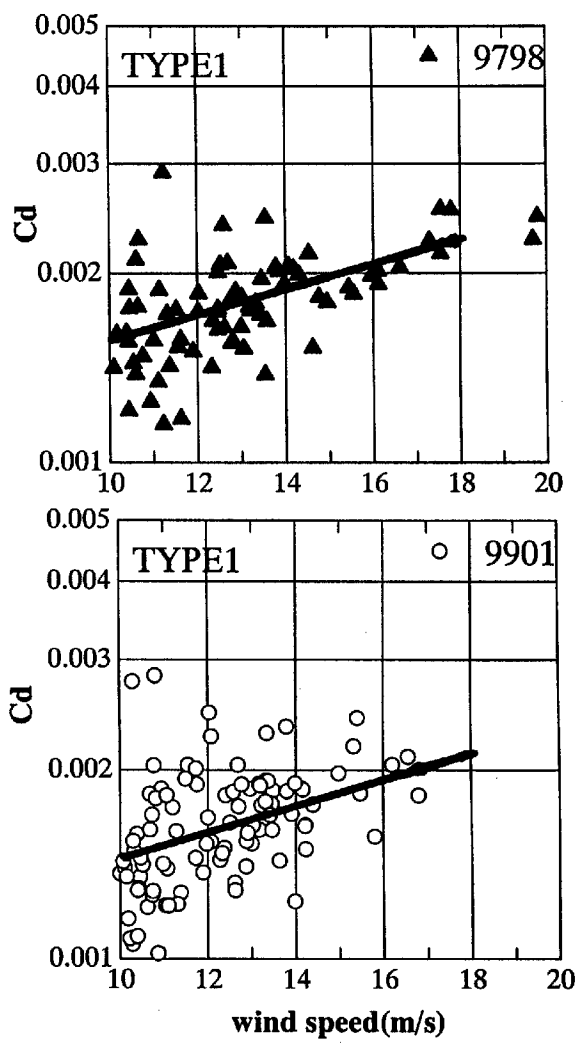


Fig.A3(R) Drag coefficient vs mean wind speed.

