

VAD解析による特徴的なメソスケール風速場の抽出

著者	中井 専人
雑誌名	防災科学技術研究所 研究報告
巻	55
ページ	9-23
発行年	1995-03
URL	http://doi.org/10.24732/nied.00001068

VAD解析による特徴的なメソスケール風速場の抽出

中井専人*

Extraction of Characteristic Mesoscale Wind Fields by VAD Analysis

By

Sento NAKAI*

**National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan*

Abstract

The analyses using VAD (Velocity Azimuth Display) technique clearly extracted two characteristic mesoscale wind fields; the discontinuity of the wind direction when a cold front passed over a mountainous area, and the extension of inflow and outflow associated with a subtropical convective precipitation. It is shown that VAD technique is effective to analyze the background wind field of precipitating clouds with embedded convection, and the mesoscale circulation of a group of precipitating clouds. VAD technique yields valuable information on the intensive analysis of the precipitating clouds including dual-Doppler analysis.

キーワード：VAD (VAD), ドップラー速度 (Doppler velocity), メソスケール (mesoscale), 降水 (precipitation)

1. はじめに

これまで、防災科学技術研究所においては、地吹雪、降雪雲の地形変質、雷雲、アジアモンスーン域の対流雲、吹雪といったさまざまな降水現象をテーマとしてドップラーレーダーを用いた観測が行われてきた(例えば、真木ほか, 1992; 中井ほか, 1992)。ドップラーレーダーのデータは極座標上に得られるため、通常はこれを直交座標上に変換して表示する。また、レーダーのアンテナを鉛直方向に固定して得たデータはそのまま時系列で表示されることが多い。しかし、ドップラーレーダーによる観測値のうち、風速を求めるために使用する動径速度値はレーダーからの方向に依存するため、座標変換して分布を見ただけで判別できる現象は限られている。

1台のドップラーレーダーのデータで解析を行う場合、風速場にある仮定を置くことによ

*防災科学技術研究所 先端解析技術研究部 隔測解析研究室

り、データの空間分解能を犠牲にして動径速度の分布を風速ベクトル等の分布に変換することができる。この手法では個々の降雪雲、積乱雲の気流構造を調べることはできないが、それらの雲の集団全体にまたがるメソスケールの気流場の特徴を得ることができる。また、データ処理自体は比較的自動化が容易であり、解析結果の解釈と適用方法にさえ注意すれば、雲内の気流場の詳細な解析をするための有用な情報が得られる。VAD法はこのような手法のひとつである。本稿では、対流を含む降水雲の長時間の観測データに対してVAD法を適用し、メソスケールの特徴的な風速場を抽出することができたので、その方法と結果について報告する。以下、2章でVAD法について述べ、3章では降雪雲を伴う寒冷前線に、4章では亜熱帯メソ対流系にそれぞれVAD解析を適用した結果を示す。5章はまとめである。

2. VAD法

VAD (Velocity Azimuth Display) 法とは Lhermitte and Atlas (1961) が最初に提案したもので、ドップラーレーダーで得られる動径速度の空間分布から直接風場を求める手法(石原, 1991) のひとつである。この手法は方位角の差によって同じ風速でも動径速度が異なることを利用し、多変量回帰解析によってレーダー付近の平均的な風速、風向などを高さの関数として求める。現在ではこれを拡張した VVP 法 (Waldteufel and Corbin, 1979) などもあるが、VAD法も改良されながら層状性降水や境界層の解析(例えば, Xu and Gal-Chen, 1993) に使われている。本稿で用いたのは古典的な VAD 法である。以下、その原理を Doviak and Zrnić (1993) に従って述べる。

レーダーアンテナ走査のうち PPI, CAPPI 等の仰角を固定した走査では走査面は円錐になる。図1にその模式図を示す。この円錐面上で高度を z_0 に固定したものを走査円という。 x, y, z はそれぞれ東西, 南北, 鉛直方向を表す。走査円上に観測される動径速度 v_{rh} は、風速場 $\mathbf{v}(x, y, z) = (u, v, w)$ と降水粒子の落下速度 u_f との和が動径方向(図1のOR)に投影されたものであり、

$$v_{rh} = u \cos \phi \sin \theta + v \cos \phi \cos \theta + (w + v_f) \sin \phi \quad (1)$$

と表される。 v_f は適当な仮定によって与えられるので、 v_{rh} に対する v_f の寄与を補正した動径速度 v_r は

$$\begin{aligned} v_r &= v_{rh} - v_f \sin \phi \\ &= u \cos \phi \sin \theta + v \cos \phi \cos \theta + w \sin \phi \end{aligned} \quad (2)$$

となる。一方、計算する風速場 \mathbf{v}_m は \mathbf{v}_h を風速場の水平成分として、

$$\mathbf{v}_m(x, y, z) = \mathbf{v}(0, 0, z_0) + \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial x} x + \frac{\partial \mathbf{v}_h}{\partial y} y \quad (3)$$

とモデル化する。これは走査円上の水平風が水平方向に一樣な変化をし、鉛直流は一定と仮定することにあたる。強い積乱雲や gust front などを除けば、このモデル化によって、レーダー付近の平均的な風速、風向、変形などが良い近似で得られる。x, y を極座標で表示して

