

JAERI-Research
94-040



3次元大気力学モデルの改良及び
海岸複雑地形での風速場再現計算

1994年11月

永井晴康・山澤弘実

日本原子力研究所
Japan Atomic Energy Research Institute

本レポートは、日本原子力研究所が不定期に公刊している研究報告書です。

入手の間合わせは、日本原子力研究所技術情報部情報資料課（〒319-11 茨城県那珂郡東海村）あて、お申し越してください。なお、このほかに財団法人原子力弘済会資料センター（〒319-11 茨城県那珂郡東海村日本原子力研究所内）で複写による実費頒布をおこなっております。

This report is issued irregularly.

Inquiries about availability of the reports should be addressed to Information Division, Department of Technical Information, Japan Atomic Energy Research Institute, Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken 319-11, Japan.

© Japan Atomic Energy Research Institute, 1994

編集兼発行 日本原子力研究所
印 刷 いばらき印刷(株)

3次元大気力学モデルの改良及び海岸複雑地形での風速場再現計算

日本原子力研究所東海研究所環境安全研究部

永井 晴康・山澤 弘実

(1994年10月28日受理)

3次元大気力学モデルの(PHYSIC)を改良し、下北半島周辺の局地スケール海岸複雑地形を対象としてモデルで風速場再現計算を行い、現地での気象観測データとの比較を行った。総観規模変動を外部条件としてモデルに導入するために、初期分布及び境界条件を改良した。その結果、モデルの再現性が向上し、24時間以上安定して風速場を再現できるようになった。また、1992年夏季に下北半島周辺で観測された海陸風状の風速分布の再現計算では、計算結果は観測された風速分布及び時間変化と良く一致していた。

Improvement of a Three-Dimensional Atmospheric Dynamic Model
and Examination of Its Performance over Complex Terrain

Haruyasu NAGAI and Hiromi YAMAZAWA

Department of Environmental Safety Research
Tokai Research Establishment
Japan Atomic Energy Research Institute
Tokai-mura, Naka-gun, Ibaraki-ken

(Received October 28, 1994)

A three-dimensional atmospheric dynamic model (PHYSIC) was improved and its performance was examined using the meteorological data observed at a coastal area with a complex terrain. To introduce synoptic meteorological conditions into the model, the initial and boundary conditions were improved. By this improvement, the model can predict the temporal change of wind field for more than 24 hours. Moreover, the model successfully simulates the land and sea breeze observed at Shimokita area in the summer of 1992.

Keywords: Three-dimensional Atmospheric Dynamic Model, Coastal Complex Terrain, Local Scale, Initial Condition, Boundary Condition, Synoptic Meteorological Condition, Numerical Simulation, Wind Field, Land and Sea Breeze

目 次

1. はじめに	1
2. モデル	2
3. モデルの改良	3
3.1 総観規模変動の導入	3
3.2 初期分布及び境界条件の改良	4
3.3 温位分布の推定	5
4. 検証計算	6
4.1 気象観測及び検証データ	6
4.2 計算条件	7
5. 結 果	8
5.1 改良結果	8
5.2 風速の空間分布	9
5.3 風速の時間変化	11
6. まとめ	14
謝 辞	14
参考文献	15

Contents

1. Introduction	1
2. Model	2
3. Improvement in the Model	3
3.1 Introducing Synoptic Scale Meteorological Conditions into the Model	3
3.2 Improvement of the Initial and Boundary Conditions	4
3.3 Determination of Potential Temperature Field	5
4. Calculation	6
4.1 Observations and Verification Data	6
4.2 Calculation Condition	7
5. Results	8
5.1 Results of Improvement	8
5.2 Spatial Distribution of Wind Velocity	9
5.3 Temporal Change of Wind Velocity	11
6. Summary	14
Acknowledgment	14
References	15

1. はじめに

本研究では、3次元大気力学モデル（PHYSIC）の適用性の検証とモデルの改良を目的として、実際の地形及び気象条件を対象として風速場の再現計算を行い気象観測データと比較を行っている。既に、東海周辺の単純な海岸線を持つ平坦な地形を対象とした再現計算¹⁾と筑波山周辺の内陸複雑地形を対象とした再現計算²⁾により、海陸分布が存在する地形と複雑地形それぞれについてモデルの適用性検証が行われ、満足いく結果が得られている。このような海陸分布と地形の効果を分離した状態での適用性検証に引き続き、ここではこれらの効果を合わせ持つ地形として局地スケール海岸複雑地形に対する適用性検証を目的として、1日程度の連続計算で風速分布及び時間変化の再現性評価を行った。

再現性評価を行う1日の風速場変動には熱的成因による日変動と総観規模変動に起因する長周期変動が含まれている。日変動はモデル内の現象でありモデルで計算できるが、総観規模変動についてはモデル外の現象であり外力としてモデル内に導入する必要がある。従来モデルでは、総観規模の圧力分布を地衡風の形でモデル上部境界から導入していた。この方法により、比較的変動が小さい場合には良い結果が得られていた。しかし、温度風によって地衡風に高度分布がある場合や地衡風の時間的変動が大きい場合には変動を十分に導入できなくなることが分かった。そこで、ここでは総観規模の水平温位勾配をモデルに導入し、温度風による地衡風高度分布の考慮を可能にした。さらに、側面境界からも総観規模の風速場及び温位場の変動を与えるようにモデルを改良し、総観規模変動のより厳密な導入を可能とした。これにより、モデルは長時間安定して風速場を再現できるようになった。

モデルの再現性検証を行う対象領域としては下北半島周辺を選定し、現地での気象観測によりデータを取得するとともに周辺にある既存の気象観測所のデータを収集した³⁾。これらの気象データを解析し、モデルの再現計算に適した期間を選択した。モデルの適用性を評価するという観点から、モデル領域内の地形に起因する気象現象が顕著な期間として夏季の海陸風状風速変化が観測された日を中心に再現計算を行った。その結果、改良後のモデルでは海陸風状の風速分布及び時間変化を良く再現できた。

2. モデル

モデルはBoussinesq近似及び静水圧近似を用いており、風速水平成分 (u 及び v)、温位 (θ)、乱流運動エネルギー (q^2)、乱流長さスケール (乱流運動エネルギーとの積 $q^2 l$) についての5つの予報方程式からなる。本モデルの詳細については他の文献^{4, 5)}に示されているので、ここでは基本となる方程式系について述べる。

これらの方程式は地形準拠 z_* 座標系を用いて表されており、この座標系とデカルト座標系との関係は、水平座標についてはどちらも同じであり、鉛直座標については次式で表される。

$$z_* = \frac{H_*(z-z_g)}{H-z_g} \quad (1)$$

ここで、 H_* と H は z_* 座標系及びデカルト座標系でのモデル上端高度、 z_g は地表面高度である。以下に、 z_* 座標系を用いた基本方程式を示す。

水平方向の運動方程式は、

$$\frac{Du}{Dt} = f(v-v_g) + \beta g \theta \left(1 - \frac{z_*}{H}\right) \frac{\partial z_g}{\partial x} + \eta^2 \frac{\partial}{\partial z_*} \left(K_M \frac{\partial u}{\partial z_*}\right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial u}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial u}{\partial y}\right) \quad (2)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -f(u-u_g) + \beta g \theta \left(1 - \frac{z_*}{H}\right) \frac{\partial z_g}{\partial y} + \eta^2 \frac{\partial}{\partial z_*} \left(K_M \frac{\partial v}{\partial z_*}\right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial v}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial v}{\partial y}\right) \quad (3)$$

ここで、 f はコリオリパラメータ、 β は熱膨張率 ($=\theta_0^{-1}$)、 g は重力加速度である。また、 $\eta = H_*/(H-z_g)$ で、 D/Dt は次のように定義される。

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u \frac{\partial}{\partial x} + v \frac{\partial}{\partial y} + w_* \frac{\partial}{\partial z_*} \quad (4)$$

鉛直風 (w_*) は水平風 (u, v) から連続方程式を用いて求められる。

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w_*}{\partial z_*} - (H-z_g)^{-1} \left(u \frac{\partial z_g}{\partial x} + v \frac{\partial z_g}{\partial y}\right) = 0 \quad (5)$$

熱エネルギー方程式は、

$$\frac{D\theta}{Dt} = \eta^2 \frac{\partial}{\partial z_*} \left(K_H \frac{\partial \theta}{\partial z_*}\right) + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial \theta}{\partial x}\right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial \theta}{\partial y}\right) - \sigma_0 \quad (6)$$

ここで、 σ_0 は放射冷却率で、大気と地表面の温度差を用いたニュートン冷却であ

る。

運動方程式及び熱エネルギー方程式の乱流量は、レベル2.5乱流クロージャーモデル⁶⁾を用いて計算される。この乱流クロージャーモデルは、乱流運動エネルギーと乱流長さスケールを予報的に求めることができる。方程式は次のようになる。

$$\frac{Dq^2}{Dt} = \eta^2 \frac{\partial}{\partial z_s} (K_q \frac{\partial q^2}{\partial z_s}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial q^2}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial q^2}{\partial y}) + P_q + D_q \quad (7)$$

$$\frac{Dq^2 l}{Dt} = \eta^2 \frac{\partial}{\partial z_s} (K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z_s}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial q^2 l}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial q^2 l}{\partial y}) + P_l + D_l \quad (8)$$

ここで、 P_q と P_l は q^2 と $q^2 l$ の生成項、 D_q と D_l は消散項である。

地中温度 (T_s) は、次の熱伝導方程式を解いて求める。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_s} (k_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s}) \quad (9)$$

ここで、 k_s は地中温度伝導率、 s は地中の変数であることを意味する。

大気中の熱エネルギー方程式と地中の熱伝導方程式の境界条件である地表面温度 T_{sfc} は、次の熱収支方程式から求められる。

$$\epsilon(L\downarrow - \sigma T_{sfc}^4) + (1-A)S = H_0 + lE_0 + G_0 \quad (10)$$

ここで、 ϵ と A はそれぞれ地表面の射出率とアルベドであり、 σ はステファン・ボルツマン定数、 $L\downarrow$ は下向き長波放射、 S は太陽放射、 H_0 、 lE_0 、及び G_0 はそれぞれ顕熱フラックス、潜熱フラックス、及び地中への熱伝導フラックスである。

3. モデルの改良

3. 1 総観規模変動の導入

モデルの再現性検証では、連続計算により1日の風速場変化を再現することを目標としている。1日の風速場変動には、海陸風や山谷風等熱的成因により生じる日変動と高気圧と低気圧の移動にともなう総観規模場の変化に起因する長周期変動が含まれている。このうち、モデル内の地形や地表面の粗度の違いに起因する風速分布と地表面の熱的性質の差により生じる変動についてはモデルで計算できるが、総観規模変動については外力としてモデル内に導入する必要がある。モデル外の変動

る。

運動方程式及び熱エネルギー方程式の乱流量は、レベル2.5乱流クロージャーモデル⁶⁾を用いて計算される。この乱流クロージャーモデルは、乱流運動エネルギーと乱流長さスケールを予報的に求めることができる。方程式は次のようになる。

$$\frac{Dq^2}{Dt} = \eta^2 \frac{\partial}{\partial z_s} (K_q \frac{\partial q^2}{\partial z_s}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial q^2}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial q^2}{\partial y}) + P_q + D_q \quad (7)$$

$$\frac{Dq^2 l}{Dt} = \eta^2 \frac{\partial}{\partial z_s} (K_q \frac{\partial q^2 l}{\partial z_s}) + \frac{\partial}{\partial x} (K_x \frac{\partial q^2 l}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (K_y \frac{\partial q^2 l}{\partial y}) + P_l + D_l \quad (8)$$

ここで、 P_q と P_l は q^2 と $q^2 l$ の生成項、 D_q と D_l は消散項である。

地中温度 (T_s) は、次の熱伝導方程式を解いて求める。

$$\frac{\partial T_s}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z_s} (k_s \frac{\partial T_s}{\partial z_s}) \quad (9)$$

ここで、 k_s は地中温度伝導率、 s は地中の変数であることを意味する。

大気中の熱エネルギー方程式と地中の熱伝導方程式の境界条件である地表面温度 T_{sf} は、次の熱収支方程式から求められる。

$$\epsilon(L\downarrow - \sigma T_{sf}^4) + (1-A)S = H_0 + lE_0 + G_0 \quad (10)$$

ここで、 ϵ と A はそれぞれ地表面の射出率とアルベドであり、 σ はステファン・ボルツマン定数、 $L\downarrow$ は下向き長波放射、 S は太陽放射、 H_0 、 lE_0 、及び G_0 はそれぞれ顕熱フラックス、潜熱フラックス、及び地中への熱伝導フラックスである。

3. モデルの改良

3. 1 総観規模変動の導入

モデルの再現性検証では、連続計算により1日の風速場変化を再現することを目標としている。1日の風速場変動には、海陸風や山谷風等熱的成因により生じる日変動と高気圧と低気圧の移動にともなう総観規模場の変化に起因する長周期変動が含まれている。このうち、モデル内の地形や地表面の粗度の違いに起因する風速分布と地表面の熱的性質の差により生じる変動についてはモデルで計算できるが、総観規模変動については外力としてモデル内に導入する必要がある。モデル外の変動

をモデル内に導入するために、通常は広域モデルの出力を用いるネスティングの手法が使われる。本モデルでもネスティングの手法を取り入れているが、広域モデルの計算値がない場合にはネスティングを用いることはできず、上部境界から地衡風の時間変化を与えるという方法で総観規模変動の導入を行っていた。しかし、地衡風に高度分布がある場合や変動が大きい場合には総観規模変動を十分に導入できなかった。そこで、温位分布には総観規模の水平勾配を与え、側面境界からも風速及び温位の変動を与えるという改良を行った。水平温位勾配を与えることで温度風による地衡風高度分布の導入が可能になり、側面境界からも温位と風速の変動を与えることで水平温位勾配の時間変化を与えるとともに、総観規模変動が大きい場合に移流による変動を導入できると考えられる。

3. 2 初期分布及び境界条件の改良

モデル改良は、初期温位分布と側面境界条件について行った。風速及び温位の初期値は従来(11)式のように水平一様な高度分布を設定していたが、温位初期値について、(12)式のように水平方向についても高度毎に一様な勾配を持つ分布を設定するように変更した。

$$\theta(x,y,z)=\theta_0(z) \quad (11)$$

$$\theta(x,y,z)=\theta_0(z)+\Delta\theta_x(z)(x-x_0)+\Delta\theta_y(z)(y-y_0) \quad (12)$$

ここで、 $\theta_0(z)$ は観測点 (x_0, y_0) の温位プロファイルで、 $\Delta\theta_x(z)$ 、 $\Delta\theta_y(z)$ はそれぞれ東西方向、南北方向の水平温位勾配である。このような水平温位勾配を持つ温位分布は地衡風の鉛直分布から推定するが、推定方法の詳細については(3.3)で述べる。

側面境界条件は(13)式のradiative conditionを用いていたが、(14)式のように変更して、境界での総観規模の風速場及び温位場の時間変化を強制力の形で導入するようにした。

$$\frac{\partial\phi}{\partial t}+c\frac{\partial\phi}{\partial n}=0 \quad (13)$$

$$\frac{\partial\phi}{\partial t}+c\frac{\partial\phi}{\partial n}=-a(\phi-\phi_b) \quad (14)$$

ここで、 $\partial\phi/\partial n$ は ϕ の側面境界に垂直な方向についての微分、 c は波動の位相

速度で内側の格子点の値から計算する。 ϕ_b は時間変化する側面境界値で、モデルに外部条件として与えるものである。外部条件として与える温位の側面境界値には、初期温位分布と同様な方法で求めた値を用いる。また、 a は外部条件による強制力の大きさを決定する係数であり、地形の影響を考慮して次の高度分布を与えている。地形の影響がある下層大気では高度に比例して地表面での0から 10^{-3} s^{-1} まで増加し、それより上の地形の影響が小さい層では 10^{-3} s^{-1} の一定値である。4章で詳しく述べるが、地形の影響が小さくなる高度は2000mとした。

3. 3 温位分布の推定

モデルに初期値及び(14)式の外部条件として与える温位分布には、高度分布及び水平勾配を持つ分布を与えており、その分布は次の仮定を用いてモデル領域内の観測値から推定した。モデル領域内では高度毎の水平温位勾配が一様と仮定し、(12)式のようにモデル領域内観測点の鉛直プロファイルと各高度の水平温位勾配から全体の分布が決定できる。

ここでは、モデルで地衡風分布の計算に用いている温度風の式である(15)式及び(16)式を用いて以下のように推定する。

$$u_g = \frac{\theta}{\theta_T} u_{gT} - \frac{g\theta}{f} \frac{\partial}{\partial y} \int_z^H \frac{dz}{\theta} \quad (15)$$

$$v_g = \frac{\theta}{\theta_T} v_{gT} + \frac{g\theta}{f} \frac{\partial}{\partial x} \int_z^H \frac{dz}{\theta} \quad (16)$$