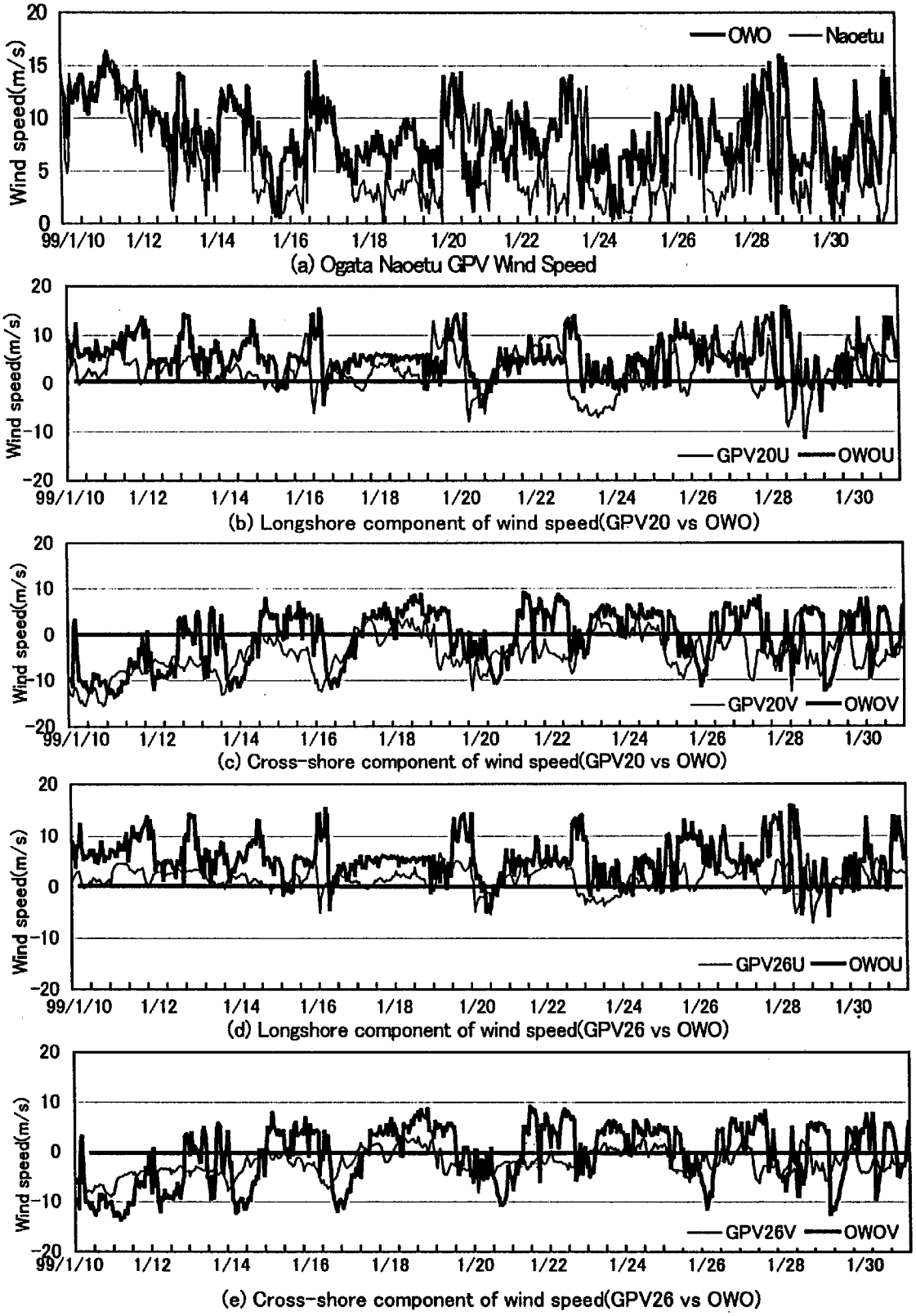


Fig.A4(W) Observed wind speed and GPV's surface wind at points20 and 26.

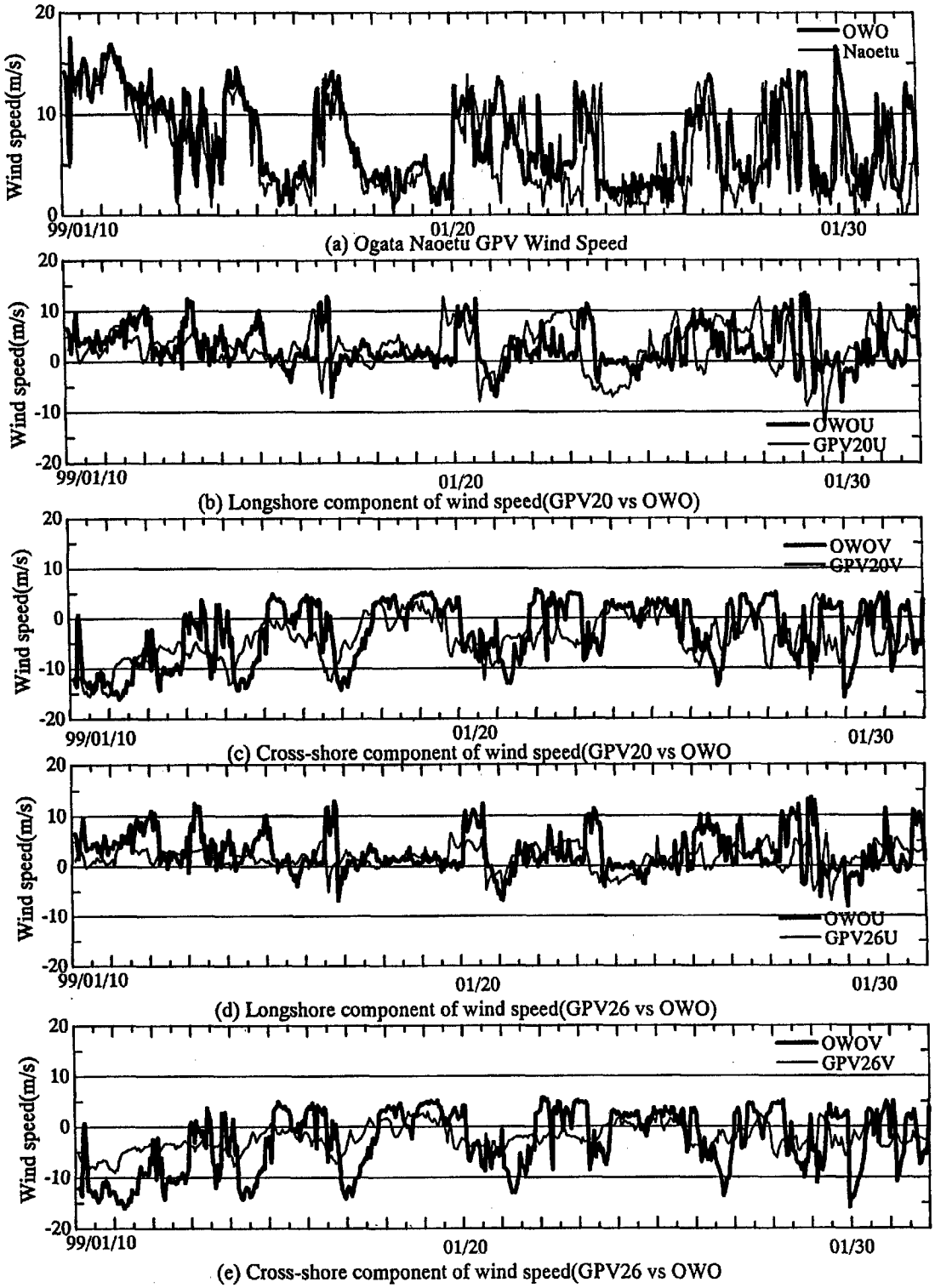


Fig.A4(R) Observed wind speed and GPV's surface wind at points20 and 26.