(1) 式と (3) 式と組み合わせると、(3) 式のモデルに従った動径速度値 v_{rh} は

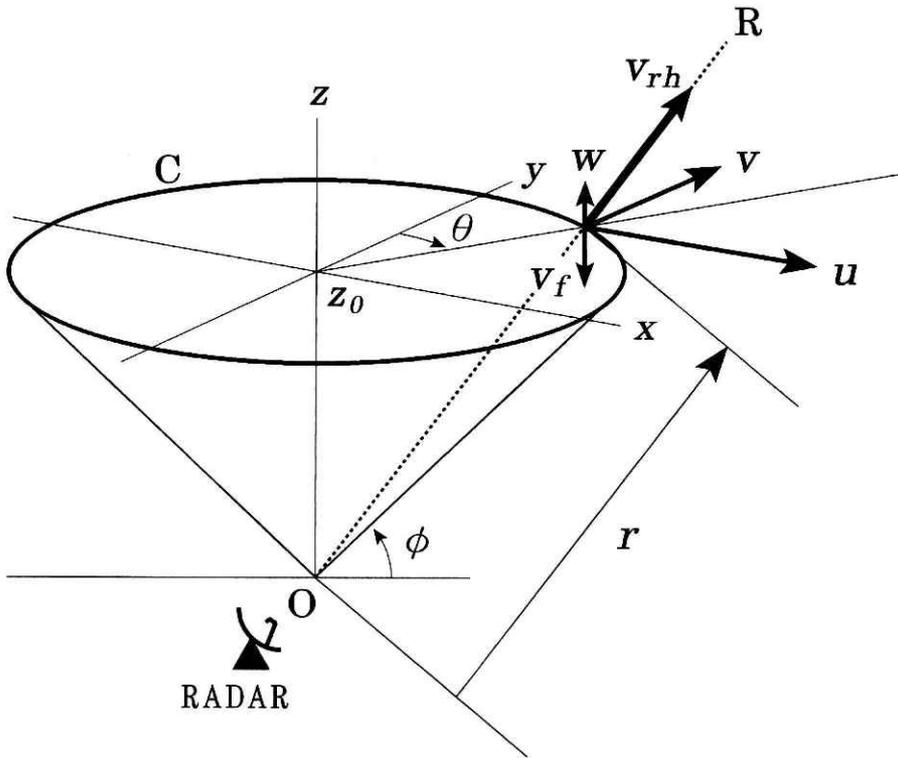


図1 VAD 解析のためのアンテナ走査の模式図。C が走査円である。θ, φ はそれぞれ方位角、仰角を表し、u, v, w, v_f はそれぞれ風速の x 成分、y 成分、z 成分および降水粒子の落下速度を表す。v_{rh} は観測される動径速度である。

Fig. 1 Geometry of the radar scanning for VAD analysis. Velocity values on a circle of C are used for the analysis. v_{rh} is the observed radial velocity. u , v and w are three components of the wind. v_f is the falling velocity of the precipitation particle.

$$\begin{aligned}
 v_{rm} = & w_0 \sin \phi + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) r \cos^2 \phi \\
 & + u_0 \cos \phi \sin \theta + v_0 \cos \phi \cos \theta \\
 & + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial x} \right) r \cos^2 \phi \sin 2\theta - \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u}{\partial x} - \frac{\partial v}{\partial y} \right) r \cos^2 \phi \cos 2\theta \quad (4)
 \end{aligned}$$

u_0, v_0, w_0 は $\mathbf{v}(0, 0, z_0)$ の3成分, $\partial u/\partial x + \partial v/\partial y, \partial u/\partial y + \partial v/\partial x, \partial u/\partial x - \partial v/\partial y$ はそれぞれ(水平面内の)発散, シア-変形, 伸長変形である.

走査円上では r と ϕ とが一定なので, v_r を方位角 θ の関数とみると,

$$v_{rm} = A_1 + A_2 \sin \phi + A_3 \cos \theta + A_4 \sin 2\theta + A_5 \cos 2\theta. \quad (5)$$

(5) 式に走査円上のデータを最小二乗法であてはめて求められた係数と(4)式の係数とを比較すると, u_0, v_0 , シア-変形, 伸長変形が求められる。 w_0 と発散とはこの比較によって分離できないが, 多くの場合(4)式の第1項は第2項に比べて1桁以上小さいため, 第1項を無視して発散の値を求める。この発散から連続の式と $z=0$ における境界条件を用いて鉛直積分を行うことにより w_0 が求められる。

上述の方法で得られた u_0, v_0 , 発散+ w_0 および変形から v_{rm} を計算し, 元データと重ねあわせてプロットすることによって, VAD 解析結果の妥当性を調べることができる。実際の解析では VAD 処理の一部として全走査円についてこの方法で吟味している。図2はその例で, 3章に使用した寒冷前線に伴う内陸の降雪雲のデータについてのものである。使用しているドップラーレーダーの波長が X バンドであるため, 降水のないところではデータが得られない。走査円上で解析に使用できたデータ数は VAD 解析結果の良否に反映する。3章のデータの場合, 使用できたデータ数が250点以上の場合は v_r と v_{rm} がほぼ一致したが, データ数が減少するにつれてずれることが多くなった。3章の解析では風向, 風速しか使用していないので変形量のずれは許容することにし, データ数150点以上の走査円上で線形風速場を求めた。ただし, 風向の大きく変化していた最下層はうまく計算できなかったため除外した。これは現在行っている VAD 解析処理が3次元シア-に弱いためであり, 原理的な問題ではない。これは今後改良する予定である。4章に使用したメソ対流系のデータでは, 走査円上に200点以上のデータが得られるとほとんどずれのない近似曲線が得られたが, データが抜けるときはまとめて抜ける傾向があり, 180点以下では風速にもずれが出る傾向があった。このため, 4章の解析では走査円上に200点以上のデータがある場合にのみ解析するようにした。

水平方向の不均一を小さくするためには仰角は大きい方が良いが, $v_r + w$ の影響を小さくするためには仰角は小さい方が良い。Browning and Wexler (1968) はこの兼ね合いによる適切な仰角について考察し, 降雪の場合は $\phi < 27^\circ$, 降雨の場合は $\phi < 9^\circ$ が良いとしている。