ここで、 u_g 、 v_g 、 θ はそれぞれ高度 z における地衡風の東西成分及び南北成分と温位で、 T はモデル領域上端高度 H での値を表す。

水平方向に一様な温位勾配 $\Delta\theta_x(z)$ 、 $\Delta\theta_y(z)$ を仮定すると、(15)式と(16)式の右辺第二項の微分は、高度 z_1 から z_2 の微小区間についてそれぞれ(17)式及び(18)式になる。

$$\frac{\partial}{\partial y} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{\theta} = - \frac{\Delta\theta_y(z)(z_2 - z_1)}{\theta(z_1)\theta(z_2)} \quad (17)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \int_{z_1}^{z_2} \frac{dz}{\theta} = - \frac{\Delta\theta_x(z)(z_2 - z_1)}{\theta(z_1)\theta(z_2)} \quad (18)$$

(15)式及び(16)式を高度 z_1 と z_2 の地衡風の関係を表す式として用いて、(17)式及

び(18)式を代入すると(19)式及び(20)式が得られる。

$$u_g(z_1)\theta(z_2) - u_g(z_2)\theta(z_1) = g f^{-1} \Delta\theta_y(z)(z_2 - z_1) \quad (19)$$

$$v_g(z_1)\theta(z_2) - v_g(z_2)\theta(z_1) = -g f^{-1} \Delta\theta_x(z)(z_2 - z_1) \quad (20)$$

これらの式を用いれば、地衡風及び温位の鉛直分布から水平温位勾配の高度分布が決定できる。

4. 検証計算

4.1 気象観測及び検証データ

本研究では海岸複雑地形でのモデルの再現性を検証し改良することを目的としている。対象として選んだ領域は北緯41° 東経141.4° 付近を中心とする青森県下北半島周辺である。Fig. 1に周辺の地形図を示す。下北半島は東側の太平洋と西側の陸奥湾に挟まれた幅12km程度の南北に細長い半島で、中央から数km 東に標高500m前後の稜線を持つ丘陵となっている。

この地域を対象として、モデル計算値の検証に用いる気象データを取得する目的で、1992年2月、8月及び9月にそれぞれ10日間気象観測を行った³⁾。観測地点は、Fig. 1中のA点及びB点であり、A点ではドップラーソーダーを用いた風速の鉛直分布の測定、超音波風速計を用いた乱流量の測定等を行い、B点では地上風の測定を行った。また、Fig. 1中のCからGまでの5点はA M e D A S等既存の気象観測所の位置を示しており、これらの観測データも入手した。これらのデータを解析して、モデル計算に適した期間を選定した³⁾。この中には、冬季の冬型気圧配置時の強い北西風が続く期間や夏季の海陸風状の風速変化が見られた期間などが含まれていた。本報告では、海陸風状風速変化が観測された1992年8月1日を対象期間として検証計算を行う。Fig. 2に下北半島太平洋側の観測点Aと陸奥湾側観測点Bでの1992年8月1日の地上風の時間変化を示す。日中はA点では東よりの風、B点では西よりの風で、海から半島に吹き込む分布となっているのに対して、夜間にはA点では西よりの風、B点では東よりの風となり、半島から海に吹き出す分布という典型的な海陸風状の風速分布及び時間変化をしていることが分かる。

Table 1は取得データの一覧で、検証計算でのデータの使用状況についてまとめたものである。C点にはA M e D A S観測点と高層気象観測所があり、この高層観測データを用いてモデルに入力する気象条件の設定を行った。その他のデータは計算

び(18)式を代入すると(19)式及び(20)式が得られる。

$$u_g(z_1)\theta(z_2) - u_g(z_2)\theta(z_1) = gf^{-1}\Delta\theta_y(z)(z_2 - z_1) \quad (19)$$

$$v_g(z_1)\theta(z_2) - v_g(z_2)\theta(z_1) = -gf^{-1}\Delta\theta_x(z)(z_2 - z_1) \quad (20)$$

これらの式を用いれば、地衡風及び温位の鉛直分布から水平温位勾配の高度分布が決定できる。

4. 検証計算

4.1 気象観測及び検証データ

本研究では海岸複雑地形でのモデルの再現性を検証し改良することを目的としている。対象として選んだ領域は北緯41° 東経141.4° 付近を中心とする青森県下北半島周辺である。Fig. 1に周辺の地形図を示す。下北半島は東側の太平洋と西側の陸奥湾に挟まれた幅12km程度の南北に細長い半島で、中央から数km 東に標高500m前後の稜線を持つ丘陵となっている。

この地域を対象として、モデル計算値の検証に用いる気象データを取得する目的で、1992年2月、8月及び9月にそれぞれ10日間気象観測を行った³⁾。観測地点は、Fig. 1中のA点及びB点であり、A点ではドップラーソーダーを用いた風速の鉛直分布の測定、超音波風速計を用いた乱流量の測定等を行い、B点では地上風の測定を行った。また、Fig. 1中のCからGまでの5点はAMeDAS等既存の気象観測所の位置を示しており、これらの観測データも入手した。これらのデータを解析して、モデル計算に適した期間を選定した³⁾。この中には、冬季の冬型気圧配置時の強い北西風が続く期間や夏季の海陸風状の風速変化が見られた期間などが含まれていた。本報告では、海陸風状風速変化が観測された1992年8月1日を対象期間として検証計算を行う。Fig. 2に下北半島太平洋側の観測点Aと陸奥湾側観測点Bでの1992年8月1日の地上風の時間変化を示す。日中はA点では東よりの風、B点では西よりの風で、海から半島に吹き込む分布となっているのに対して、夜間にはA点では西よりの風、B点では東よりの風となり、半島から海に吹き出す分布という典型的な海陸風状の風速分布及び時間変化をしていることが分かる。

Table 1は取得データの一覧で、検証計算でのデータの使用状況についてまとめたものである。C点にはAMeDAS観測点と高層気象観測所があり、この高層観測データを用いてモデルに入力する気象条件の設定を行った。その他のデータは計算

値の検証に用いた。計算結果との比較では、地上風はC点からG点のAMeDASデータとA点及びB点での地上風観測データを用い、上層風はA点でのドップラーソナー観測データを用いた。

4. 2 計算条件

モデルの計算領域は下北半島と陸奥湾を含む90km四方で、Fig. 1の矩形の枠で囲まれた領域であり、鉛直方向は4.4kmとした。格子数は水平方向が50×50で格子間隔は1.8km、鉛直方向は30で格子間隔は地表近くが密になるような配置とした。また、検証計算の対象期間は1992年8月1日の0時から24時までであるが、モデル入力に用いる高層気象データが9時と21時の測定値であることを考慮して、1992年7月31日21時に初期化を行い、8月1日24時までの27時間の計算時間とした。時間増分は20秒とした。

風速及び温位の初期分布は高層気象観測データを用いて設定した。風速分布は水平一様とし、温位分布については(19)(20)式をもとに以下の方法で求めた水平温位勾配を用いて(12)式から空間分布を得た。

まず、水平温位勾配の高度分布に次の一次関数を仮定した。

$$\Delta\theta_x(z) = a_x z + b_x \quad (21)$$

$$\Delta\theta_y(z) = a_y z + b_y \quad (22)$$

この水平温位勾配の関数を用いて2000mより上層と下層の2層に分けて地衡風の計算値を求め、高層気象観測データの風速と比較して差が小さくなるように各層についての係数 a_x 、 b_x 、 a_y 、 b_y を決定した。この時、高層気象観測の風速測定値が地衡風とみなせる2000mより上層では、各高度における計算値と測定値の差の二乗の総和が最も小さくなるようにした。2000mより下層では、各高度の計算値と測定値の差の二乗に地形の影響を考慮した重みをかけたものの合計が最も小さくなるようにした。また、関数が2000mで滑らかに連続するように、上下2層の関数を次式のように内挿することにより1000mから2000mの区間の関数を得た。

$$\Delta\theta(z) = \Delta\theta_1(z) \frac{z-1000}{1000} + \Delta\theta_2(z) \frac{2000-z}{1000} \quad (23)$$

ここで、 $\Delta\theta_1(z)$ 、 $\Delta\theta_2(z)$ はそれぞれ2000mより上層と下層における水平温位勾配の関数を示している。

このようにして水平温位勾配の鉛直分布を求めたのは、水平温位勾配の大きさは高度に対して連続的に変化していると考えられ、高度分布は簡単な連続関数で表す

のが現実的であるからである。また、2000mより上層と下層に分けたのは以下の理由による。高層気象観測点はFig. 1の地形図中のC点であり、周辺の地形で風速分布に影響を及ぼすのは主に西側の山岳地帯である。この山岳地帯の最高地点は、観測点の西方約40kmの地点で1585mである。これより風速分布に対する地形の影響が大きいと考えられるのは2000m付近までであり、それより上層の風速測定値は地形の影響が小さくほぼ地衡風とみなすことができる。また、2000m以下では高度が低いほど風速測定値と地衡風の差は大きくなると考えられる。

地表面温度の初期値は高度0mでの値が19℃で、高度が高くなるとともに1000mにつき6.5℃の割合で低くなるような分布を与えた。海面温度については一様に20℃とした。また、地表面温度の時間変化は地表面熱収支式と地中熱伝導方程式により計算され、海面温度は時間変化を与えず一定とした。

モデルの境界から導入する外部条件の時間変化については、高層気象観測の9時と21時の測定値を用いて、初期分布の設定と同様な方法で得られた風速分布及び温位分布の12時間毎の値を時間内挿して各時間ステップでの境界の値を設定した。

5. 結 果

5. 1 改良結果

モデル改良は初期温位分布、側面境界温位、側面境界風速について行った。改良結果を比較するために、改良項目を組み合わせて次の6つのモデルを作った。

- 1) 改良を行う前のモデル
- 2) 初期温位分布だけ変更したモデル
- 3) 初期温位分布と側面境界温位を変更したモデル
- 4) 側面境界風速だけを変更したモデル
- 5) 初期温位分布と側面境界風速を変更したモデル
- 6) 全ての項目を変更したモデル

これらのモデルで、夏季の海陸風状風速変化が観測された1992年8月1日について再現計算を行い、下北半島太平洋側観測点Aでのソーダーによる10分間隔の風速測定値と観測点Aと一致する格子点でのモデル計算値とを比較した。

Fig. 3(a)から(f)はそれぞれ、水平風の西風成分及び南風成分、鉛直風、風向について、モデル1から6の計算値を縦軸に、観測値を横軸に取り、ソーダーの測定高度とモデルの格子点と一致し、ソーダー測定値が有効なものを全てプロットしたものである。また、Table 2に各モデルの改良項目と西風成分、南風成分、鉛直風についての誤差 (root mean square error) を示す。それぞれの改良により再現性

のが現実的であるからである。また、2000mより上層と下層に分けたのは以下の理由による。高層気象観測点はFig. 1の地形図中のC点であり、周辺の地形で風速分布に影響を及ぼすのは主に西側の山岳地帯である。この山岳地帯の最高地点は、観測点の西方約40kmの地点で1585mである。これより風速分布に対する地形の影響が大きいと考えられるのは2000m付近までであり、それより上層の風速測定値は地形の影響が小さくほぼ地衡風とみなすことができる。また、2000m以下では高度が低いほど風速測定値と地衡風の差は大きくなると考えられる。

地表面温度の初期値は高度0mでの値が19℃で、高度が高くなるとともに1000mにつき6.5℃の割合で低くなるような分布を与えた。海面温度については一様に20℃とした。また、地表面温度の時間変化は地表面熱収支式と地中熱伝導方程式により計算され、海面温度は時間変化を与えず一定とした。

モデルの境界から導入する外部条件の時間変化については、高層気象観測の9時と21時の測定値を用いて、初期分布の設定と同様な方法で得られた風速分布及び温位分布の12時間毎の値を時間内挿して各時間ステップでの境界の値を設定した。

5. 結 果

5. 1 改良結果

モデル改良は初期温位分布、側面境界温位、側面境界風速について行った。改良結果を比較するために、改良項目を組み合わせて次の6つのモデルを作った。

- 1) 改良を行う前のモデル
- 2) 初期温位分布だけ変更したモデル
- 3) 初期温位分布と側面境界温位を変更したモデル
- 4) 側面境界風速だけを変更したモデル
- 5) 初期温位分布と側面境界風速を変更したモデル
- 6) 全ての項目を変更したモデル

これらのモデルで、夏季の海陸風状風速変化が観測された1992年8月1日について再現計算を行い、下北半島太平洋側観測点Aでのソーダーによる10分間隔の風速測定値と観測点Aと一致する格子点でのモデル計算値とを比較した。

Fig. 3(a)から(f)はそれぞれ、水平風の西風成分及び南風成分、鉛直風、風向について、モデル1から6の計算値を縦軸に、観測値を横軸に取り、ソーダーの測定高度とモデルの格子点が一致し、ソーダー測定値が有効なものを全てプロットしたものである。また、Table 2に各モデルの改良項目と西風成分、南風成分、鉛直風についての誤差 (root mean square error) を示す。それぞれの改良により再現性

が向上していることが分かるが、その差は西風成分と鉛直風で顕著であり、改良を行う前のモデル1と全ての改良を用いたモデル6で誤差を比較すると、西風成分で5分の1以下、鉛直風で3分の1程度まで小さくなっている。これらの改良の中で、特に4から6の側面境界風速を変更したモデルで顕著な改善が見られる。これは以下に述べるように、総観規模変動に起因する一般風の変化が大きかったために、側面境界からの風速の導入が効果的であったことによると考えられる。

Fig. 4は、高層気象観測による風速高度分布の時間変化である。再現計算の対象期間で南風成分にはほとんど変化が見られないのに対して、西風成分は大きく変化している。高度1500m付近の西風成分は、計算開始時の7月31日21時には10m/s程度であったが、12時間後の8月1日9時では5m/s程度となり、24時間後の8月1日21時にはほとんど西風成分は無くなっている。側面境界から一般風の変化を導入できない1から3までのモデルでは、初期値として設定された強い西風成分が弱まらず、Fig. 3(a)から(c)の比較で見られるように、計算が西風成分を過大評価しているため誤差が大きくなっている。また、鉛直風については、ソーダー観測点の西側が丘陵となっていて、西風の時下降風、東風の時上昇風という相関がある³⁾ため西風成分の誤差に連動して鉛直風の誤差も大きくなっていると考えられる。

以上の結果から、モデル上端から地衡風の変化を導入するだけでは総観規模の変化に十分に追従した再現計算はできないが、側面境界からも総観規模の風の変化を導入することで計算結果を改善できたことが分かる。

Table 2によると、側面境界風速の改良と比べると初期温位分布及び側面境界温位の改良の効果は小さいように思われる。しかし、このケースはモデル外からの移流の影響が大きく側面境界からの一般風変化導入が特に重要であったことを考慮する必要がある。側面境界風速が改良された4から6のモデルの中でも水平温位勾配を考慮するモデルで誤差がさらに小さくなっていて、Fig. 3(d)から(f)の風向の比較ではその効果が明瞭に見られる。これは、総観規模の温位分布をモデル内に導入して温度風を考慮することにより地衡風の分布が良く再現できた結果、風速分布の再現性が向上したと考えられる。

以上のように、初期温位分布と側面境界での温位及び風速に行った改良は、モデル内に総観規模変動を導入する上で有効な方法であると考えられる。

5. 2 風速の空間分布

Fig. 5(a)から(h)は改良を全て用いたモデル6の8月1日3時から3時間毎の地上風分布と観測点A及びBを通る東西方向の鉛直断面風速分布である。ここで、地上風分布については $z_s=10\text{m}$ 面の風速計算値を示したものであり、モデル内大気の下層での風速で地上風分布に相当する。また、観測点AからGでの同時刻における地

上風測定値も示したが、同じ風速では観測値の風速ベクトルは計算値の2倍の長さである。

計算開始時刻から6時間後の8月1日3時では観測された地上風向は全般的に西北西となっていて、高層気象観測データから上層風も西北西であったと考えられる。これは前日に低気圧が通過した後に低気圧に吹き込む強い北西風場となり、この風速場が弱まりつつあるが残っていたため陸風が生じていない状態である。モデル計算値でもほぼ同様な風速分布となっている。6時では、観測点Aの地上風は北風となり、観測点Bは陸風状の北東風となっているのに対して、それより南にある観測点の風向は依然として西北西のままである。計算値では西から北西風であり観測点A、Bでの北よりの風は再現できていない。9時では、全ての観測点で北よりの風となっている。計算値では領域の北側と南側だけ一致しているが、中央部では再現できていない。

3時から9時までの観測値から、領域の北側から北風が侵入してきて6時の時点までに観測点A、Bまで到達し9時には領域南端まで達しているように見える。しかし、モデルではこのような北風の侵入にともなう風向変化は再現できていない。これは、外部条件としてモデルに導入される一般風場はモデル領域南端に近い観測点Cにおける9時及び21時の高層気象観測データを基に設定しているため、このような一般風の変化を外部条件の中に設定できなかったためと考えられる。また、9時の計算値では太平洋側で海風状の分布が見られ観測点A付近では丘陵まで侵入しているが、観測値では北風成分が大きいため海風状分布は見られない。しかし、太平洋側の3つの観測点で比較すると、計算値で海風が侵入しているA点だけ観測値が東風成分を持っているので海風の侵入については再現できていると考えられる。

12時では、観測値、計算値ともに海風状分布となっていて良く一致している。この海風は、観測点C付近では9時には海岸付近までしか侵入していなかったが、12時には観測点Cまで達している。15時では、観測値と計算値はどちらも海風状の分布が続いている。観測点Eで観測値は東風となっていて太平洋からの海風が侵入しているのに対して計算値では海風の侵入は手前で止まっている点と観測点G風向が逆になっている点を除けば、全体的には良く再現できている。