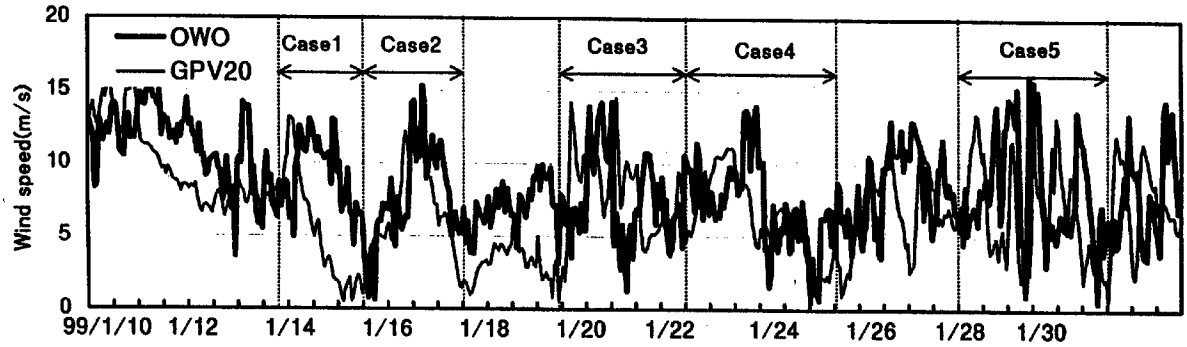


Fig.A5(W) Observed wind speed and GPV's surface wind at point20

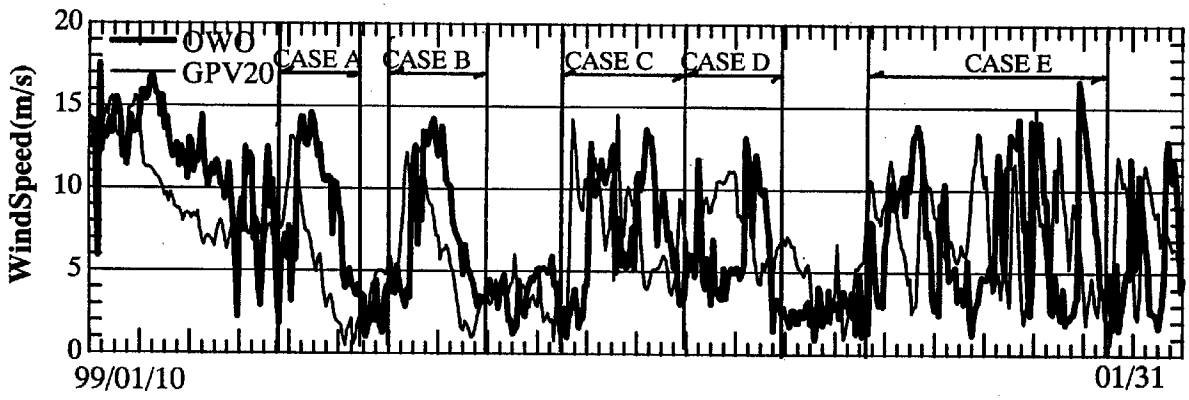


Fig.A5(R) Observed wind speed and GPV's surface wind at point20

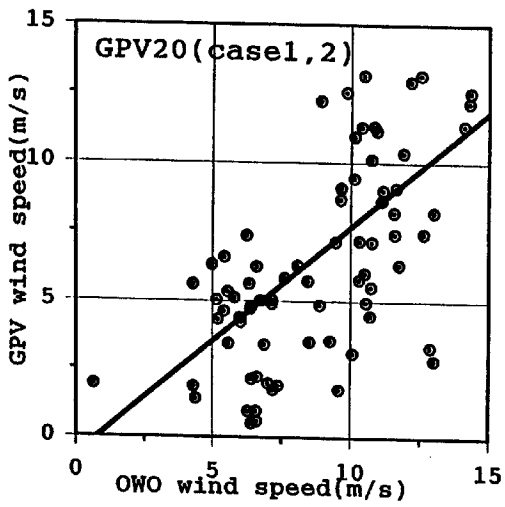


Fig.A11(W) GPV's surface wind vs observed wind

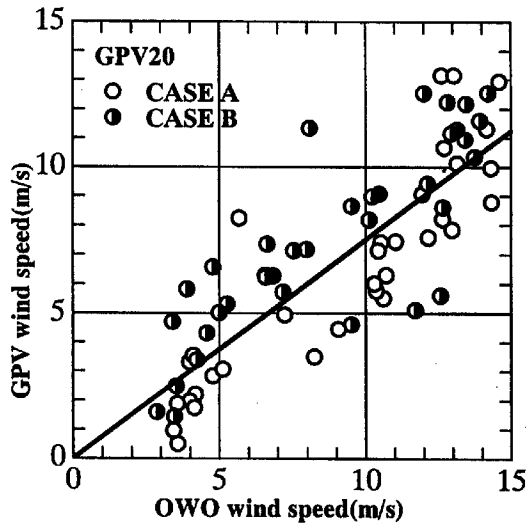


Fig.A11(R) GPV's surface wind vs observed wind