VAD解析による特徴的なメソスケール風速場の抽出—中井

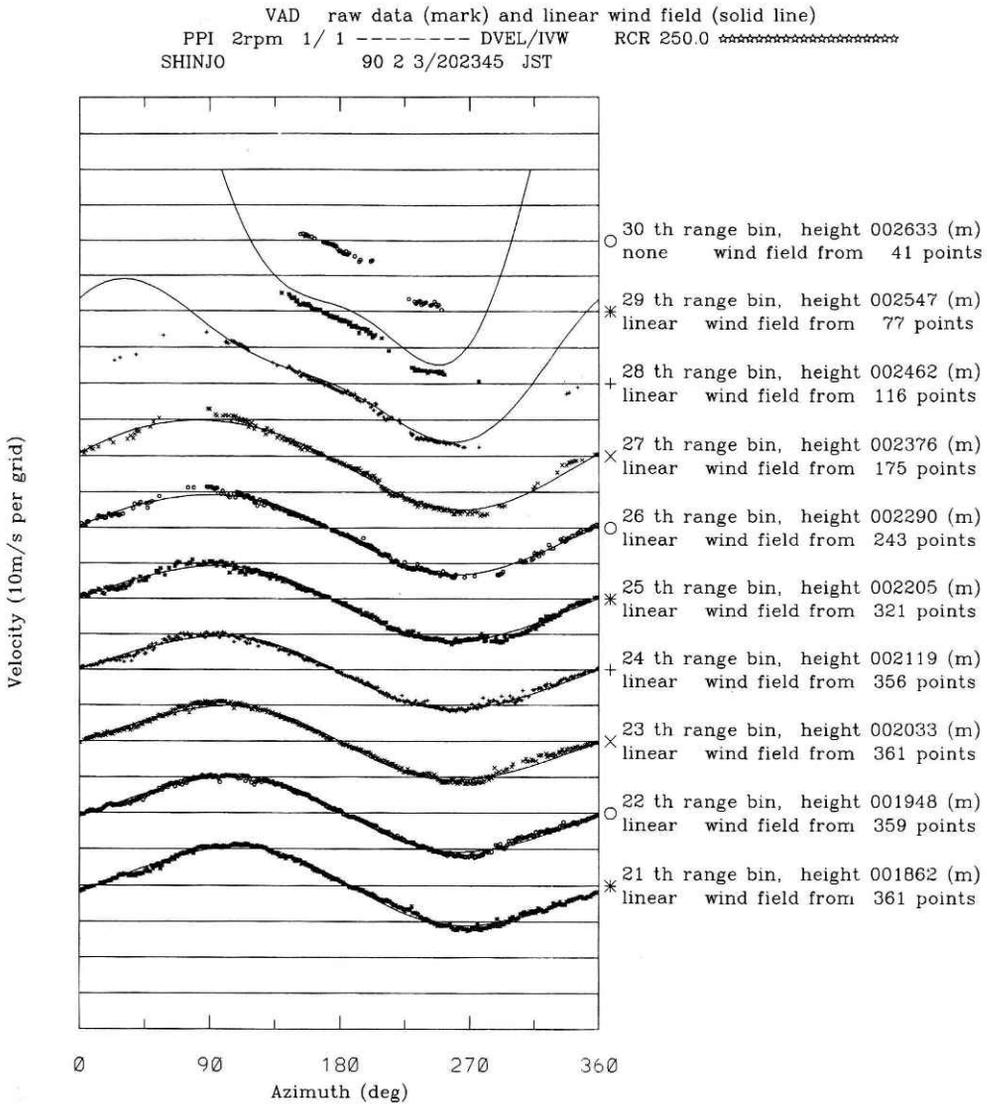


図2 観測値と最小二乗近似値を重ね合わせた VAD プロット。横軸は方位角。縦軸は動径速度で、1 目盛が 10 m/s である。10 高度のデータを縦に 2 目盛つつずらして表す。観測値 v_r をマーク (○, ×, +, ※) で、最小二乗近似値 v_{rm} を実線で示す。走査円の高度と解析に使用できたデータの数を図の右に示す。縦軸上で各高度の 0 m/s の位置は図の右にマークのあるところに対応する。

Fig. 2 The velocity-azimuth display to check the accuracy of the least square approximation graphically. Dots and solid lines indicate v_r and v_{rm} , respectively.

る。本稿の 3 章は降雪の解析であり、 $\phi=20^\circ$ のデータを使用した。4 章は降雨の解析であるが、水平方向の不均一を避けるため $\phi=25.2^\circ$ のデータを使用した。一様な鉛直成分は風速、風向、変形場には影響を与えないので、鉛直成分の変動の少ない層状性降水域の解析はこのような高い仰角でも解析が可能である。実際にこの解析では折り返し補正のミスがなければ $\phi=25.2^\circ$ で十分良い最小二乗近似が得られた。鉛直成分の変動については、 $\phi=90^\circ$ のデータの解析結果から、VAD 解析への影響は無視できると考えられる。発散値は $v_r + w$ の影響を含むため使用しなかった。

3. 寒冷前線の通過に伴う山岳域上空の風の変化

図 3 は 1990 年 2 月 3 日の地上天気図である。09 JST に日本海中央部にあった寒冷前線はその後東北地方を通過し、21 JST には太平洋岸まで移動した。このとき、■で示した観測領域ではドップラーレーダーとレーウィンゾンデゾンデによる内陸の降雪雲の観測が行われていた。ドップラーレーダー観測によると、降雪雲によるまとまった降水が 16 JST から 21 JST にかけてあったほか、弱いエコーがその前後 1 時間以上にわたって観測された。レーウィンゾンデ観測によると、対流混合層の上端は高度約 3.5 km にあり、その上は逆転層となっていた (図 4)。また、降水がないときには高度 2 km 付近にも逆転層が存在した。

このとき仰角 20 度で PPI 走査したデータに VAD 解析を適用した。その結果とレーウィンゾンデ観測 (放球点はドップラーレーダーから北西に 10.3 km の地点) とをほぼ同時刻の風のプロファイルについて比較した。風速では約 3 m/s、風向では約 20 度の差が出ることがあったが、風向、風速とも比較的良く一致していた (図 5)。レーウィンゾンデで得られるのはその軌跡上の値、VAD 解析の結果は走査円上を代表する値であり、両者の値の差は主にこのデータの意味の差違によると考えられる。この点に注意すれば、VAD 解析の結果はレーウィンゾンデ観測値の代わりに使用することができる。

VAD 解析は 2 月 3 日 1424 JST から 2249 JST までのデータについて行った。このデータの時間分解能は高く、5 分または 10 分間隔で風のプロファイルを得ることができた。その結果を風速と風向の時系列にして図 6 に示す。1830 JST から 2000 JST にかけて高度約 2 km 以下に明瞭な風向の不連続 (図 6 下図、および図 6 上図の実線) が認められる。不連続以前の風向は西南西、それ以後は北西の風が卓越し、不連続面前後の風向の変化量は 30 度以上であった。また、風速はこの不連続の前後で約 4 m/s 減少していた。不連続面は最初に高度 2 km 付近に現れた後に約 90 分で高度 0.5 km 以下にまで高度を下げており、これは不連続面が進行方向前側に傾いていたことを表す。また、明瞭な不連続は高度 2 km 以下に限られている。高度 2 km には無降水時に逆転層が存在しており、この不連続はそれ以下の気層の現象であったと考えられる。