18時では、観測値は弱い陸風の分布となっているのに対して、計算値では風速は弱くなっているが、陸風にはならず海風状の分布が残っている。しかし、21時には、計算値も陸風状の分布となり観測値とも一致している。24時でも、陸風状分布で計算値は観測値を良く再現している。

上層風については、Fig. 5の鉛直断面風速分布では地表近くの海陸風状の循環となっている部分以外では西風成分となっている。Fig. 4に示した高層気象観測の風速高度分布から分かるように、1000m以上では西から北西風であり、観測値と計算

値は一致している。また、Fig. 5の鉛直断面分布では、海風状分布の高度が午前中に上昇し12時には600m付近まで達した後下降して陸風に変化している。以下では、この海風及び陸風の高度について観測値と比較する。

Fig. 6は5時、14時、17時、及び20時における観測点Aでのソーダー観測による高度500mまでの風速分布測定値と観測点Aに相当するモデル格子点での計算値の風速鉛直分布を比較したものである。5時は日の出直後で海風が起こる前の状態、14時は気温が最も高くなる時刻であり海風が十分発達した状態であると考えられる。海風が生じる前の5時には、ソーダー観測では測定上限の地上500mまで北西風であり、21時及び9時の高層気象観測から推定される高層風も北西風であったので、全層で北西風となっていたと考えられる。一方14時のソーダー観測では、地上200mまでこの観測点における海風の風向である東よりの風となっていて、それより上層では北よりの風ではあるが500mまで東風成分が見られた。計算値では400m程度まで海風状分布となっているので海風時の風速高度分布を良く再現している。

17時と20時の高度分布は、海風から陸風への変化を示している。17時のソーダー観測値では地上400m程度まで海風状分布となっていたが、20時には東風成分が見られる層は100mから200mの間に限られ、100mより下層では西風成分になっていて陸風が生じていることが分かる。計算値では、地表付近の陸風となっている層の厚さは50m程度であるが、全体的には陸風発生時の風速分布も良く再現できている。

以上のように、モデル計算値は、6時から9時にかけての北風の侵入を再現できなかったことと、海風から陸風に変わる時刻に遅れがあったことを除けば、海風と陸風の地上風分布及び上層風分布を良く再現できた。

5. 3 風速の時間変化

Fig. 7(a)から(g)は、それぞれ観測点AからGの地上風測定値と各観測点に対応するモデル格子点の計算値の時間変化の比較で、破線が観測値、実線が計算値を示している。

Fig. 7(a)(c)(f)は太平洋側にある観測点A、C、及びFの地上風時間変化であり、海風が東風、陸風が西風となる地点である。各観測点での風向は、夜間西風、日中東風という典型的な海陸風状の風速変化をしている。モデル計算値は、全体的に見れば観測値に見られるような海風及び陸風の風向と風速をほぼ再現できているが、いくつか問題点が上げられる。(a)では、午前中の西風から東風に変わる時刻に2時間程度の遅れがありその後12時まで続く北東風を再現できていないことと、午後に東風から西風に戻る際に観測値での北回りの変化と異なり南回りになっていることである。(c)では、5時くらいまで風向が東よりでほぼ逆向きになっていることと、

9時から 14時及び20時以後の風向が異なる点である。また(f)では、18時までの風向が反時計回りにずれていることと、海風から陸風への風向変化が逆回りになっていることである。(a)の午前中の風向変化については、風速分布の比較でも述べたように海風による風向変化が始まる以前に北風の侵入により風向が変わりその北風が12時くらいまで続いていたため再現できなかつたと考えられる。(a)及び(f)の海風から陸風への風向変化の違いと(f)の18時までの風向のずれについては、外部条件として水平一様な一般風場を導入しているために場所により異なる一般風を再現できないことに問題があると考えられる。(c)については、モデルの境界に近いので境界からの影響が大きいと考えられる。

Fig. 7(b)は陸奥湾側にある観測点Bの時間変化であり、海陸風の風向は観測点Aとはちょうど逆向きになる位置関係にある。観測値では、午前中の陸風は前日から続いている強い北西の一般風のためにはっきりしない。計算値は5時から10時までの北よりの風と海風から陸風への風向変化を再現できていないが、(a)と同様な原因が考えられる。また、4時までの観測点Bの風は他の観測点と比較して特に強かったが、モデル計算値では再現されていない。これはこの地点での一般風が強くなっているためか、地形の効果で風速が大きくなっているためと考えられる。一般風が強いことが原因であれば、一般風の外部条件を設定する際に水平一様性を仮定していることにより、正確な一般風の分布を与えることができなかつたと考えられる。地形の効果については、モデルで再現できなければならないものであり、検討が必要である。

Fig. 7(d)は陸奥湾側にある観測点Dにおける時間変化であるが、太平洋側の観測点Aと同様な風向変化が見られる。また、Fig. 7(e)は下北半島付け根の中央部にある観測点Eの時間変化であり、観測点Cと同様な風向変化をしている。これらの2地点の計算値は、風向がほぼ北西のまま変化せず日中の風向変化を再現できていない。計算では、日中に北西からの一般風が強まって局地的な循環が現れなかつたようであり、水平一様の仮定により設定された一般風が強すぎたためと考えられる。

Fig. 7(g)は陸奥湾の北側にある観測点Gの時間変化で、1時と15時から17時に南西風になることを除くとほとんど風向変化は見られない。計算値は、南西風になっている時刻以外ではほぼ観測値と一致している。南西風については、前後の時刻の風向とはほぼ逆向きであり、突然風向が反転している。これは、観測点Gの西方の山岳を回り込む風または陸奥湾からの海風と北側からの海風の収束線と観測点の位置関係が変わることによる風向の変化と考えられる。モデルは、このような収束線の移動を再現できなかつた。

Fig. 8は、観測点Aにおけるソーダ観測で測定された地上150m及び300mの風

速及び風向とモデル内の対応する格子点における計算値の時間変化の比較で、黒丸が観測値、実線が計算値を示している。Fig. 7(a)に示した同地点の地上風変化と同様に150mと300mでも海陸風状の時間変化が観測されている。300mの海風の風向が地上風及び150mの風向と比べて北よりになっていて、150m、300mともに陸風になる時刻が地上風より3時間程度遅れている。150m及び300mの計算値は、全体的には観測された風向及び風速の変化をほぼ再現できている。しかし、いくつか異なる点がみられる。

150mの計算値では8時から12時にかけての風速の増大、6時から12時までの北東よりの風向、及び22時前後の南西風が再現できていない。北東よりの風向については300mの時間変化比較でも同様な結果となっているが、地上風の時間変化でも述べたように北風の侵入により生じたと考えられる。この北風は10時頃に風速のピークとなり150m付近が最も速くなっている。また、300mの比較でも22時前後の南西風が再現されていない。21時の高層観測では700m程度より下層で南西風が観測されているので、下層の一般風場が南西風であったと考えられる。しかし、この南西風の持続時間は2時間程度と短く、12時間間隔で与えられる外部条件では十分に追従できなかったと考えられる。

300mでの時間変化比較では、午前中の北東風及び22時前後の南西風の他に、18時から20時にかけて観測値は海風の風向が続いているが、計算値は陸風の風向に変わっている。図では示していないが、ソーダーで測定した400mの風向は18時から20時にかけて西から北西風であり、300mと400mの間で風向が大きく変わっていた。モデルではこの風向が大きく変わる高度が少し低く計算されたため300mの風向がずれたと考えられる。

以上のように、モデルは7つの観測点の地上風及びソーダー観測による上層風の時間変化を全体的には再現できたが、いくつかの問題点も明らかになった。外部条件としてモデルに導入する一般風場を水平一様とし、12時間毎の観測値を内挿して時間変化を設定しているために、北風の侵入のような時間的にも空間的にも小さいスケールの現象をモデル内に導入できなかった。また、一般風の空間分布を導入できないため、海風から陸風への風向変化の場所による違いを再現できなかったり、強すぎる一般風により局地循環が再現できなかった。しかし、一点の高層気象観測データから設定した外部条件を用いた計算としてはかなり良く再現できていると思われる。さらに精度を上げるには、一般風の空間分布を導入できる外部条件をより短い時間間隔で設定できるような気象データが必要であり、広域モデルの出力を用いることが考えられる。

6. ま と め

3次元大気力学モデルの改良を行い、局地スケール海岸複雑地形を対象として風速場再現計算を行った。総観規模変動をモデルに導入するために、初期条件及び境界条件を改良して、側面境界から温位分布の水平勾配を考慮した風速と温位の時間変化を導入できるようにした。その結果、風速分布の再現性が向上し、ソーダ観測による風速測定値との誤差について改良前のモデルと比較すると、東西風成分については5分の1以下に、鉛直風成分についても3分の1程度まで誤差が小さくなった。

改良後のモデルによる夏季の海陸風状風速分布の再現計算では、海風時の地上風分布及び高度分布が観測値と良く一致し、海風から陸風に変化する際の風速高度分布も良く再現できた。また、地上風及び上層風の時間変化についてもほぼ再現できた。しかし、モデルの一般風場が水平一様で時間変化を設定するデータの時間間隔が長いために再現できなかった現象や風速変化があった。これらを解決するには、広域モデルの出力を用いて外部条件を設定する必要がある。

今後は、気象庁の気象予報データ(G.P.V.)を用いて外部条件を設定できるようにモデルを改良することと、乱流拡散についても再現性を検証することを計画している。

謝 辞

本研究で用いた気象データは日本気象協会に委託して行われた観測により得られたものである。観測の実施及びデータの整理をされた方々に感謝の意を表します。また、本稿をまとめるに当たり御助言を頂いた環境物理研究室の茅野政道氏、京都大学防災研究所助教授石川裕彦氏に感謝します。

6. ま と め

3次元大気力学モデルの改良を行い、局地スケール海岸複雑地形を対象として風速場再現計算を行った。総観規模変動をモデルに導入するために、初期条件及び境界条件を改良して、側面境界から温位分布の水平勾配を考慮した風速と温位の時間変化を導入できるようにした。その結果、風速分布の再現性が向上し、ソーダ観測による風速測定値との誤差について改良前のモデルと比較すると、東西風成分については5分の1以下に、鉛直風成分についても3分の1程度まで誤差が小さくなった。

改良後のモデルによる夏季の海陸風状風速分布の再現計算では、海風時の地上風分布及び高度分布が観測値と良く一致し、海風から陸風に変化する際の風速高度分布も良く再現できた。また、地上風及び上層風の時間変化についてもほぼ再現できた。しかし、モデルの一般風場が水平一様で時間変化を設定するデータの時間間隔が長いために再現できなかった現象や風速変化があった。これらを解決するには、広域モデルの出力を用いて外部条件を設定する必要がある。

今後は、気象庁の気象予報データ(G.P.V.)を用いて外部条件を設定できるようにモデルを改良することと、乱流拡散についても再現性を検証することを計画している。

謝 辞

本研究で用いた気象データは日本気象協会に委託して行われた観測により得られたものである。観測の実施及びデータの整理をされた方々に感謝の意を表します。また、本稿をまとめるに当たり御助言を頂いた環境物理研究室の茅野政道氏、京都大学防災研究所助教授石川裕彦氏に感謝します。

参 考 文 献

- 1) H. Yamazawa : Verification Study of a Three-Dimensional Local Scale Atmospheric Model PHYSIC at Seacoast Region, JAERI-M 89-082 (1989).
- 2) 山澤弘実 : 筑波山周辺での拡散実験の解析とシミュレーション計算, 天気 39, 605-613 (1992).
- 3) 山澤弘実, 永井晴康 : 下北地区での気象観測結果と解析, JAERI-M 93-118 (1993).
- 4) H. Yamazawa : Development of a Three-Dimensional Local Scale Atmospheric Model with Turbulence Closure Model, JAERI-M 89-062 (1989).
- 5) 山澤弘実 : 高精度拡散評価モデルPHYSIC, JAERI-M 92-102 (1992).
- 6) T. Yamada : Simulations of Nocturnal Drainage Flows by a q^2 Turbulence Closure Model, J. Atmos. Sci., 40, 91-106 (1983).

Table 1 取得データの一覧及び検証計算でのデータの使用状況。

データ項目		観測地点	データの内容	用途
観測データ	ドップラーソーダー	A	500mまでの風向風速、鉛直風	上層風比較
			鉛直風標準偏差	乱流量比較
	超音波風速計	A	地上10mの風向風速、鉛直風	地上風比較
			風向風速及び鉛直風標準偏差	乱流量比較
地上風観測	B	地上6mの風向風速	地上風比較	
気象官署データ	AMeDASデータ	C~G	風向風速、気温等	地上風比較
	高層データ	C	指定面風向風速、気温等	初期値設定

Table 2 モデル改良項目及びモデル計算値のドップラーソーダー測定値に対する Root Mean Square Error。

モデル NO.	改良項目			ROOT MEAN SQUARE ERROR		
	温位分布	境界温位	境界風速	u (m/s)	v (m/s)	w (m/s)
1				12.10	2.70	0.83
2	○			10.20	2.32	0.71
3	○	○		9.21	2.73	0.71
4			○	4.01	2.92	0.31
5	○		○	3.42	2.56	0.31
6	○	○	○	2.09	1.96	0.29

