

1台のドップラレーダーによる 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—

石原正仁**

要 旨

2台のドップラレーダーの観測で得られた風を真値として、1台のドップラレーダーで観測できるドップラ速度の動径方向の傾度(動径シャー)が実際の水平発散をどの程度再現し得るかを二つの事例について検討した。積乱雲の雲底近くの複雑な流れの場においては、水平発散の全体的なパターンは動径シャーによって一応再現できたが、定量的には動径シャーの誤差はかなり大きかった。一方、流れの2次元性が高いメソ降雨帯の下層では動径シャーは実際の水平発散場をよく再現していた。動径シャーの水平発散の再現度は、観測対象の持つ流れの形状とレーダーと観測対象との位置関係に大きく依存する。この二つの例は動径シャーのみから水平発散についての均質な情報を得ることが困難であることを示している。ただし、流れの2次元性が高い現象においては取扱いに注意すれば動径シャーは有効な情報を与える。

1. はじめに

気象ドップラレーダーは1960年代に開発され、主に雲物理を中心とした研究分野で使われてきた(Lhermitte, 1966; 小平, 立平, 1972)。1970年代にはパルスペア方式と呼ばれる高速信号処理技術の開発(Rummler, 1968; 青柳, 1986)によって、気象観測へ幅広く応用されるようになった。1980年代に入ると研究用測器としては確立され、積乱雲の観測などに盛んに使われている(Ray *et al.*, 1981)。さらに米国ではドップラレーダーを現業気象観測に導入するための開発が始まった(Serafin, 1987)。

ドップラレーダーは、風とともに運動している降水粒子からの電磁波の後方散乱に含まれる位相情報を検出して大気の流れを測定する。ドップラレーダーが検出

しうる量は降水粒子の速度ベクトルのレーダービームに沿う成分、いわゆるドップラ速度であり、これは速度ベクトルの3成分のうちの1成分でしかない。このためドップラレーダーによって大気の流れを測定するためには様々な工夫が必要である。

降水雲内の大気の流れの3次元構造を測定するためには、2台ないしそれ以上の台数のドップラレーダーによる同期観測が最も優れた方法である(Armijo, 1969; 石原ら, 1987; 田畑ら, 1989)。しかしこの方法には観測領域が狭いこと、解析に時間がかかりリアルタイムのデータ処理が困難である、等の短所がある。一方、1台のドップラレーダーを使うことは使用法に制限があるにしても、リアルタイムの処理が可能であるし経費の面でも有利である。このため将来これが実用化され業務に使われる場合には単独のドップラレーダーを使った方式が採用される可能性が高い。事実米国では、NEXRAD(次世代気象レーダー)やTDWR(航空気象ドップラレーダー)としてドップラレーダーが単独に使われる(Serafin, 1987)。

この論文は、大気下層の流れ中の収束・発散域を1台のドップラレーダーを用いて検出する手法を検討しそ

* Detection of horizontal divergence in the flow of the lower troposphere by using single Doppler radar—Examination with data obtained by one and two Doppler radars—

** Masahito Ishihara, 気象研究所。

—1990年7月13日受領—

—1990年11月28日受理—

の有用性を議論する。大気下層の水平発散*は活発な降水をとまなり対流スケール～メソスケールの気象現象(例えば積乱雲、前線付近の豪雨、クラウドクラスター等)の発生、発達、消滅を支配するひとつの大きな要因である水平発散を知ることは現象の内部構造の理解を促進し、現象の発達・消滅、移動などの予測を行う上で有効な情報となるであろう。さらに近年、航空機の離着陸時の事故の原因のひとつとして、対流性降水雲の雲底下に現れる強い水平発散流であるマイクロバーストが注目され、その検出にドップラーレーダーが有望視されている(Fujita, 1985, 1986)。ここではこのような大気下層の水平発散の検出に1台のドップラーレーダーがどの程度使えるのかを検討し、ドップラーレーダーの研究観測における高度利用や将来の実用化に向けての検討材料を提供する。

第2節では1台のドップラーレーダーによる風の測定法のまとめと今回検討を行う方法について述べる。第3節ではこの方法を実際の観測結果に適用する。このとき、2台のドップラーレーダーによって得られた風の分布を真値として1台の場合と比較する。第4節でこの方法の有用性について議論する。

2. 観測方法

2.1 1台のドップラーレーダーによる風の測定法

1台のドップラーレーダーによって大気の流れを知る方法はおおまかに次の3つに分類される。

① ドップラー速度のパターンから流れの場を判断する方法：低仰角のPPI走査によって得られたドップラー速度のパターンから大きな発散や渦度などがある領域を見出す方法であり、Wood and Brown(1986)は様々な流れを想定しその中出现するドップラー速度のパターンを分類した。この方法はトルネード(大型の竜巻)をとまなりような大規模積乱雲中に見出される“メソサイクロン”と呼ばれる渦などを検出する際には有効である。しかし、パターンフィッティングを人間の力で行うと多大な労力を要するし、電子計算機のパターン認識の能力は未だ不十分であるので、この方式の適用範囲には限界がある。

② ドップラー速度から水平風を直接算出する方法：ある領域において流れが一様あるいは直線的に変化すると仮定して水平風を求める方法である。360°のPPI走査のデータを用いるBrowning and Wexler(1968)の