不連続面の通過前後で高度 2 km 以下の気温は約 2 度低下しており (図 4)、この不連続は

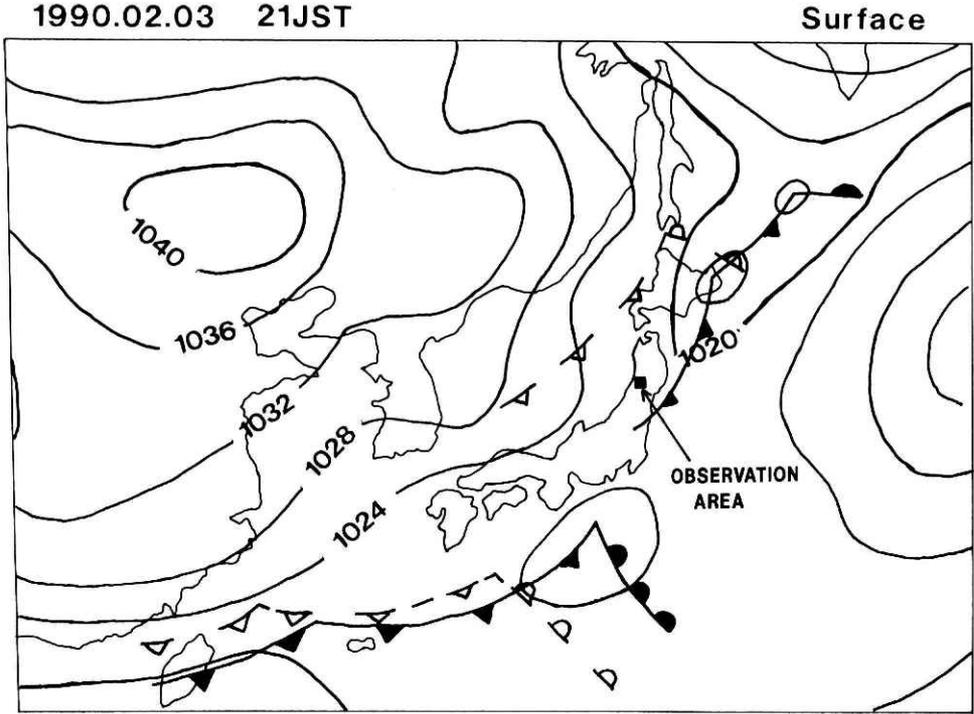


図3 1990年2月3日21JSTの地上天気図。同日09JSTの前線を白抜きと破線で示す。■は観測領域の位置を示す。

Fig. 3 Surface weather map at 21JST, 3 February 1990. Fronts at 09JST, 3 February 1990 are shown by open marks and broken lines. ■ indicates the location of the observation area.

明らかに寒冷前線の通過に伴うものである。寒冷前線の前線面は通常後方に傾いているが、山岳がある場合には下層でのブロッキングのため部分的に前方に傾き (Smith, 1982), 不安定を解消するため対流が起こる。この事例では寒冷前線が高度2 kmの逆転層以下の現象であったと考えられ、相対的に高い山岳の強い影響のため前線面全体が前方に傾いた可能性がある。

風向の不連続が観測された時刻の気温の鉛直分布のデータがないため断定はできないが、図6の不連続面は気温の低下を伴う前線面と考えるには前方への傾きが大きすぎる。また、降雪雲の存在は対流による鉛直混合があったことを意味する。従って、90分にわたって維持されたこの不連続は前線面そのものではなく、単なる風の不連続面であったと考えられる。あるいは、最初は前方に傾いた前線面であったものが、鉛直混合によって気温の不連続が不

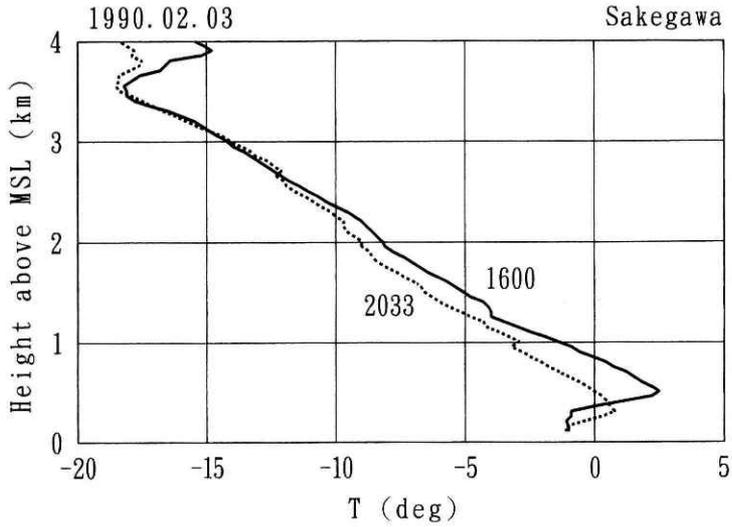


図4 レーウィンゾンデ観測による2月3日1600 JSTと2033 JSTの気温のプロファイル。

Fig. 4 Temperature profiles based on rawinsonde observations.