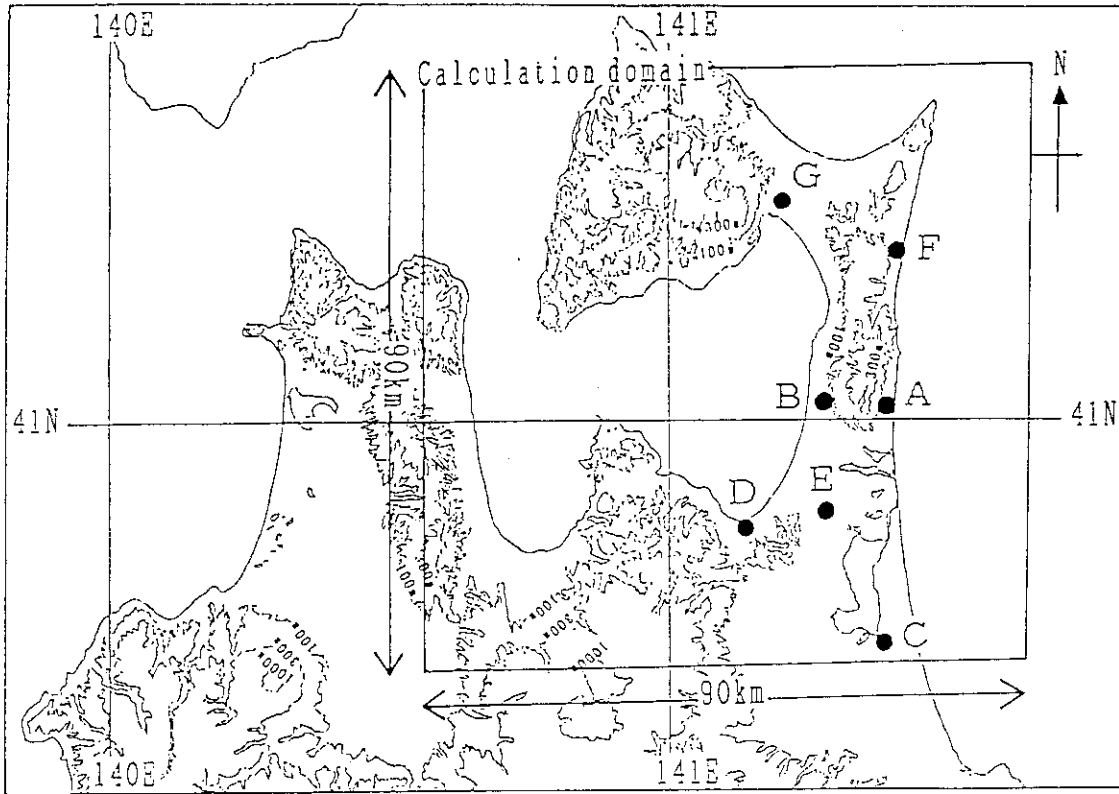


Fig. 1 モデル検証の対象領域地形図及びモデル計算領域、AからGはモデル検証に用いた気象データの観測地点。

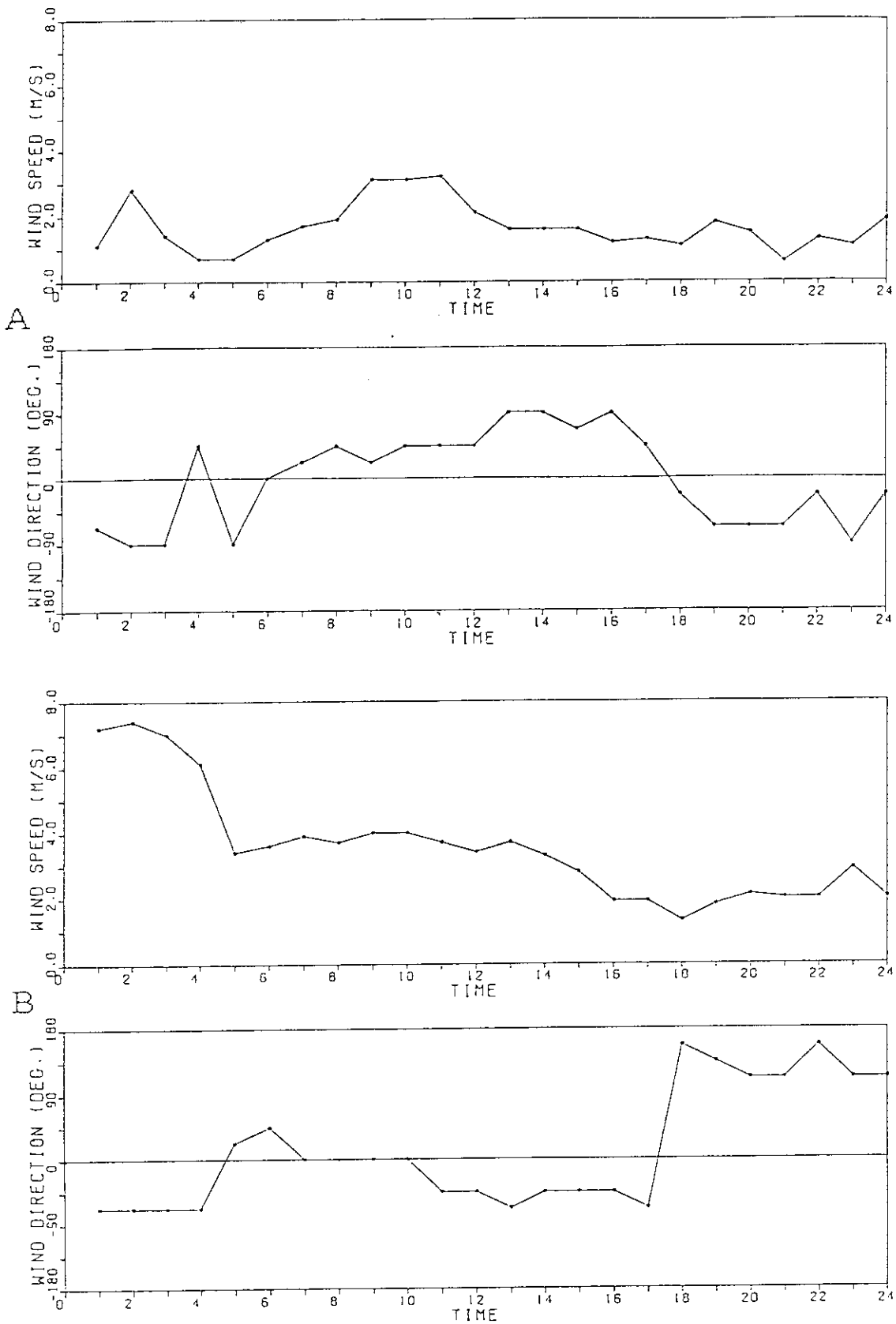


Fig. 2 観測点A及びBにおける1992年8月1日の地上風速及び風向の時間変化。

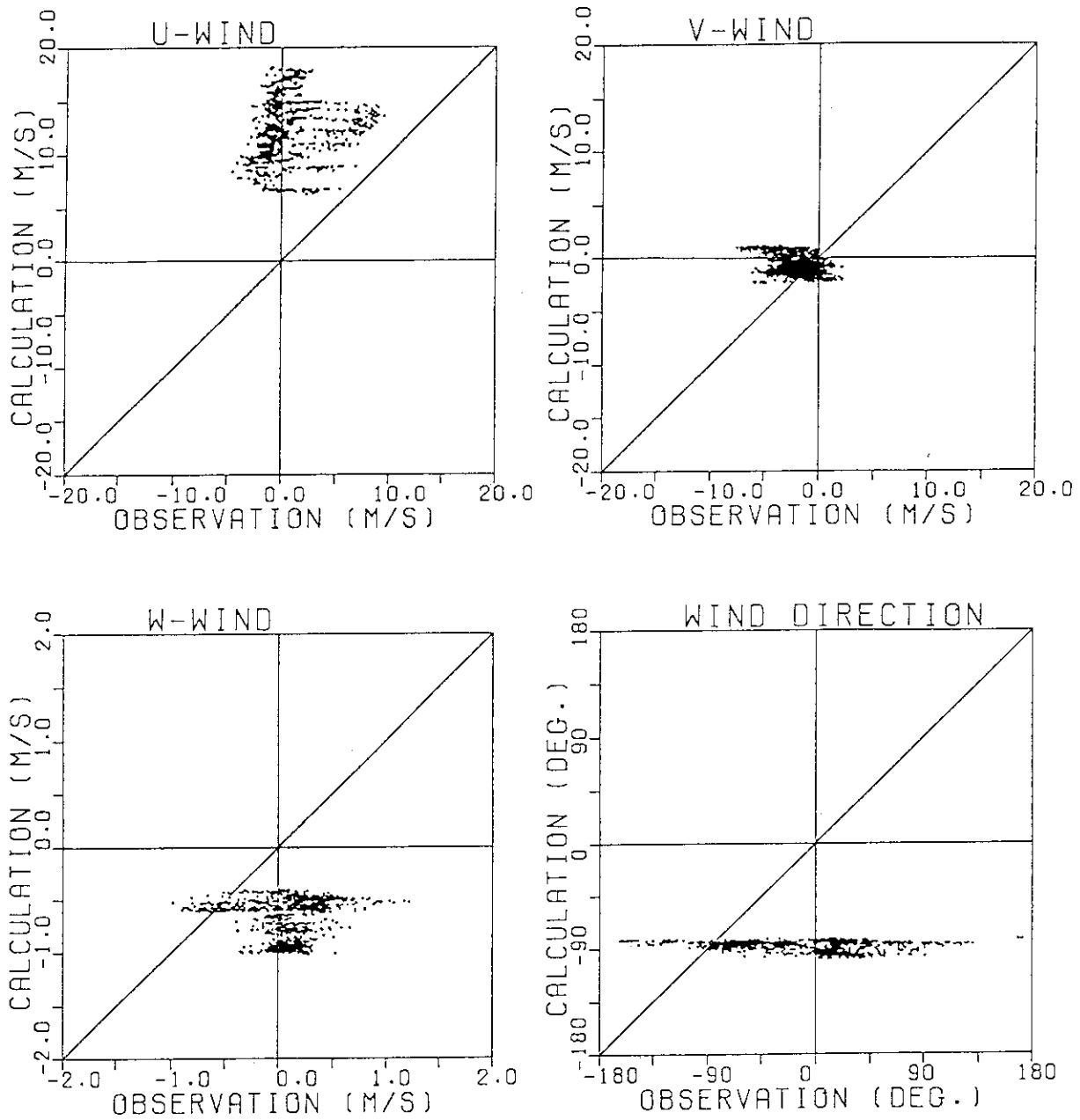


Fig. 3(a) 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速u成分、v成分、w成分、及び風向の測定値とモデル1の計算値との比較。

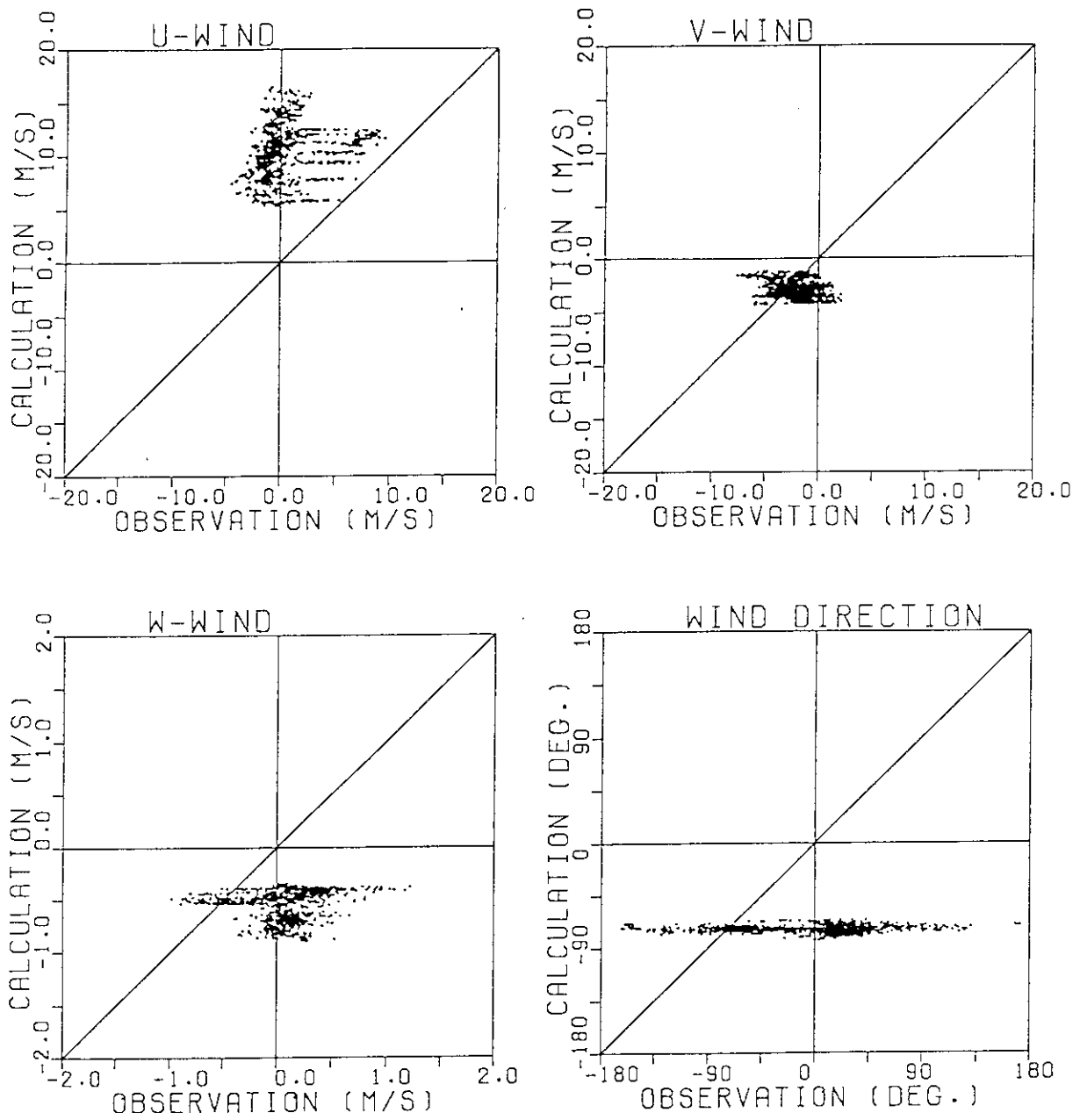


Fig. 3 (b) 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速u成分、v成分、w成分、及び風向の測定値とモデル2の計算値との比較。

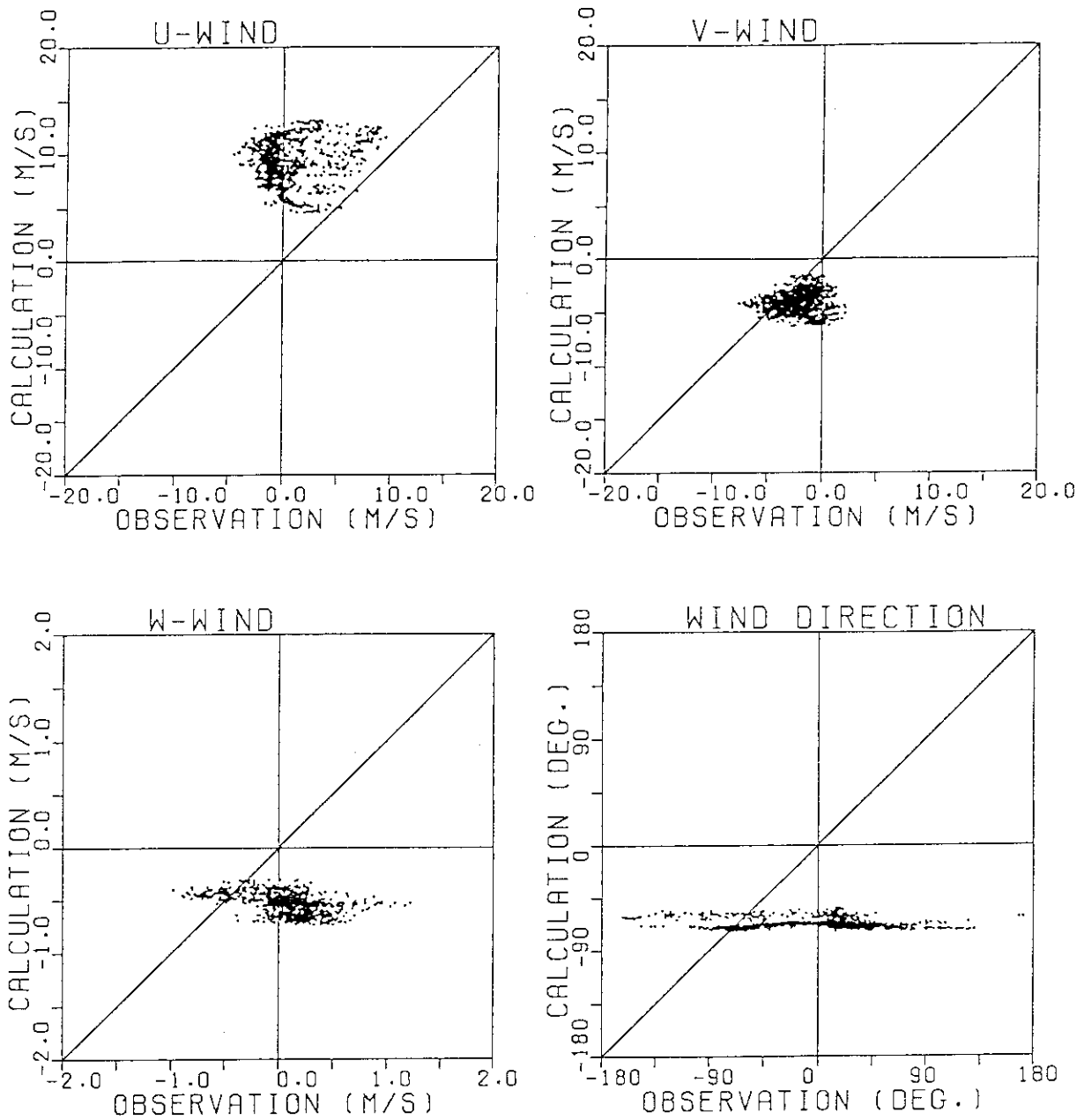


Fig. 3(c) 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速u成分、v成分、w成分、及び風向の測定値とモデル3の計算値との比較。

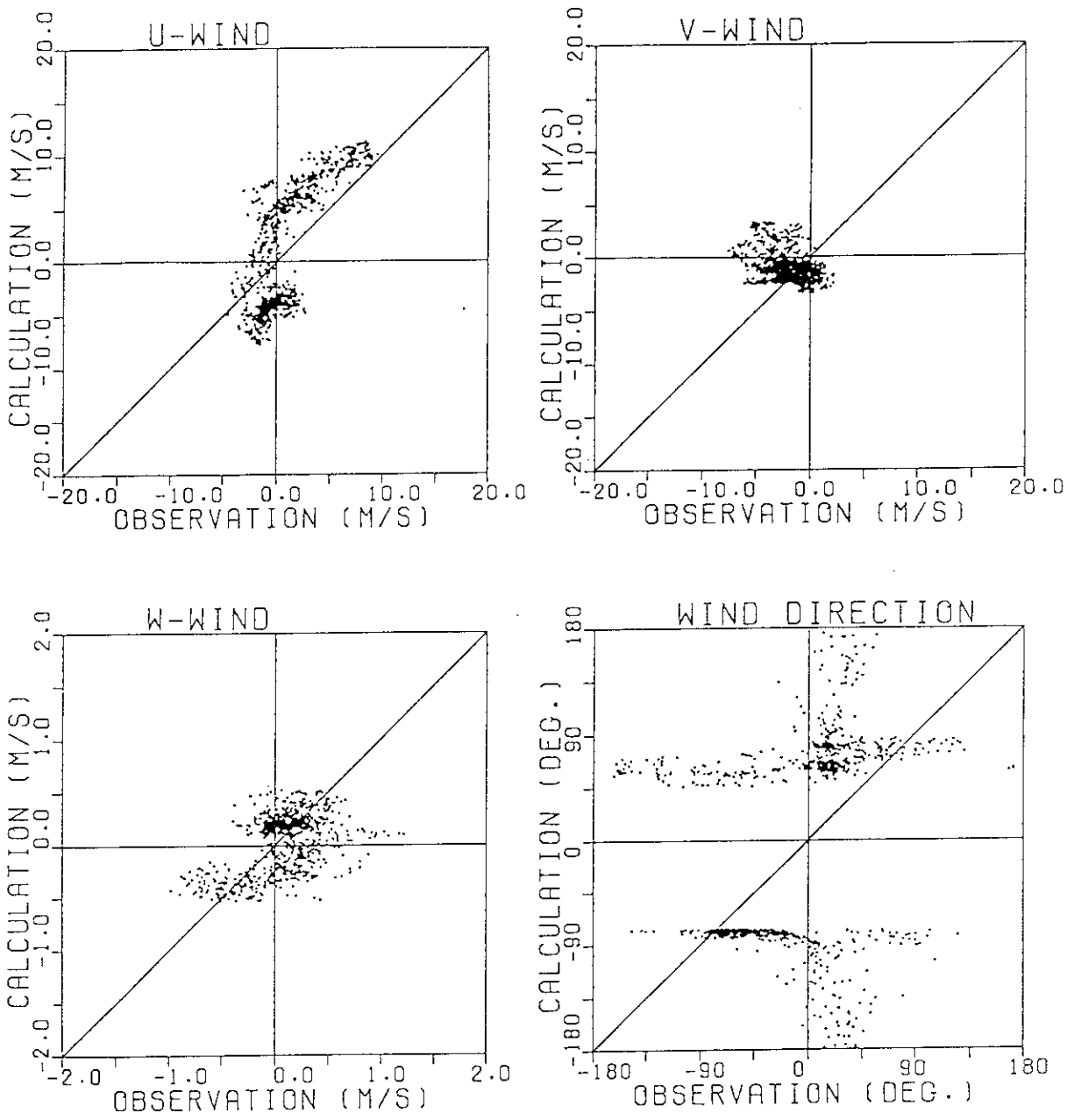


Fig. 3(d) 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速u成分、v成分、w成分、及び風向の測定値とモデル4の計算値との比較。