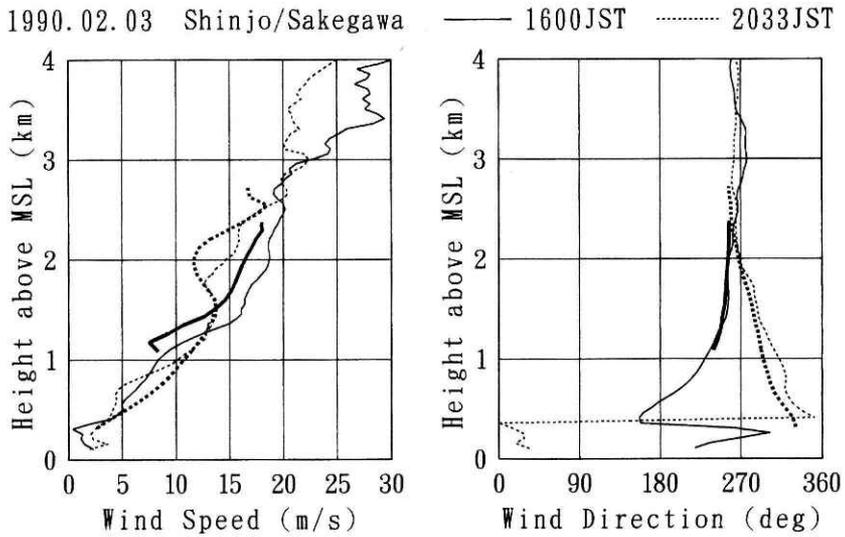


図5 レーウィンゾンデ観測(細線)とVAD解析(太線)との比較。左図：風速，右図：風向。

Fig. 5 Comparison between rawinsonde observations (thin lines) and the results of a VAD analysis (thick lines). Left panel: wind speed. Right panel: wind direction.

VAD解析による特徴的なメソスケール風速場の抽出—中井

明瞭になり、風の不連続のみが残ったとも考えられる。

本章で VAD 解析された風速, 風向は, 個々の降雪雲の移動や気流場の解析に対してバックグラウンドとなるメソスケールの風速場である。これは, 降雪雲の変質過程, 指向高度, 降

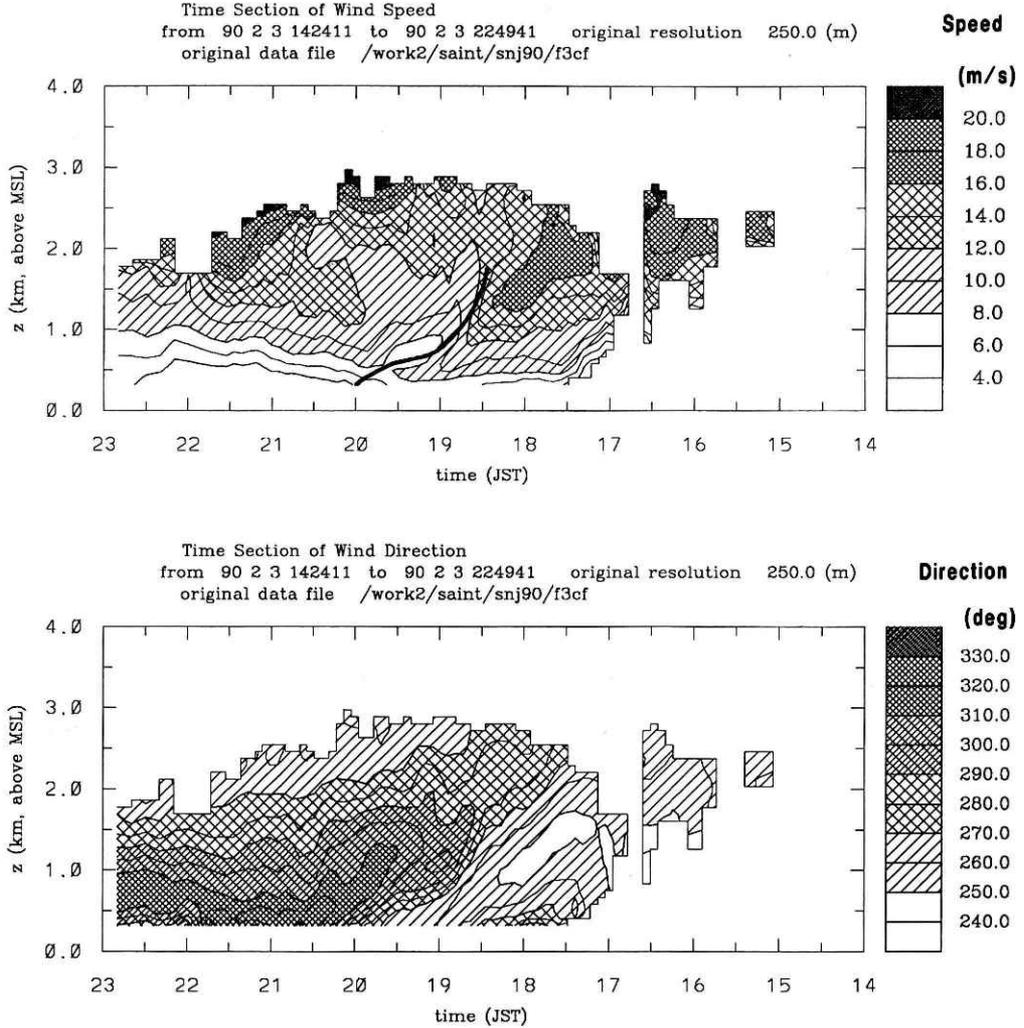


図6 VAD 解析によって求められた2月3日の風速(m/s, 上図)と風向(度, 下図)。横軸は時刻, 縦軸は高度。上図に太線で示したのは下図の風向の不連続の位置である。

Fig. 6 Wind speed (m/s, upper panel) and wind direction (deg, lower panel) on 3 February 1990 obtained from VAD analyses of the radar data. The discontinuity of wind direction in the lower panel is shown schematically by a thick solid line in the upper panel.