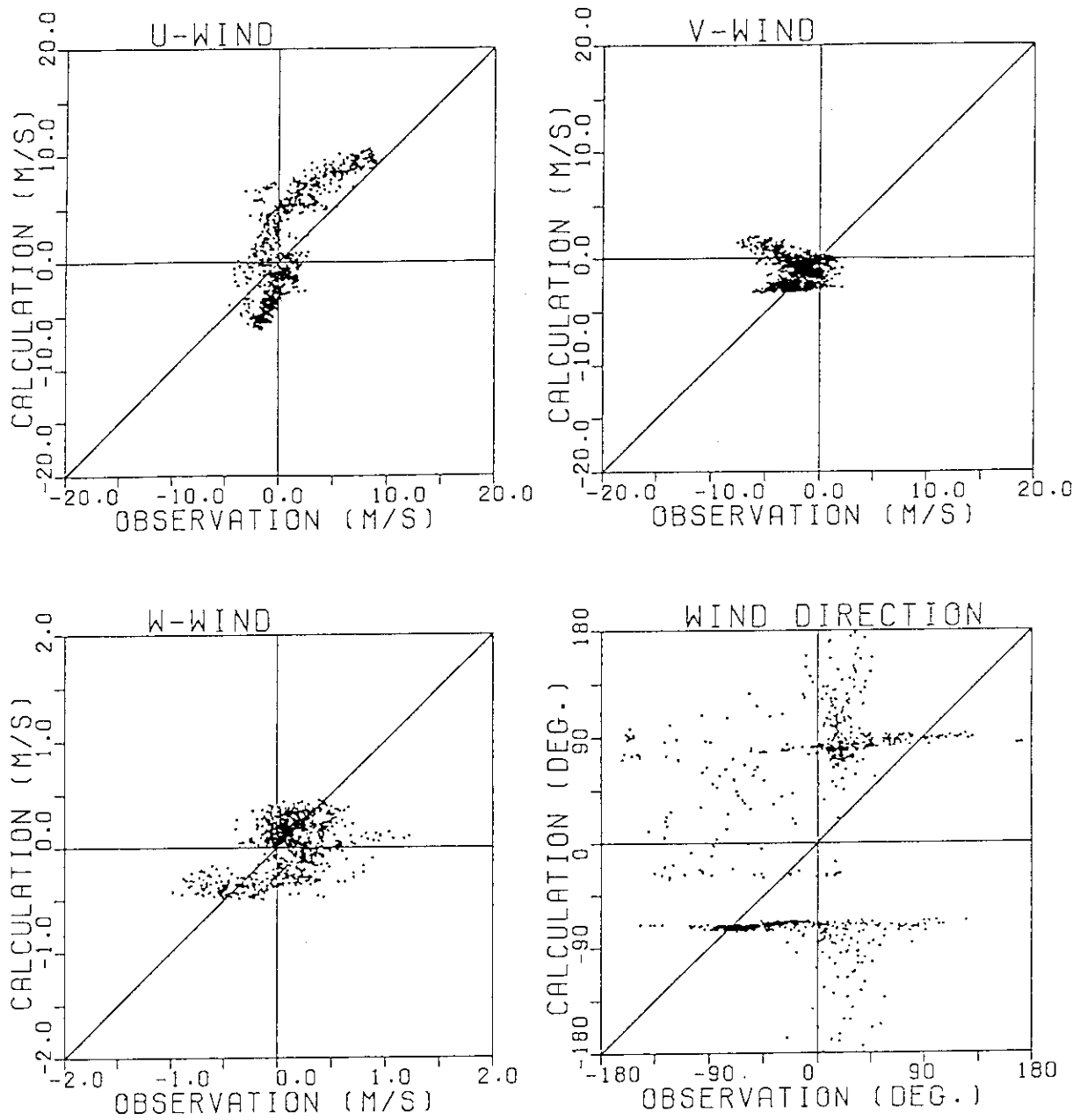


Fig. 3(e) 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速u成分、v成分、w成分、及び風向の測定値とモデル5の計算値との比較。

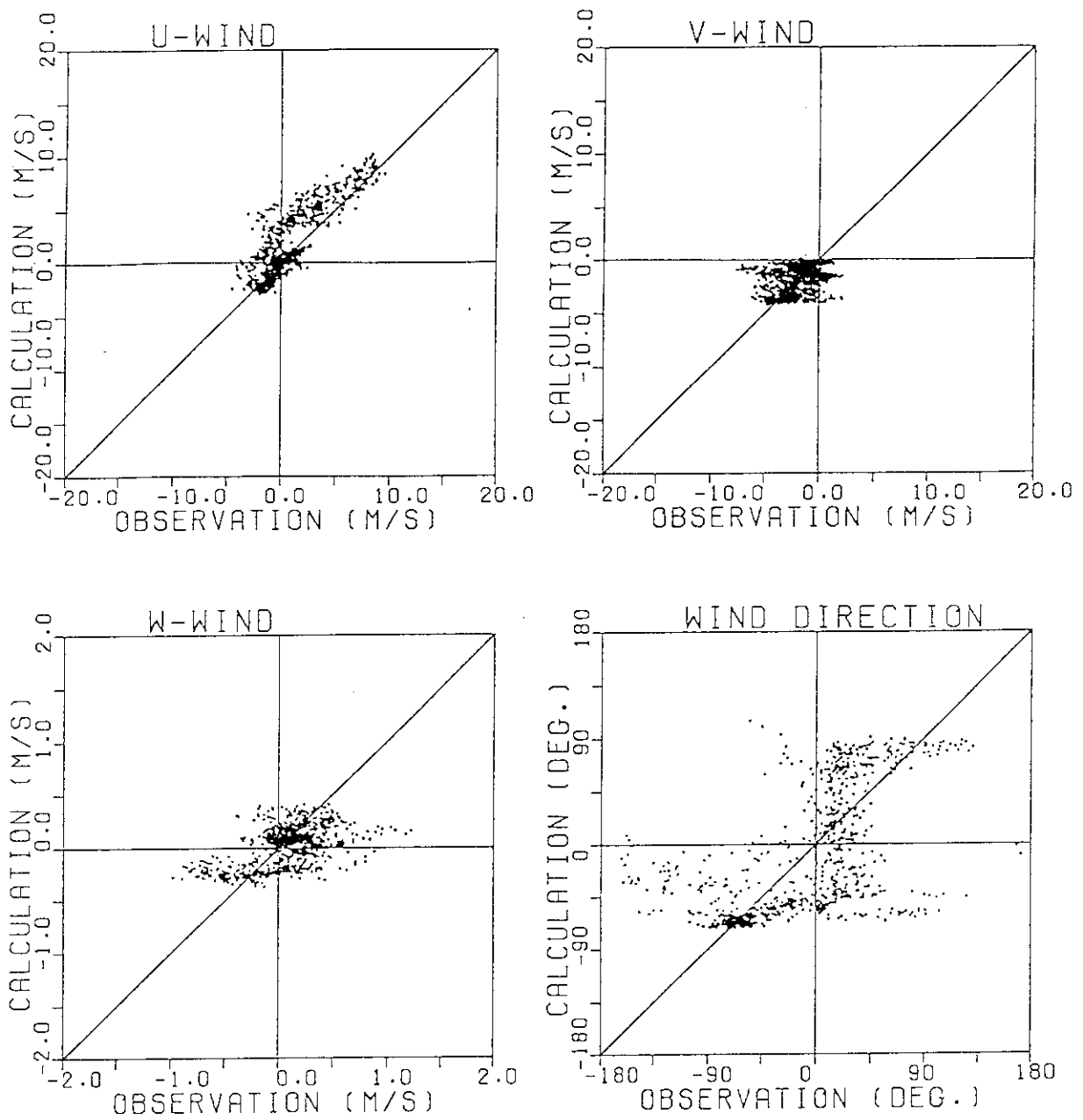


Fig. 3(f) 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速u成分、v成分、w成分、及び風向の測定値とモデル6の計算値との比較。

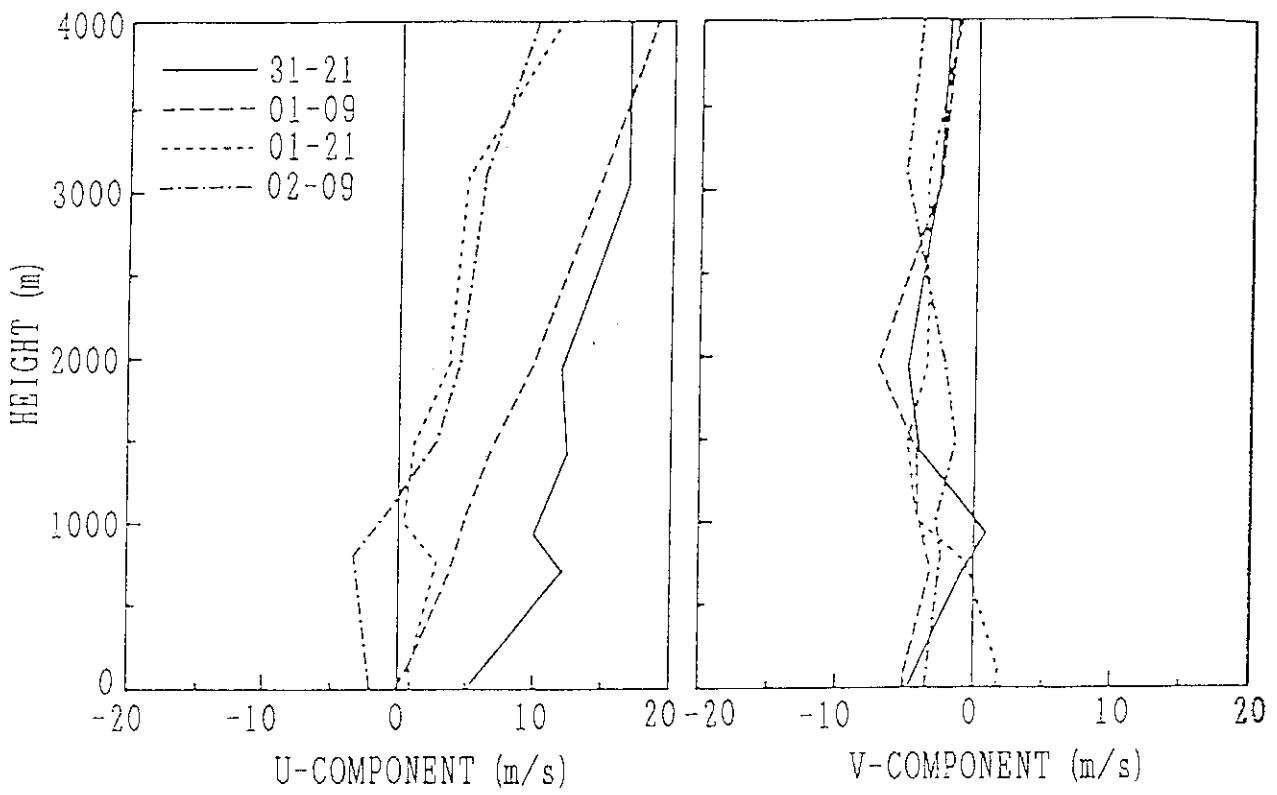


Fig. 4 高層気象観測データの風速u成分及びv成分鉛直分布の12時間毎の変化。
 実線は1992年7月31日21時、破線は8月1日9時、点線は8月1日21時、
 一点鎖線は8月2日9時の鉛直分布を示している。

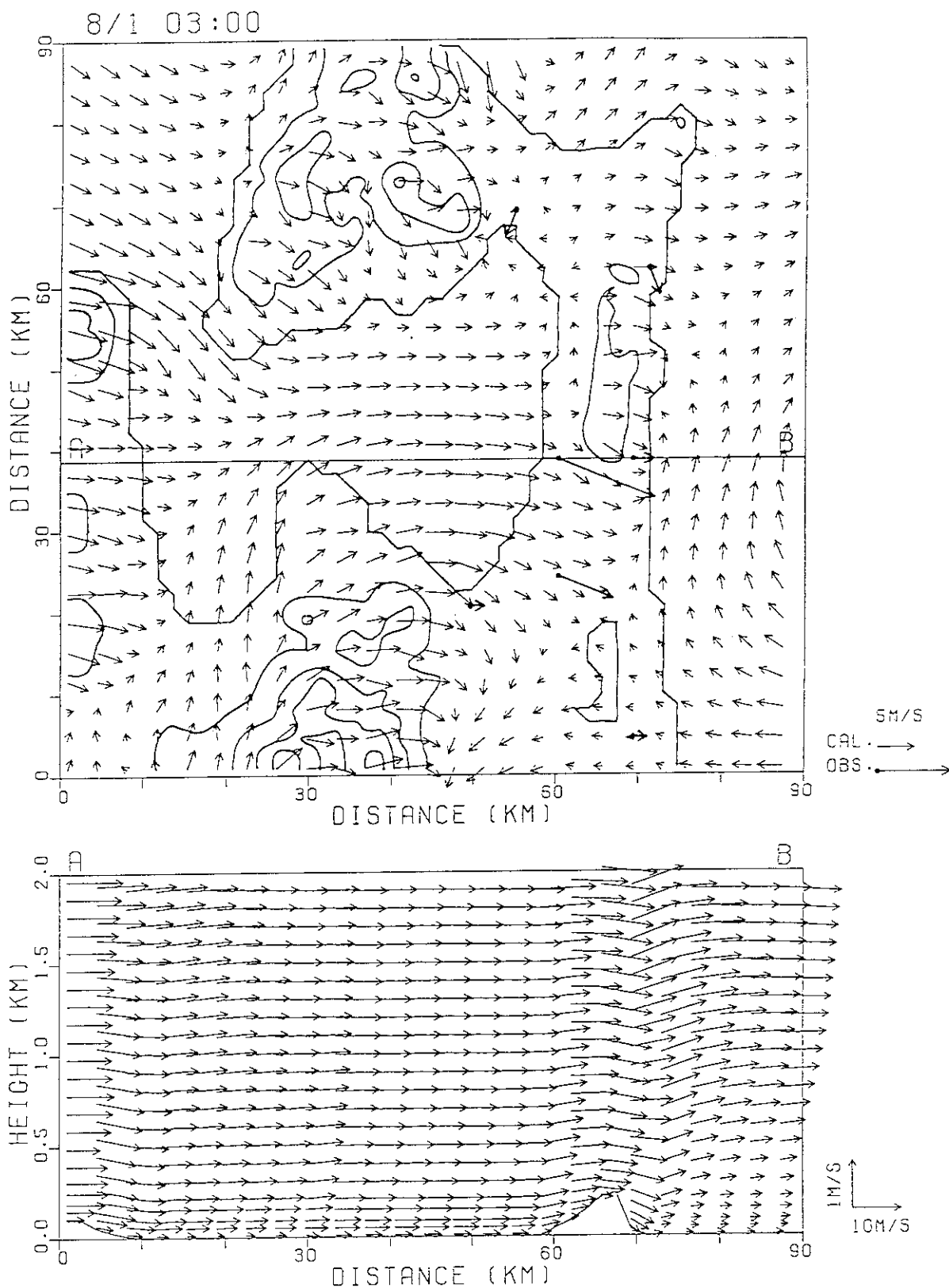


Fig. 5(a) モデルの $z^* = 10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日3時のモデルによる風速分布。 $z^* = 10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

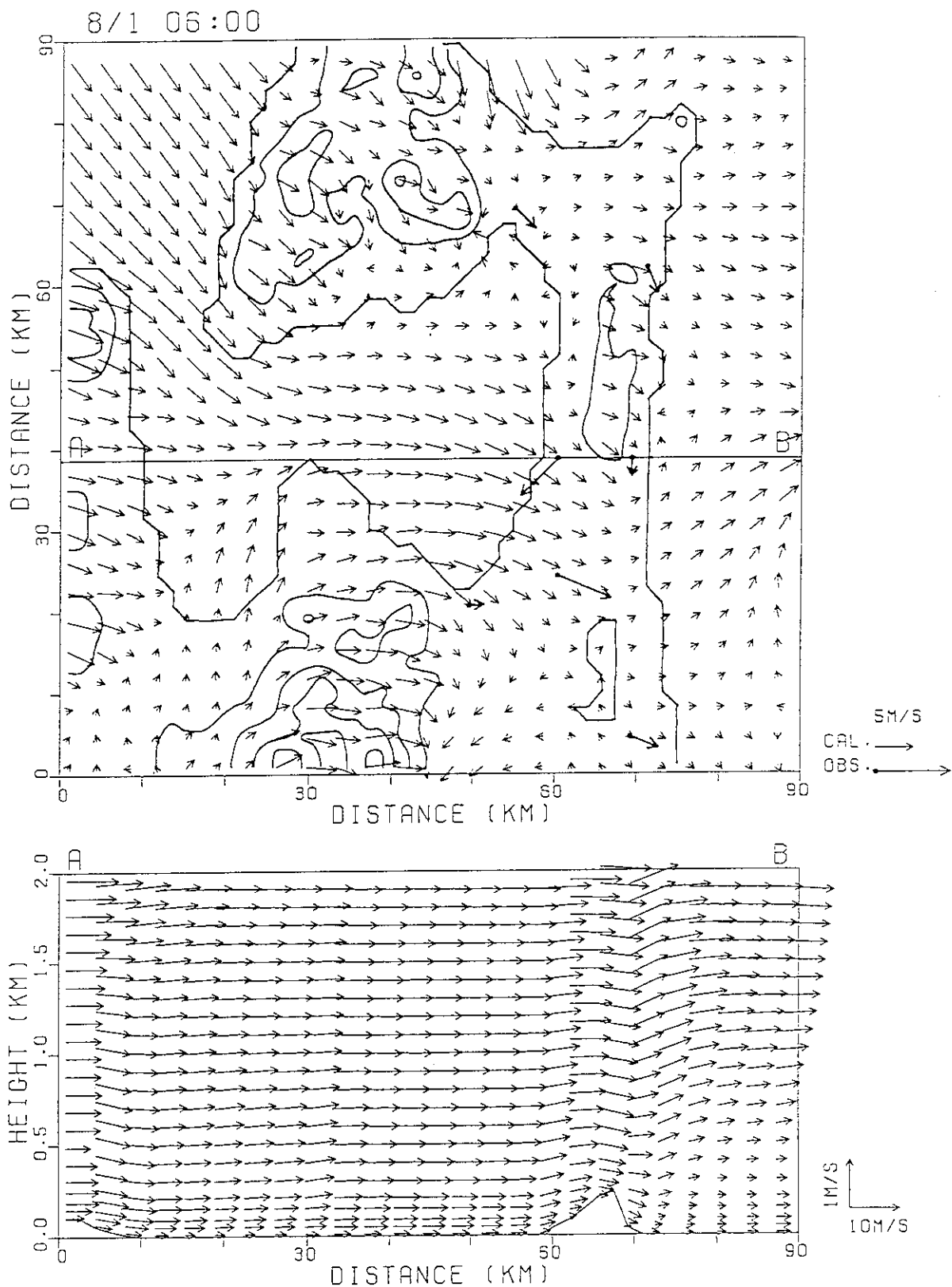


Fig. 5(b) モデルの $z^*=10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日6時のモデルによる風速分布。 $z^*=10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

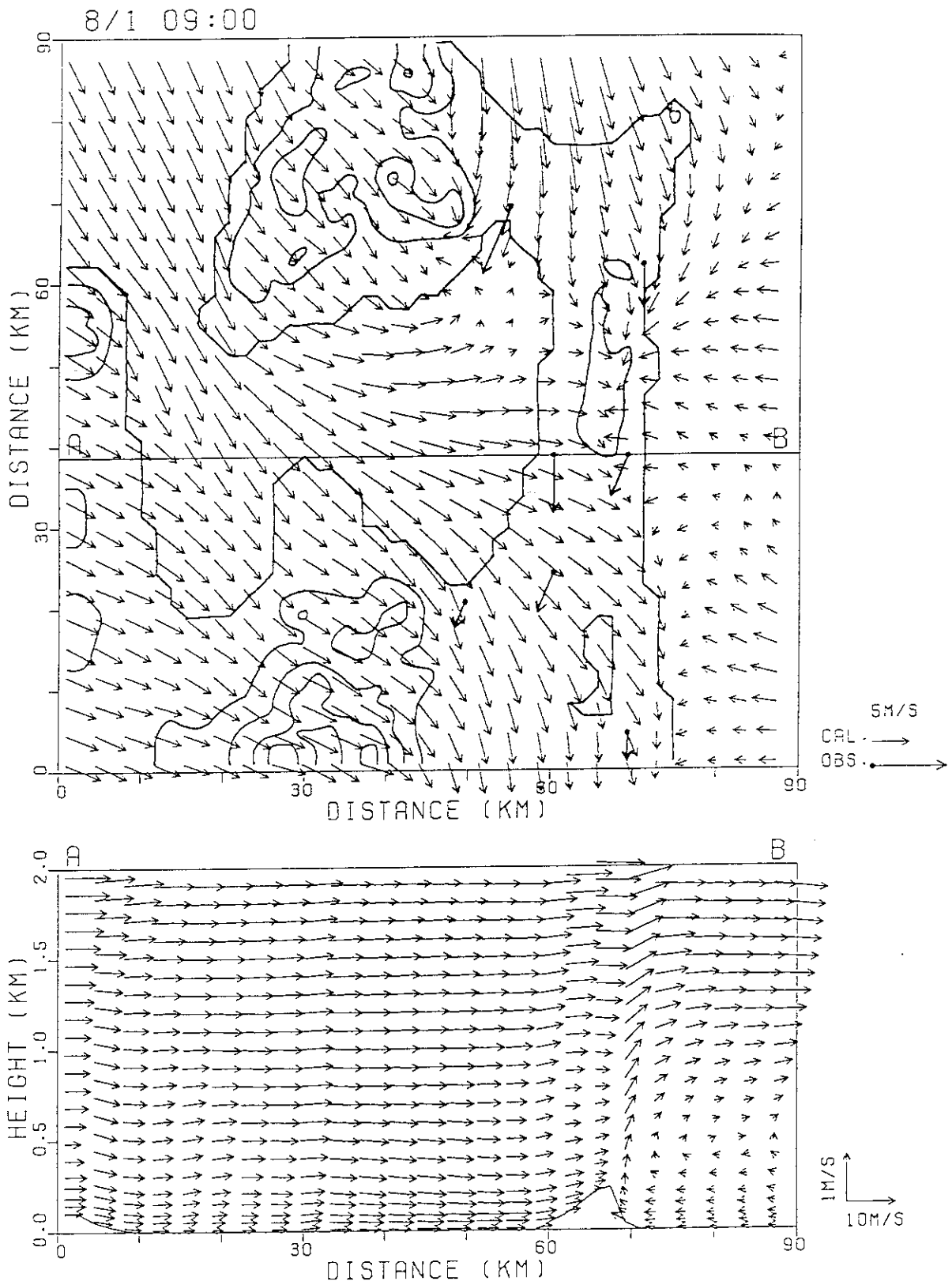


Fig. 5(c) モデルの $z^*=10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日9時のモデルによる風速分布。 $z^*=10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

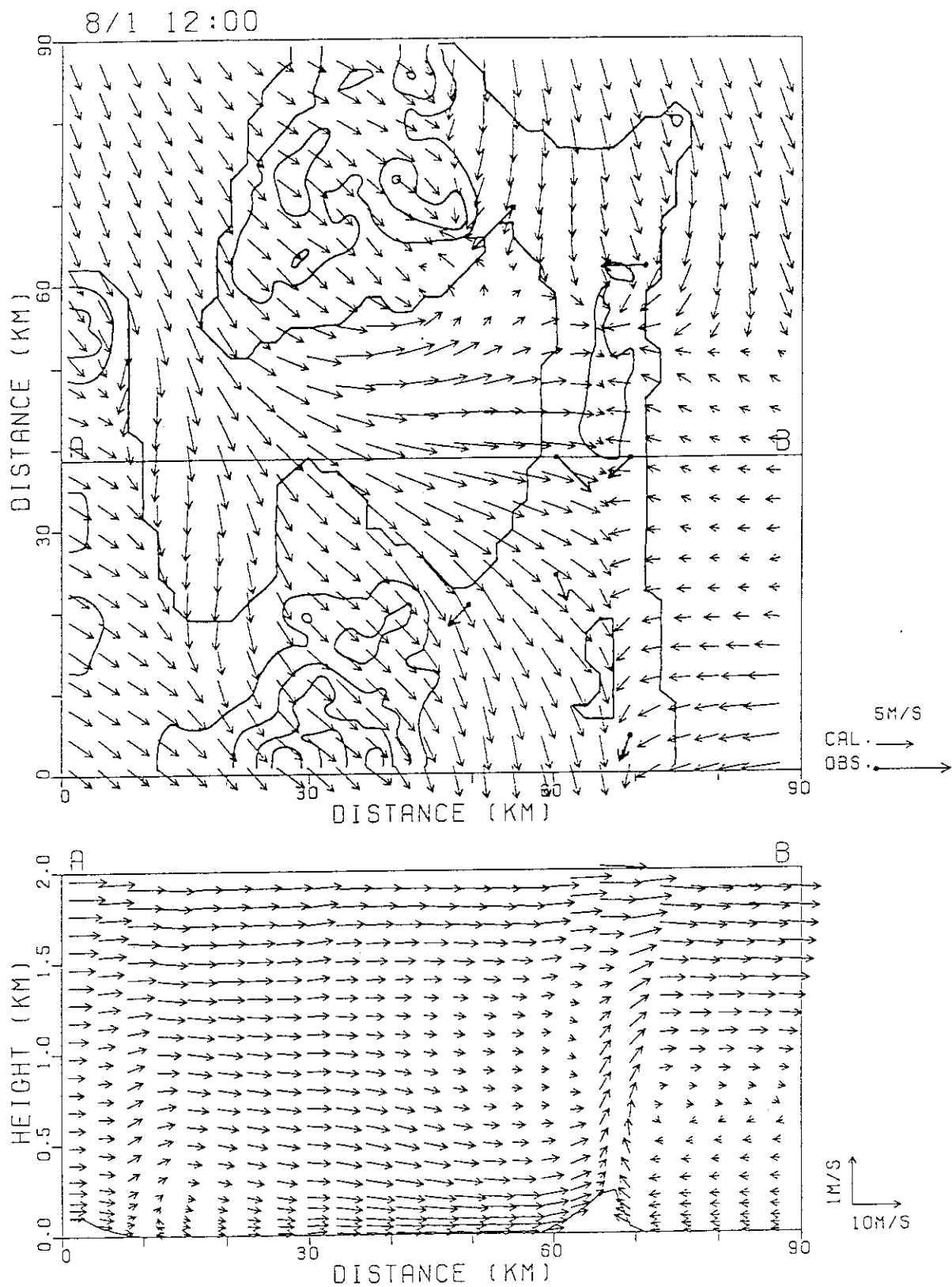


Fig. 5(d) モデルの $z^* = 10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日12時のモデルによる風速分布。 $z^* = 10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

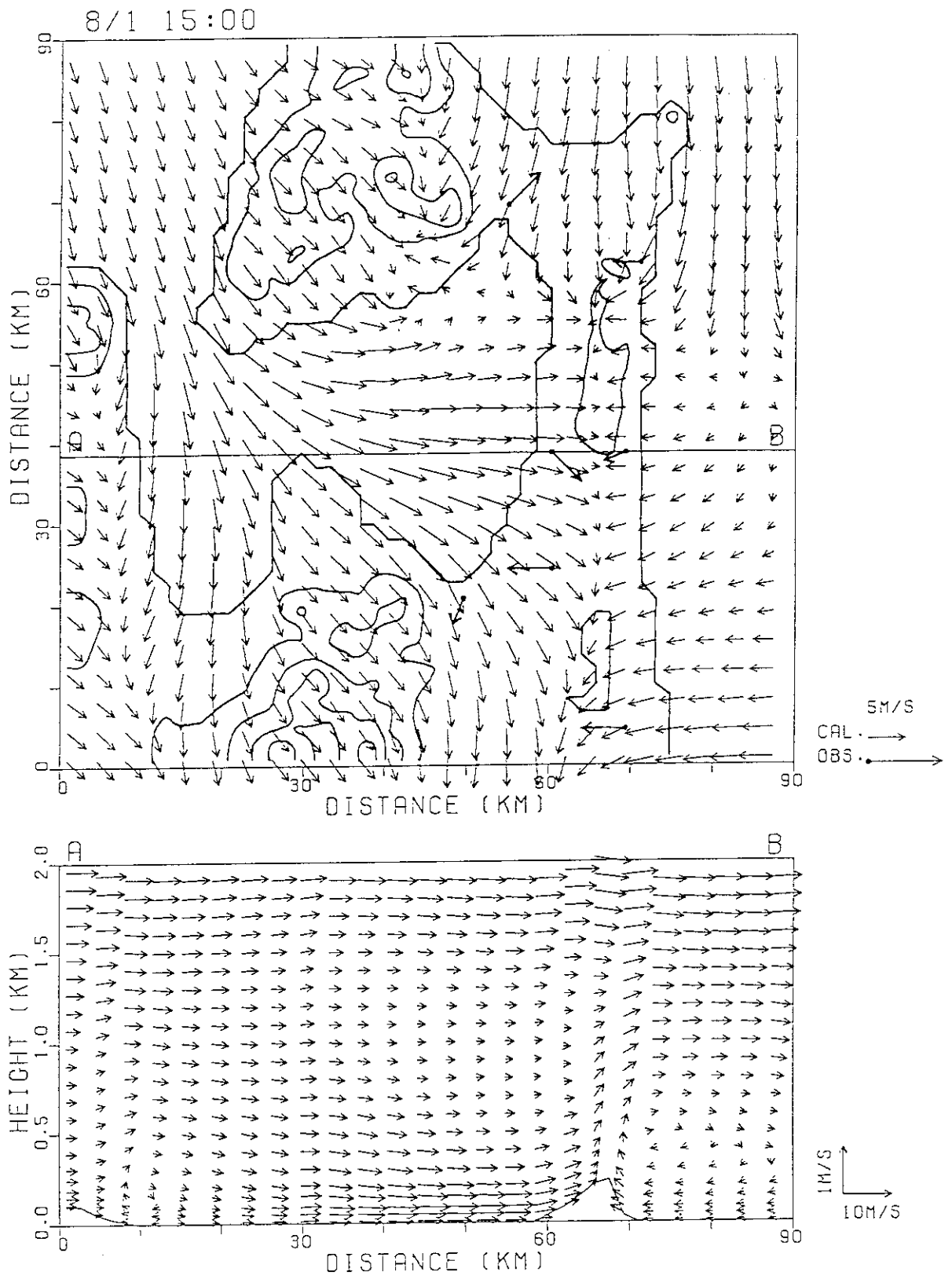


Fig. 5(e) モデルの $z^*=10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日15時のモデルによる風速分布。 $z^*=10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

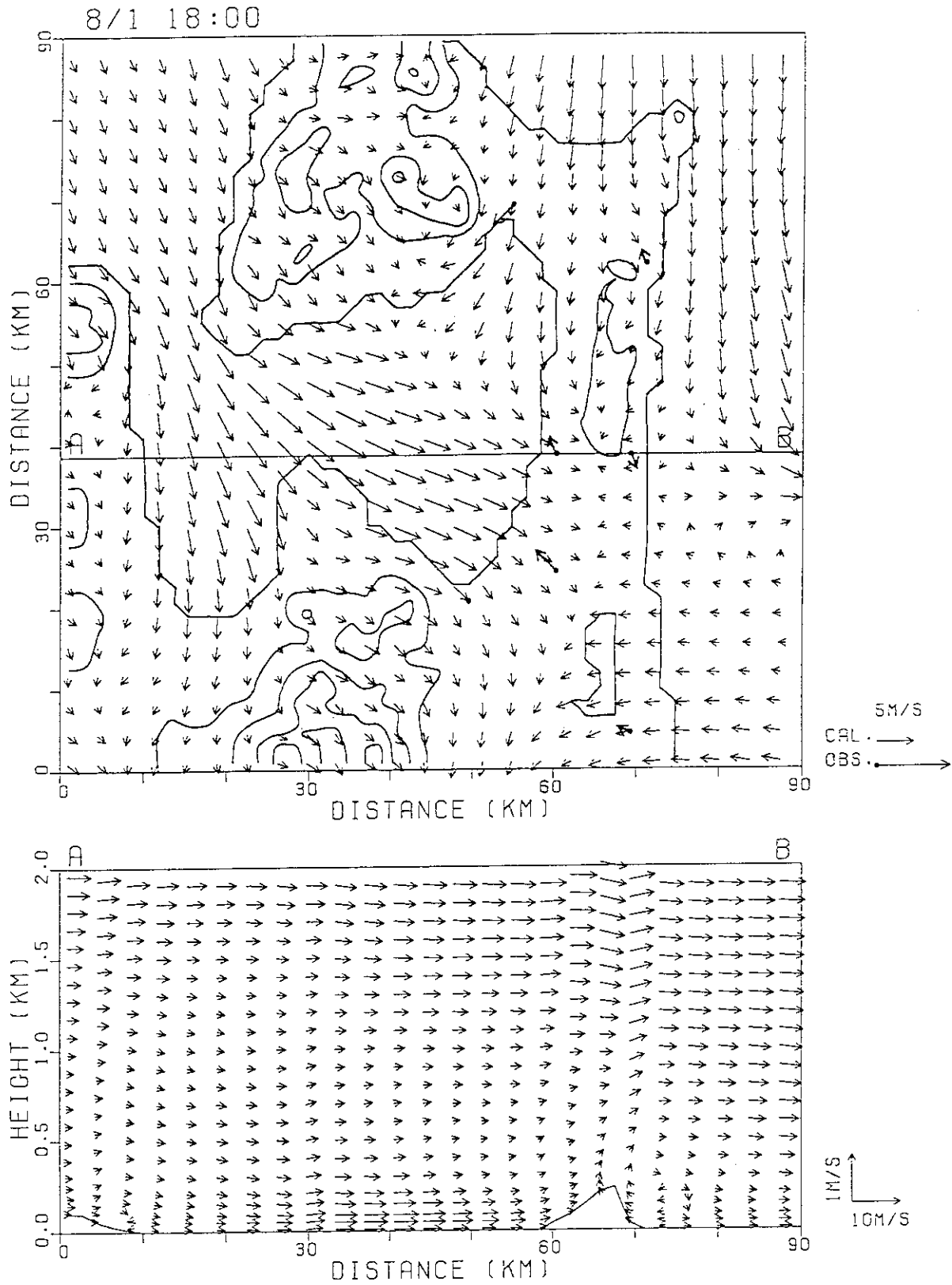


Fig. 5 (f) モデルの $z^*=10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日18時のモデルによる風速分布。 $z^*=10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