雪雲へ気流の出入りを解析するとき重要な情報となるものである。特に、風向の不連続(図 6)は VAD 解析をすることによって初めて明らかになったものであり、単一ドップラーレーダーのデータ解析におけるこのような手法の重要性を示している。

4. 対流性降水の inflow と outflow の解析

積乱雲のような対流性降水雲はその内部に特徴的な気流構造を持つ。一方、対流性降水雲と層状性降水雲が共存する場合、例えば層状域を持つスコールラインでは、気流構造として、層状域を通り対流域へ向かう inflow, その逆の outflow が対流活動と密接な関係があることが明らかになってきている (Houze, 1993)。

1992 年 6 月 10 日に台湾の風下で発生したメソ対流系(赤枝, 1994)の一部を宮古島に置いたドップラーレーダーで観測した。図 7 は 1992 年 6 月 10 日 1851 JST の高度 1 km の反射強度分布である。CR で示した等値線の混んだところが対流域で、幅約 10 km のバンド状であった。対流域はレーダー探知距離外で形成され、移動してきたもので、1 台のドップラーレーダーで観測された限りではその代表的な移動速度は北東に 13.1 m/s であった。対流域はこの後レーダーのごく近くを通過したため、約 4 時間にわたって対流域の前方と後方についてのデータを得ることができた。対流域の前後には弱エコー域があり、その周囲に比較的反射強度の様な層状域が広がっていた。この構造は対流域が観測された時間を通してほぼ維持されていた。

対流域の走向にほぼ垂直な鉛直断面を図 8 に示す。反射強度分布には対流域のエコー (CR), 層状域のプライトバンドを持つエコー ($x' > 40$ km), その間にある弱エコー域 ($31 \text{ km} < x' < 40 \text{ km}$) といった図 7 に対応する構造が見られた。対流域は図 8 では右向きに進んでおり、風速は対流域に相対的な水平風である。対流域に対して下層前方より inflow があり、下層後方には outflow がみられた。対流域内では地上付近に前方からの inflow がみられ、高度 6 km 付近で前後方に outflow がみられた。対流域の前方には高度 5 km 付近で outflow が前方に伸びていたほか、高度 8 km から 12 km にかけても前方へ向かう風が強くなっているところがあった。

この対流域を含む降水システムについて VAD 解析を行い、inflow, outflow を見るため対流域に相対的な風を求めた。解析の時間分解能は約 9 分であるが、そのうちの特徴的なものを対流域のレーダーに対する位置と対照させて図 9 に示す。1830 JST 以前には対流域が遠くにあり、レーダー付近の風に顕著な影響は見られなかった(図 9, 1804 JST)。1830-2010 JST にかけて、高度約 4 km の風向が西から南へと変化した。これは対流域のレーダーに対する位置の変化に対応しており、しかも対流域が接近するにつれて風速も大きくなった(図 9, 1839 JST, 1905 JST, 1957 JST)。これはこの高度に対流域からの outflow があったことを表す。同様に、対流域の前方では高度 1 km 以下に inflow が(1905 JST, 1957 JST)、高度 8 km か

ら 10 km に outflow があり (1957 JST), 対流域の後方では高度 1 km 以下と高度 8 km 付近に outflow (2049 JST, 2115 JST), 高度 4 km から 5 km に inflow (2115 JST) があったことがわかる. 2115 JST に見られた inflow, outflow は 2158 JST までに消滅し, その後の風は 1804 JST の風と同様なものになった.

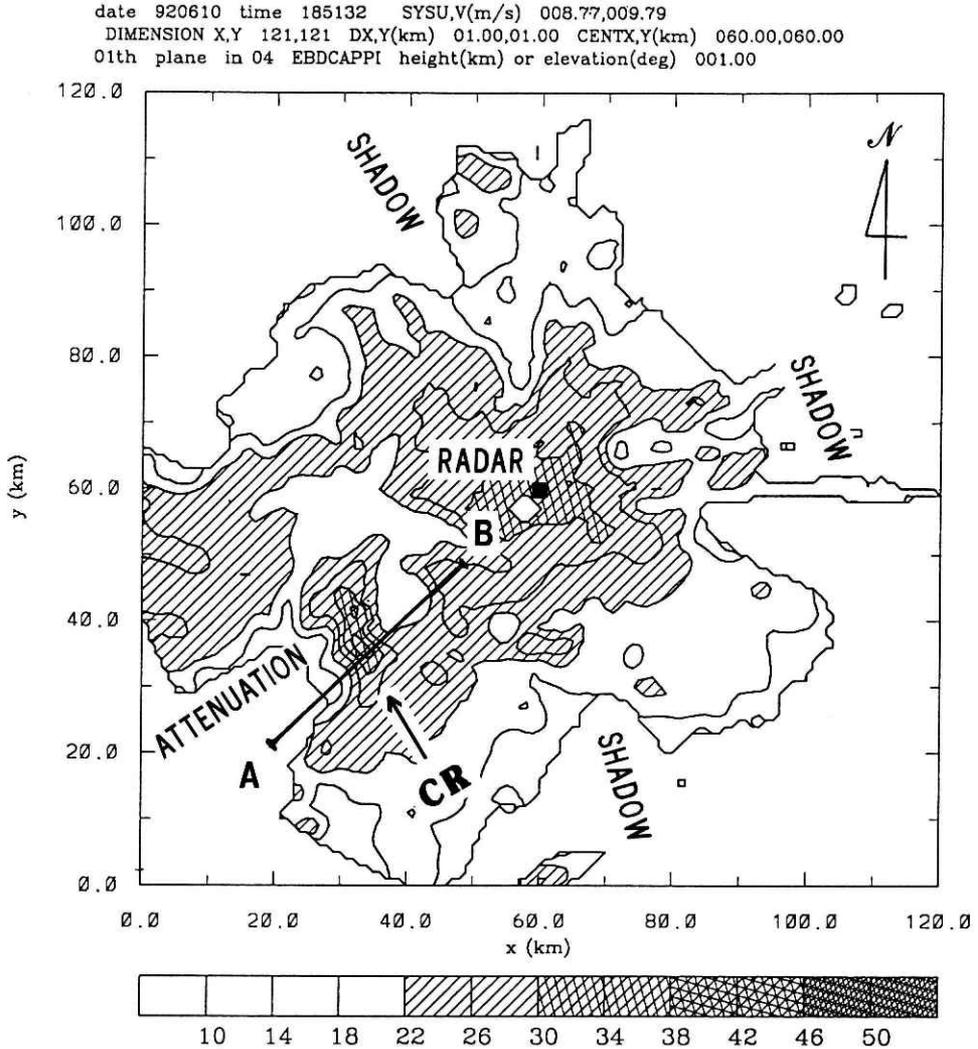


図7 1992年6月10日1851JSTの高度1kmの反射強度分布. x, y はそれぞれ東西, 南北方向の距離で, レーダーの位置は $(x, y) = (60 \text{ km}, 60 \text{ km})$. CRは対流域を示す.

Fig. 7 Reflectivity at the height of 1 km at 1851JST, 10 June 1992. CR indicates the convective region.