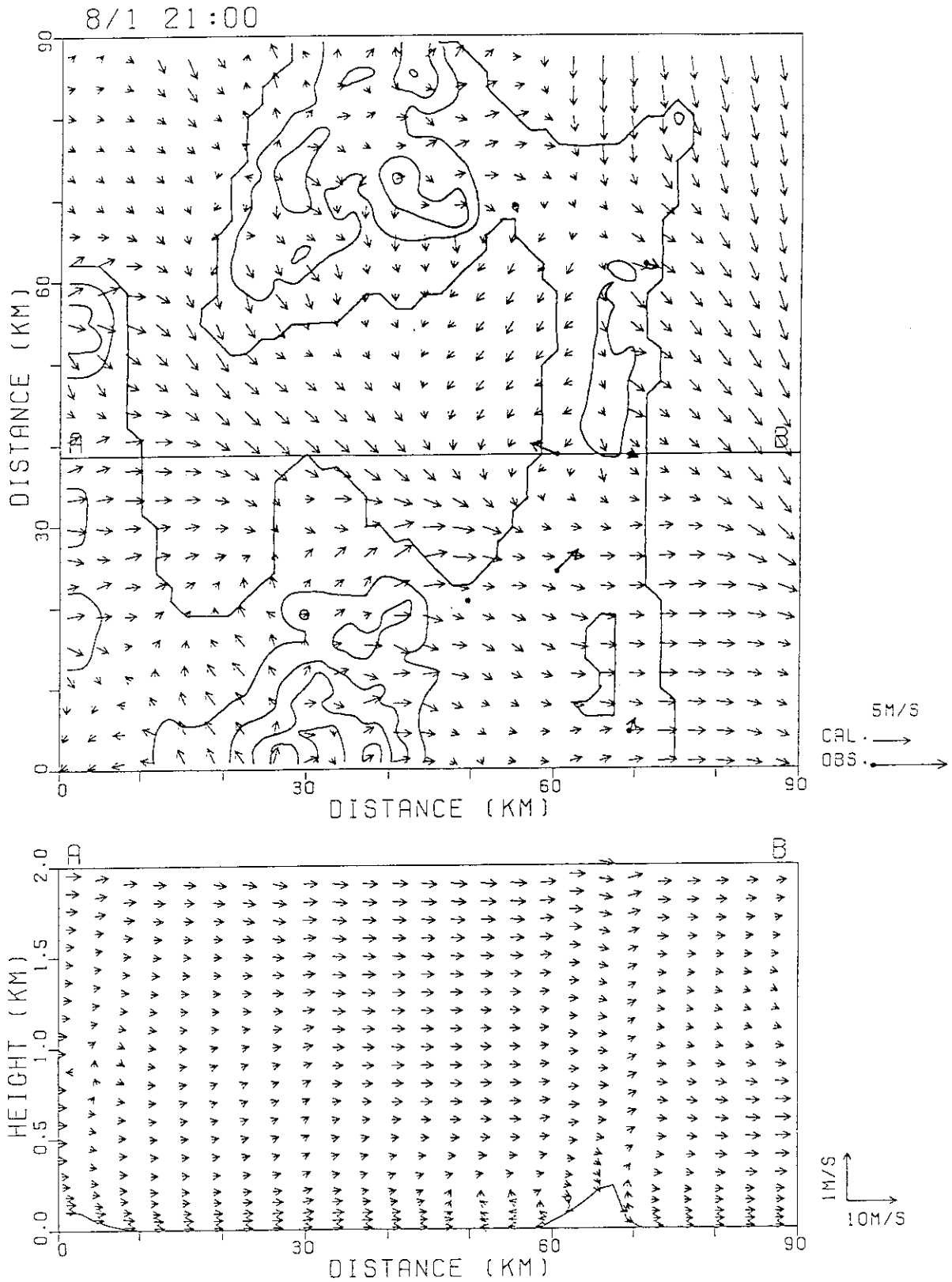


Fig. 5(g) モデルの $z^*=10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日21時のモデルによる風速分布。 $z^*=10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

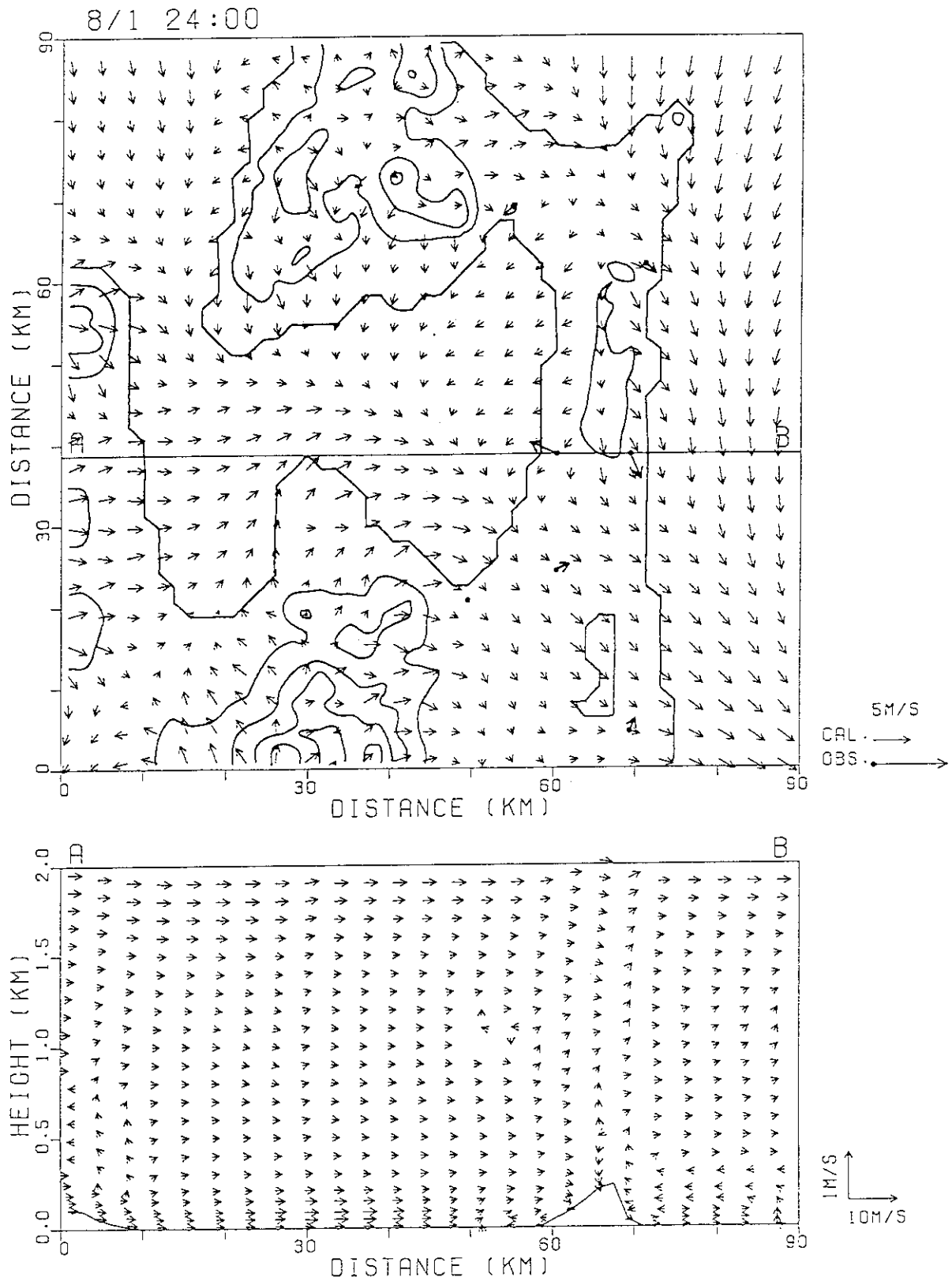


Fig. 5(h) モデルの $z^*=10\text{m}$ 面及び鉛直断面における1992年8月1日24時のモデルによる風速分布。 $z^*=10\text{m}$ 面分布には地上風観測値の分布を示してある。

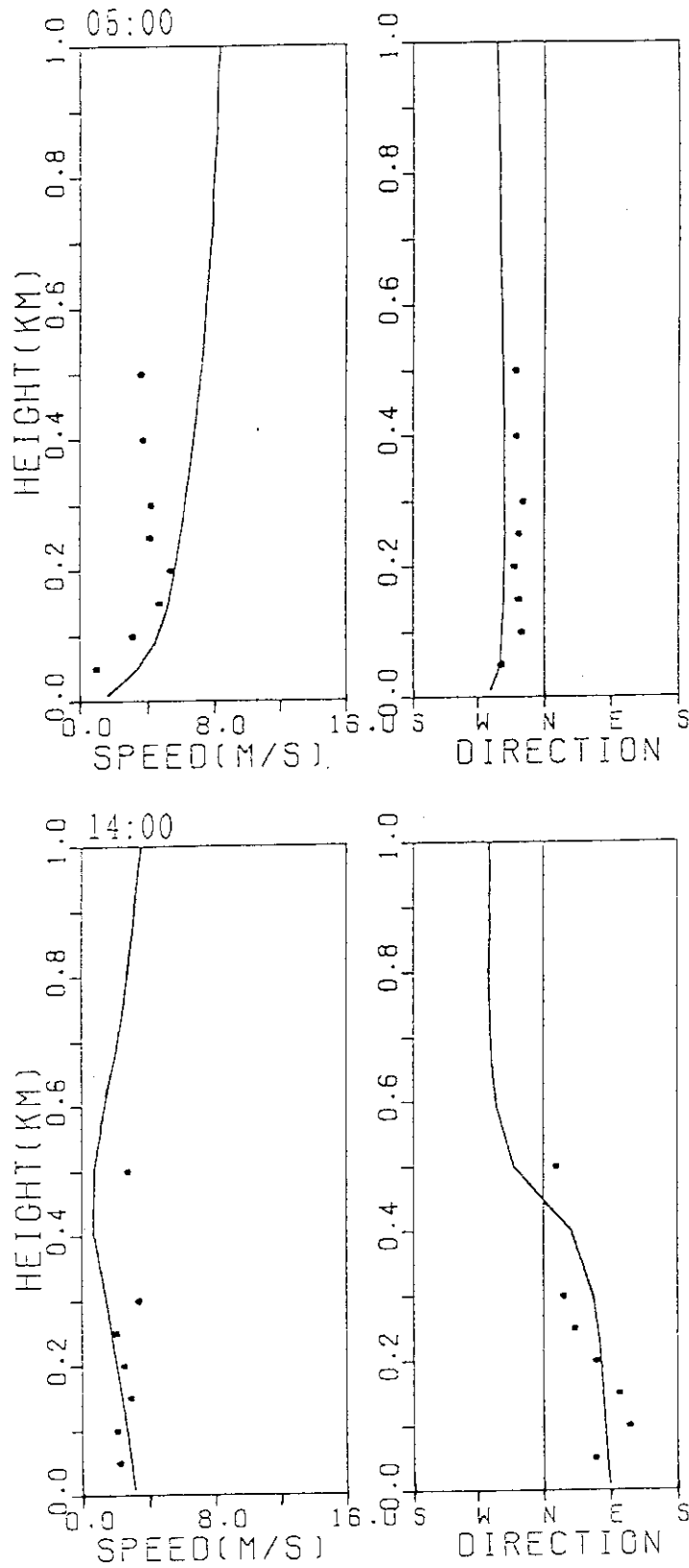


Fig. 6 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速及び風向の測定値とモデル計算値の1992年8月1日5時、14時、17時、及び20時の鉛直分布。黒丸が観測値、実線が計算値を示している。

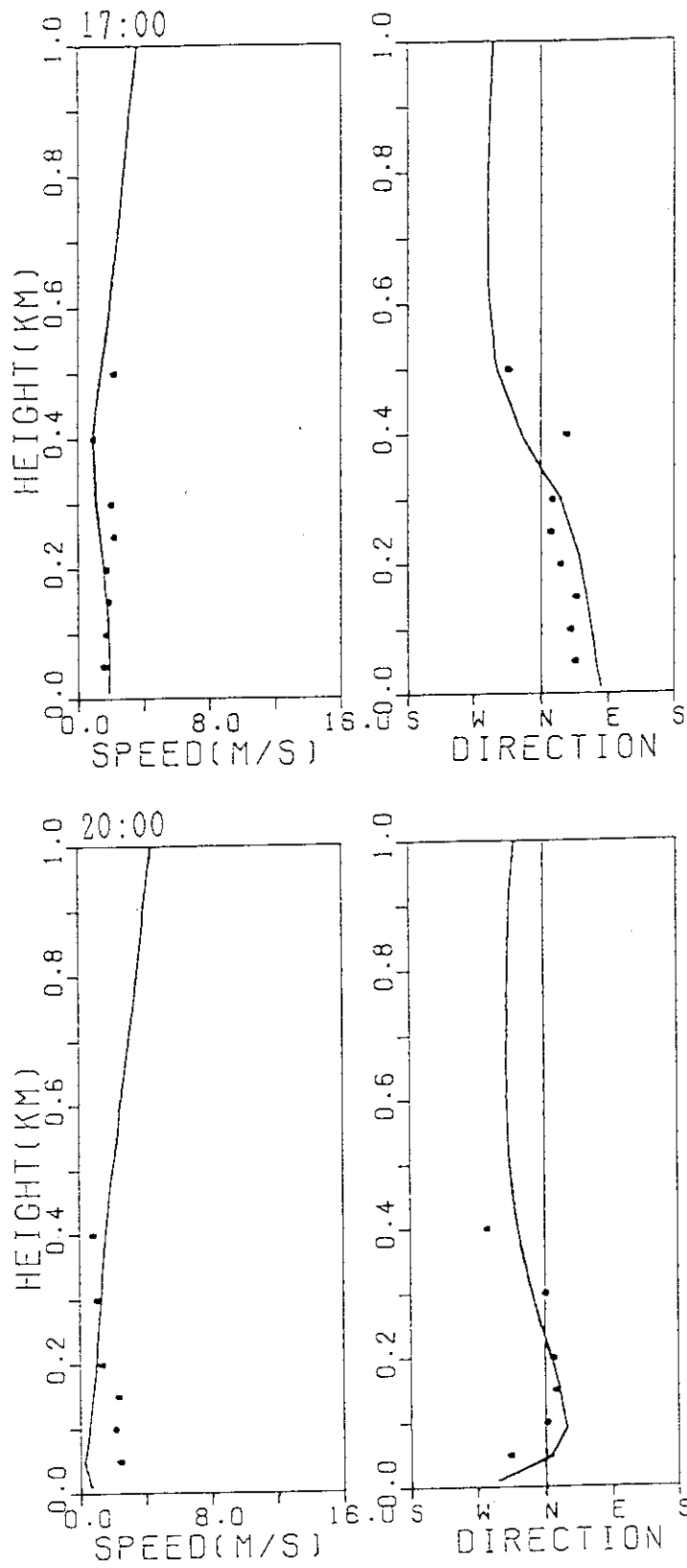


Fig. 6 (続き)