RHI RHI 2rpm 1/1 AZ 226.0 HVEL/IVW 250.0 ./myk92/krm2021
 KARIMATA FROM 92 610/184938 TO 92 610/184938 JST
 PT2(hvel) RMN H3 USED 1 DATA

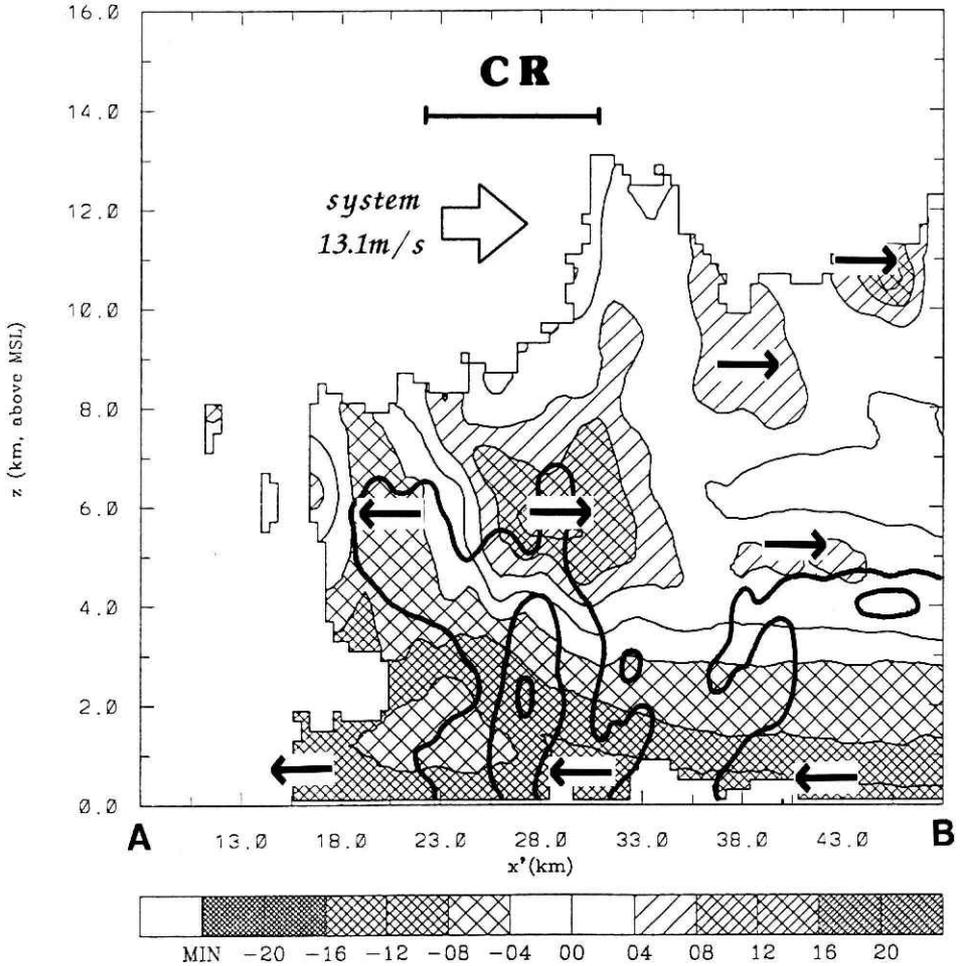


図8 図7のABに沿った鉛直断面. ただし, 1849 JST. 反射強度は 22, 30, 38 dBZe を太線で表し, 対流域に相対的な水平風(右向き正)を図の下の凡例に従って細線とハッチングで示す. CRは対流域を示す. 黒矢印は対流域に対する inflow, outflow の方向, 白抜き矢印は対流域の移動方向を表す.

Fig. 8 Vertical cross section at 1849JST along the line AB shown in Fig. 7. Reflectivity is shown by thick lines at 22, 30 and 38dBZe. Horizontal wind component in the direction of the plane relative to the convective region (CR) is shown according to the legend below the panel.

VAD解析による特徴的なメソスケール風速場の抽出—中井

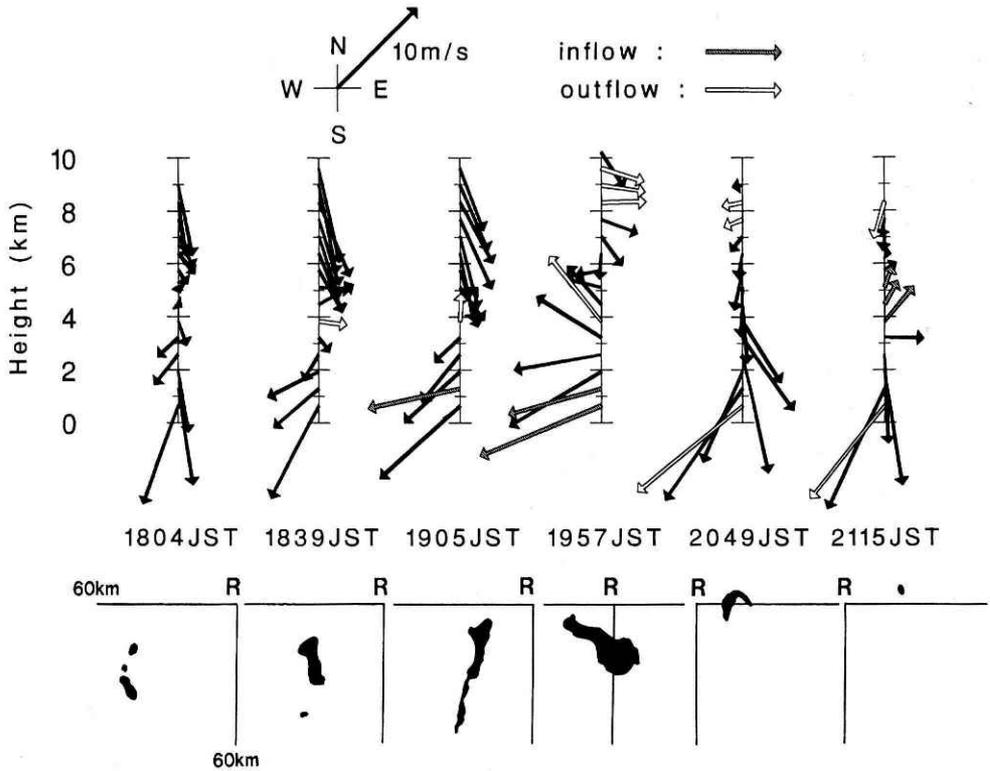


図9 上図：VAD法によって求めた対流域に相対的な風の高度分布。斜線はinflow, 白抜きはoutflowを表す。下図：対流域の位置。レーダーをRで表す。上が北。

Fig. 9 Upper panel: Wind profile relative to the convective region obtained from a VAD analysis. Hatched and white arrows indicate inflow and outflow, respectively. Lower panel: The locations of the convective region. The radar is indicated by R.

対流域では下層前方からのinflowが上昇流となり、高度6km以上で前後方へのoutflowとなっていたこと、対流性降水に伴う下降流が後方下層でoutflowとなっていたことがこれまでの解析から示唆されている。この対流域は良く知られたスコールラインとは構造が異なり、その前後両側に弱エコー域と層状域を持っていたことが特徴である。inflow, outflowも対流域の両側に見られ、対流域の通過前後にそれぞれ2時間近く続いていたことがVAD解析によって示された。これは、この対流域を中心として前後それぞれ約50kmに及ぶメソスケールの循環があったことを示す。

この事例については2台のドップラーレーダーによるデュアル観測も行われた。しかし、デュアル解析によって詳細な風速場が得られる領域は単一ドップラーレーダーの観測範囲に

比べて限られている。上述のように、細かい変動を除いた風速場の特徴を見ることによって、メソ降水系の広い範囲に及ぶ循環を抽出することができるのも VAD 法の利点であり、このような解析手法はデュアル解析を行う場合にも必要と考えられる。

5. まとめ

VAD 解析の適用方法と有効性について、長時間連続観測して得られた降水雲のデータに対する適用例を示して検討した。

3章では寒冷前線に伴う風向の不連続が明瞭に解析された。これは VAD 解析によって初めて明らかになったものである。このときのドップラーレーダー観測の本来の目的は山岳地形上の降雪雲の振る舞いを調べることであったが、VAD 解析によってそのバックグラウンドとなるメソスケールの風速場の変化が明らかになった。また、4章ではメソ対流系の層状域の風が対流域への inflow, 対流域からの outflow によって対流域から 50 km 先まで変化していたことを VAD 解析によって示した。デュアル解析によって詳細な気流構造の得られる領域は限られており、対流域が層状域に影響を与える範囲が示されたことにより降水システムの全体的概念モデルを得るための大きな手掛かりが得られた。これらの事例はいずれも対流を含むものであったが、適切な仰角の選択と計算結果のチェックを行うことにより、信頼性のある解析結果を得ることができた。

VAD 解析は原理が比較的単純で汎用性も高い。ただし、走査円上のデータを多変量回帰解析して平均的な風速場の特徴を抽出するため、データの空間分解能を活かすことはできない。解析の結果得られるものは走査時間間隔（現在のドップラーレーダーで3次元走査を含む場合5分から15分程度）の風速、風向等の鉛直プロファイルであり、これによって表現されるものは降水雲そのものの気流構造ではなく、そのバックグラウンドの気流場、あるいは降水雲の集団のメソスケールの気流構造である。これらは降水雲内部の気流場の詳細な解析をする際に有用な情報となるものである。デュアル解析を含めて、多くのドップラーレーダーデータの解析において、VAD 解析を併用することは降水雲の気流場の解明のため効果的であると考えられる。

謝 辞

VAD 解析については東京大学海洋研究所の坪木和久氏にお世話になりました。また、解析全般について気象研究所物理気象研究部の山田芳則氏、ならびに榊原均室長はじめ気象研究所台風研究部第3研究室の方々にお世話になりました。記して謝意を表します。データ処理には主に防災科学技術研究所の ACOS 830 を使用しました。この研究は防災科学技術研究所経常研究「山岳地形上の降雪と気流に関する解析的研究」によるものであり、科学技術振興調整費「降積雪対策技術の高度化に関する研究」および海洋開発及地球科学技術調査研究促

進費「アジアモンスーン機構に関する研究」によるデータを使用しました。

参考文献

- 1) 赤枝健治 (1994) : 孤立した地形の風下で発生する長寿命対流雲群について. 日本気象学会講演予稿集, No. 65, D212.
- 2) Browning, K. A. and Wexler, R. (1968) : The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 7, 105~113.
- 3) Doviak, R. J. and Zrnić, D. S. (1993) : Doppler radar and weather observations, Second Ed. Academic Press.
- 4) Houze, R. A., Jr. (1993) : Cloud Dynamics. Academic Press.
- 5) 石原正仁 (1991) : 1台のドップラーレーダーによる大気下層の水平発散の検出 — 1台と2台の観測結果の比較をもとにした検討—. *天気*, 38, 157~167.
- 6) Lhermitte, R.M. and Atlas, D. (1961) : Precipitation motion by pulse Doppler. *Proceeding, 9th Weather Radar Conference, Amer. Meteor. Soc., Boston*, 218~223.
- 7) 真木雅之・中井専入・八木鶴平・中村秀臣 (1992) : 吹雪のドップラーレーダー観測 : Lモード降雪雲のケース. *天気*, 39, 551~563.
- 8) 中井専入・遠藤辰雄 (1992) : 山岳地形の影響を受けた冬期のレーダーエコーの形態と気流 — 寒冷前線の通過に伴う降水の事例—. *防災科学技術研究所研究報告*, No. 50, 1~23.
- 9) Smith, R. B. (1982) : A differential advection model of orographic rain. *Mon. Wea. Rev.*, 110, 306~309.
- 10) Waldteufel, P. and Corbin, H. (1979) : On the analysis of single-Doppler radar data. *J. Appl. Meteor.*, 18, 532~542.
- 11) Xu, M. and Gal-Chen, T. (1993) : A study of the convective boundary-layer dynamics using single Doppler radar measurements. *J. Atmos. Sci.*, 50, 3641~3662.

(原稿受理 : 1995年1月4日)