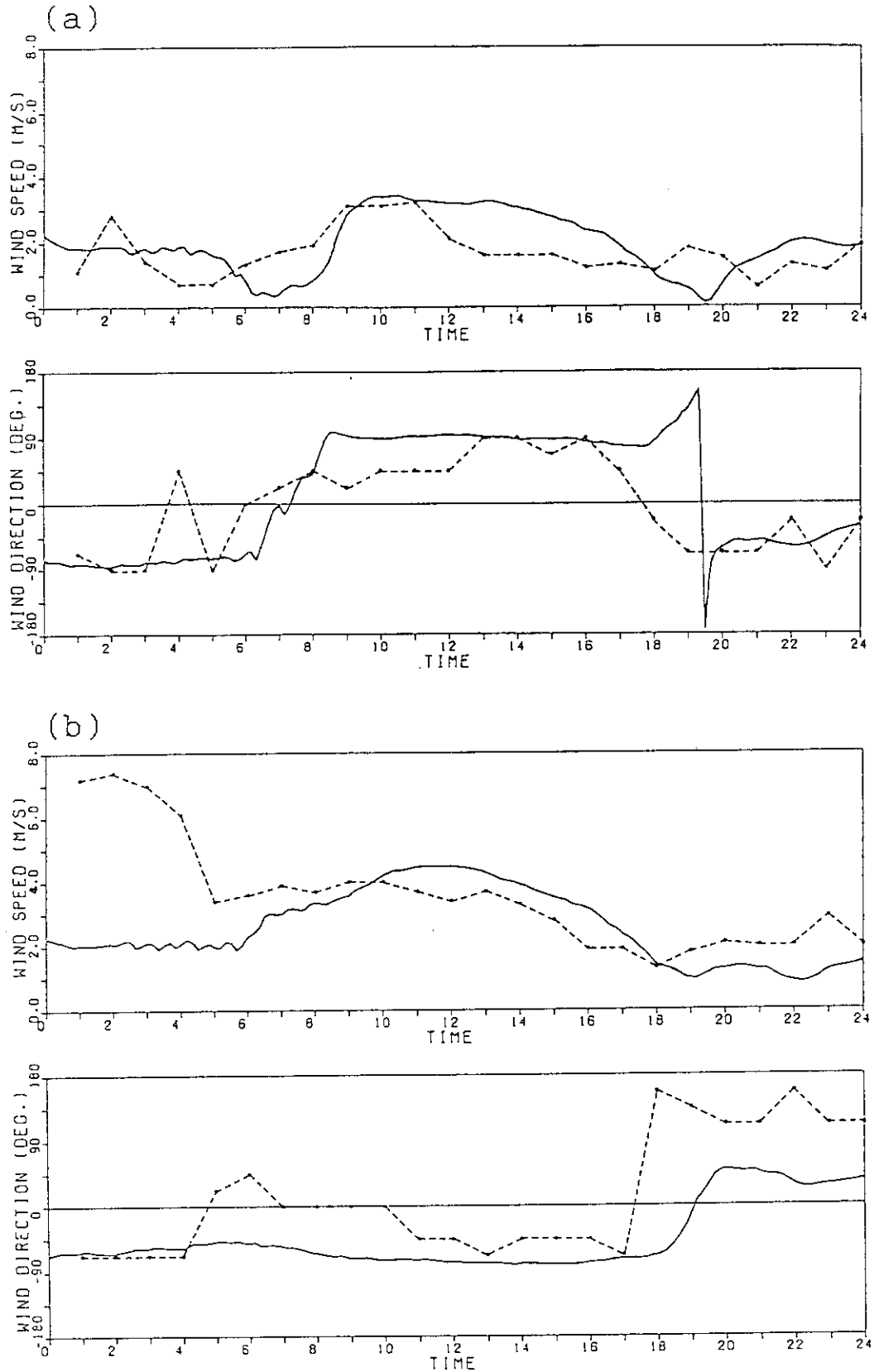


Fig. 7 1992年8月1日の観測点AからGにおける地上風速及び風向の観測値とモデル計算値の時間変化。(a)から(g)はそれぞれ観測点AからGに対応する。

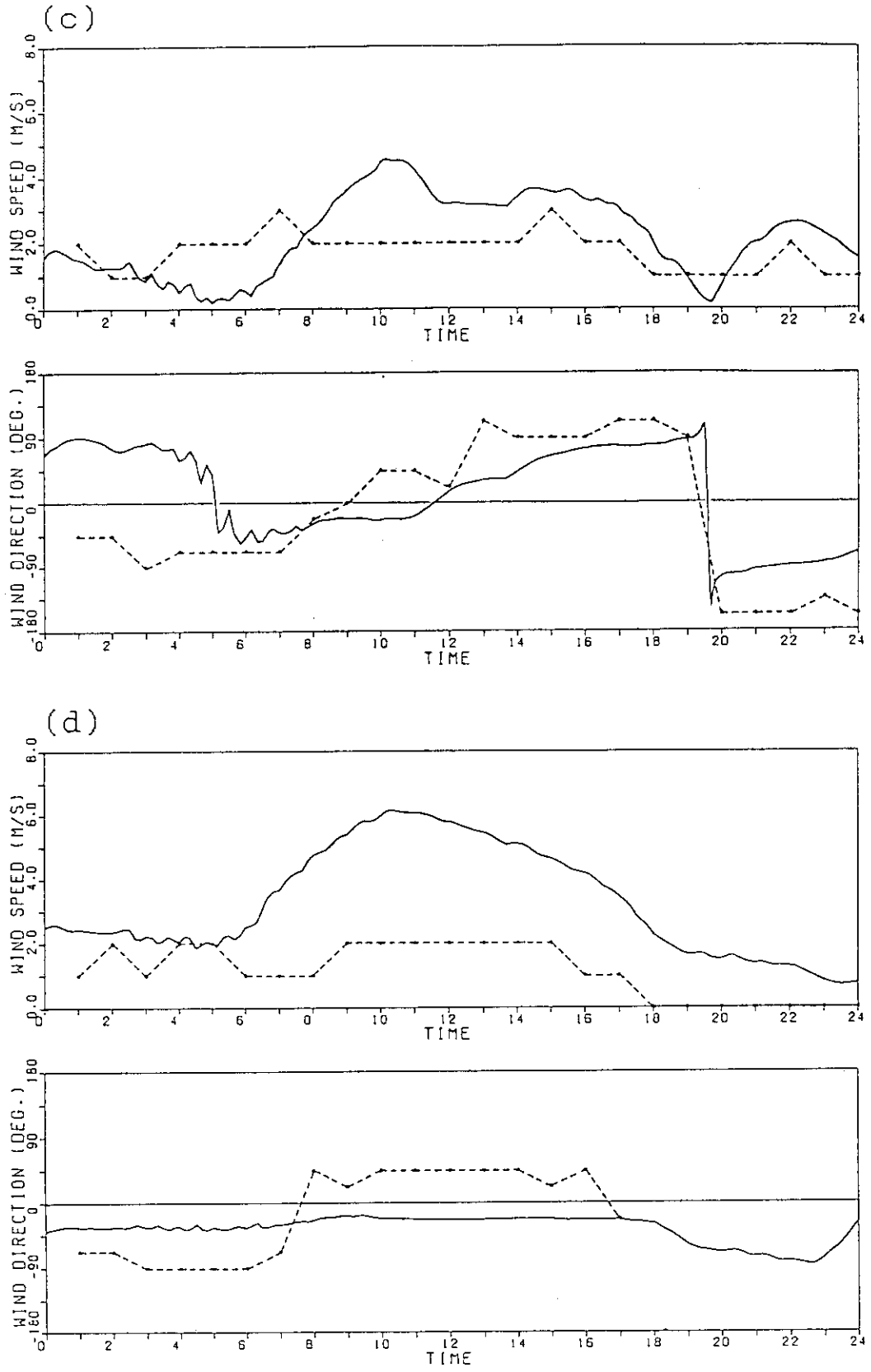


Fig. 7 (続き)

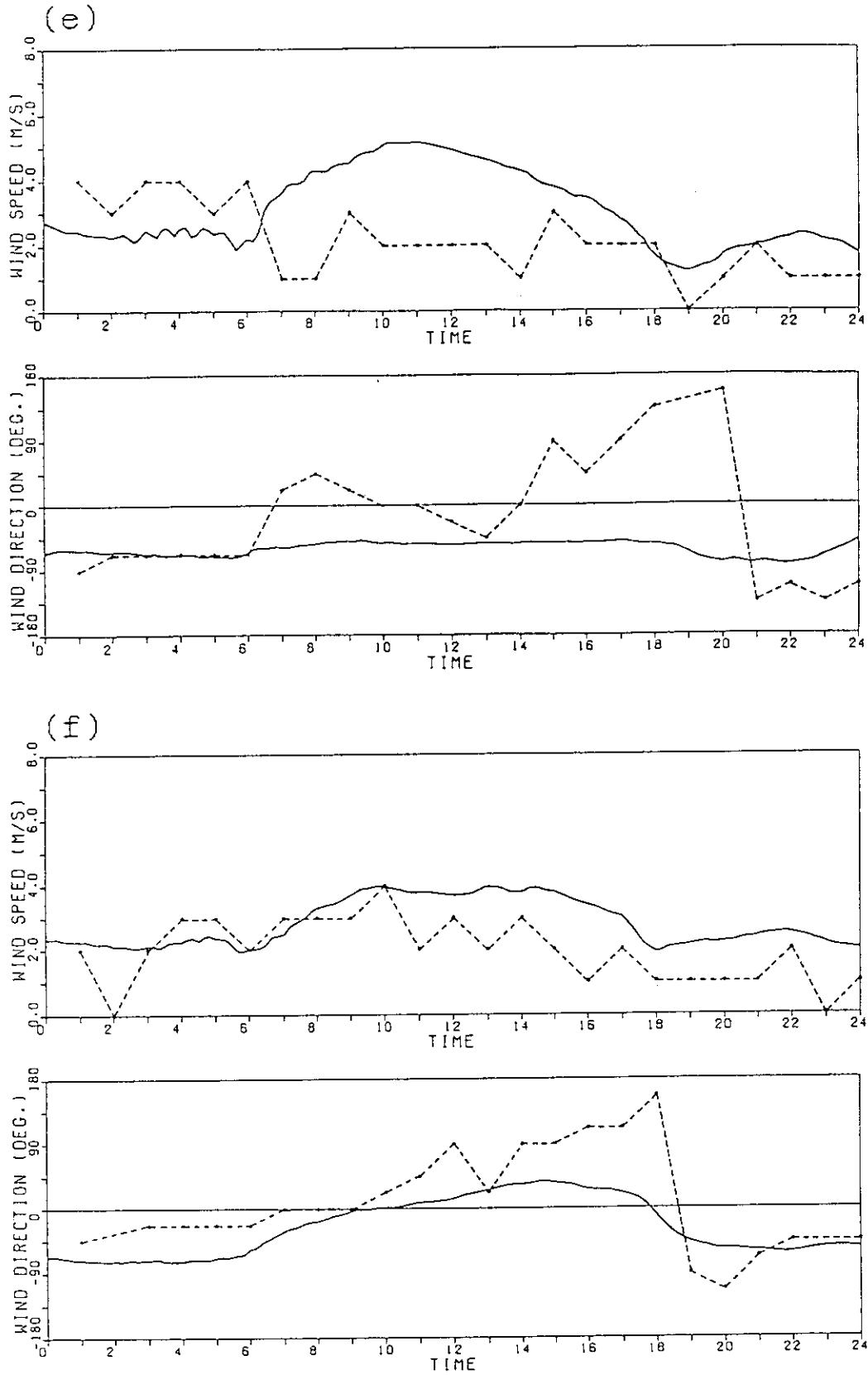


Fig. 7 (続き)

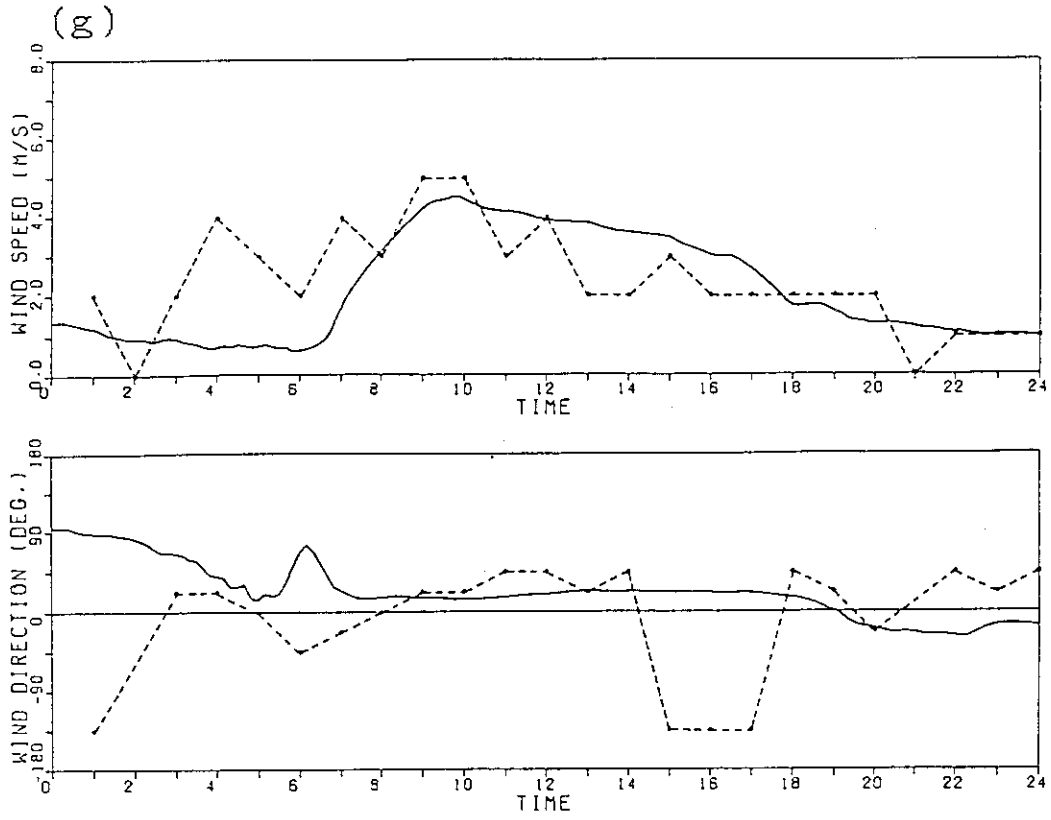


Fig. 7 (続き)

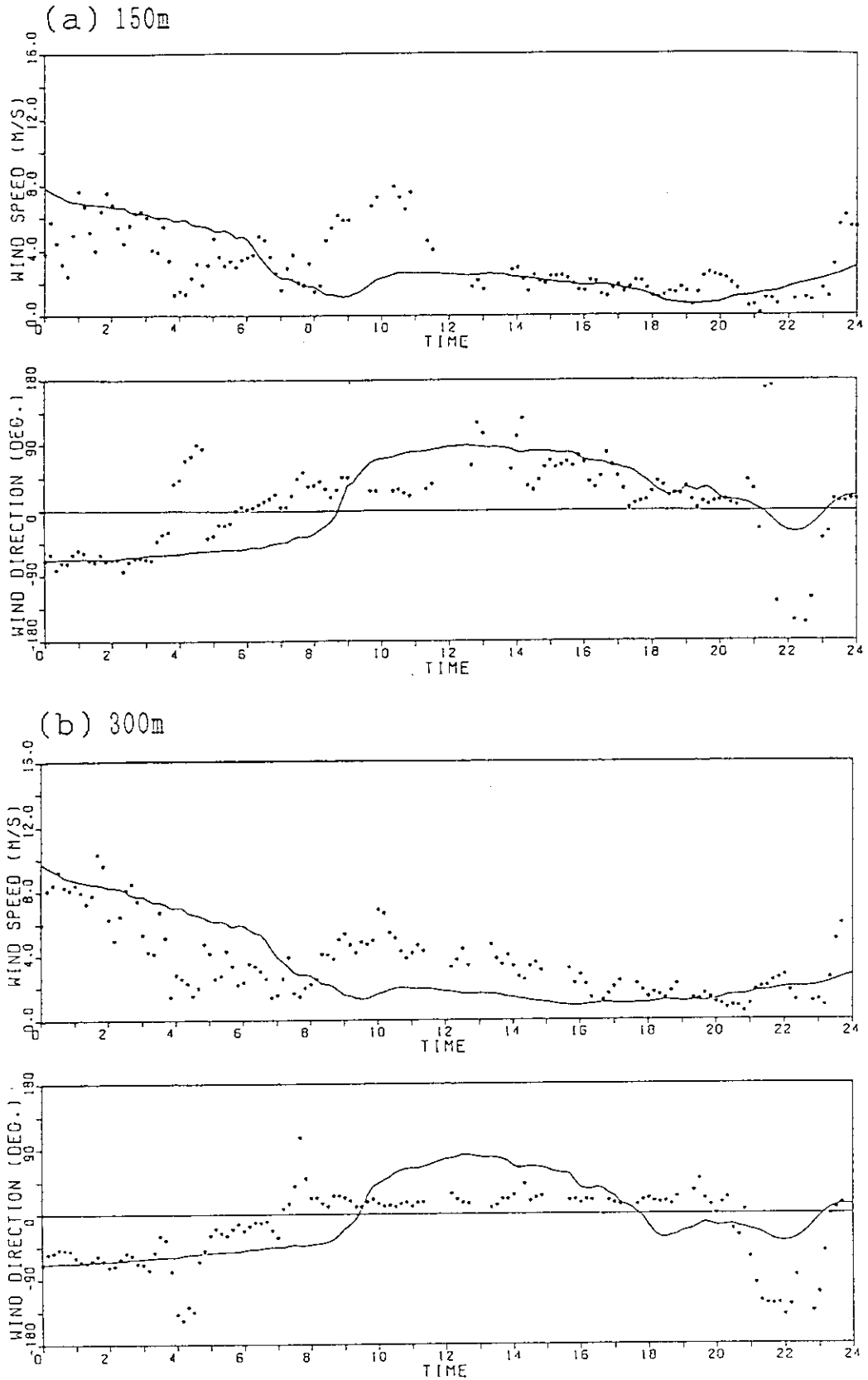


Fig. 8 観測点Aにおけるドップラーソーダーによる風速及び風向の測定値とモデル計算値の1992年8月1日の時間変化。(a)は高度150m、(b)は高度300mの時間変化で、黒丸が観測値、実線が計算値を示している。