VAD (Velocity Azimuth Display) 方式や、局所空間の3次元データを用いるWaldteufel and Corbin(1979)のVVP (Volume Velocity Processing) 方式が代表的なものである。これらの方式は水平風が直接測定できる点で魅力的である。しかしこの方法では、測定領域を広げるとデータの数が増加し測定精度は向上するが、その中で風の均一性の仮定が成り立たなくなる。したがって測定精度は測定領域の大きさとデータの数に大きく依存し、さらに風が急変する領域では精度良く水平風を求められない、等の問題が残されている。

③ ドップラー速度の変化量に注目する方法：一般にドップラー速度は極座標上に得られる。そこでドップラー速度の動径方向(レーダービームに沿う方向)や接線方向(レーダービームと直交する方向)の変化量に着目し、特異な流れが存在する領域を見出そうとする方法である。Zrnić *et al.* (1985)はドップラー速度の接線方向の傾度から前述のメソサイクロンの検出アルゴリズムを作った。Uyeda and Zrnić(1986)はドップラー速度の動径方向の傾度から積乱雲周辺の突風前線(ガストフロント)を自動的に検出するアルゴリズムを考案した。

2.2 ドップラー速度から水平発散を見積もる方法

今回検討する方法は2.1節で述べた③の方式と基本的に同じである。アンテナ仰角が0°に近い場合、2次元極座標上においては水平発散 D は次のように表現される。

$$D = \mathbf{r} \cdot \mathbf{V} = \frac{1}{r} \frac{\partial}{\partial r} (rV_r) + \frac{1}{r} \frac{\partial V_\theta}{\partial \theta} \quad (1)$$

$$\langle a \rangle \quad \langle b \rangle$$

ここで \mathbf{V} は風ベクトル、 r は原点からの動径方向への距離、 θ は方位角、 V_r は風の動径成分、 V_θ は接線成分である。ドップラーレーダーが座標の原点にあれば V_r はドップラー速度そのものである。 D に関しては V_r から(1)式のa項は求められる。しかし、1台のドップラーレーダーでは V_θ は測定できないのでb項は求められない。したがって、ドップラー速度から D を正しく見積もることができるのはb項の D への寄与が小さいときである。このことから、ドップラー速度の変化量だけを使って水平発散の検出を行うには事前に十分な検討が必要となる。

2.3 解析方法

二つの解析方法が考えられる。ひとつはまず流れの場のモデルを人為的に与え、それに対応するドップラー速度と流れのモデルから求めた D を比較する「シミュレート方式」である。この方式は鈴木ら(1988)、横山ら(1989)が用いて検討を行っており、様々なケースについ

* ここで言う水平発散は水平収束も含む。

て検証実験ができることが利点であるが、与えるモデルが必ずしも現実的でない場合がある。もうひとつの方法は、2台のドップラーレーダーによって実際に観測された流れの場と、1台で測定したドップラー速度のデータを用いる「実測データ」方式である。この場合、データの制約から多様な事例について実験することはむずかしいが、種々の乱れや誤差が含まれる実測データを使用するため、実用化を目指したアルゴリズムの開発を行う上では不可欠な方式である。

今回はこの「実測データ」方式を採用する。1台のドップラーレーダーのドップラー速度を用いて(1)式a項によって見積られた D を、2台のドップラーレーダーによって測定した実測風から求めた D と比較し、1台のドップラーレーダーによる見積りの有用性と限界を検討する。以後(1)式のa項を「動径シャー」と呼ぶ。

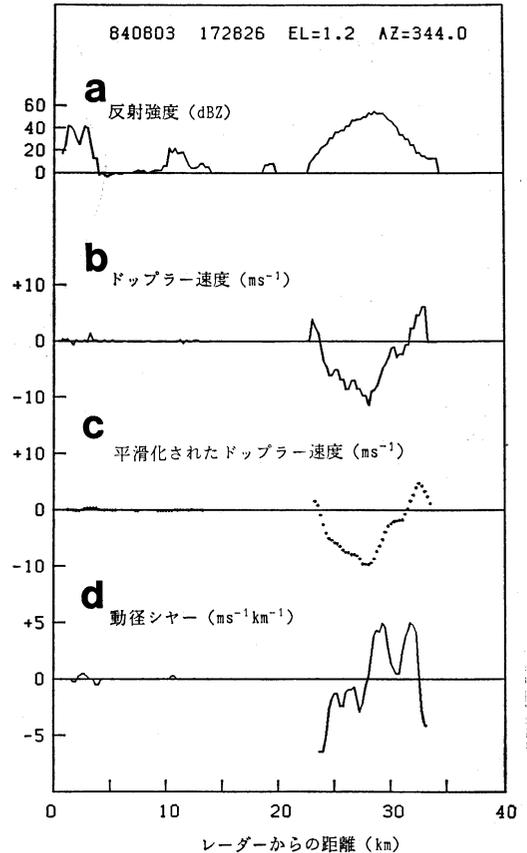
今回用いたドップラーレーダーのデータは距離分解能は250m、方位分解能は 1.0° ないし 1.4° である。第1図は動径方向に得られた実測データの例である。ドップラー速度は接線方向にはあらかじめ平均化されているが動径方向には平均化されておらず、動径方向にかなりの変動があるのが一般的である(第1図b)。したがって事前に動径方向に5点移動平均を施し短波長のノイズを除去する(第1図c)。第1図dは平滑化されたドップラー速度から求めた動径シャーである。動径シャーの正の値は動径方向に発散が、負の値は動径方向に収束が存在することを表している。

2台のドップラーレーダーのデータを使う場合、流れの水平・鉛直成分はドップラー速度を表す2つの式と連続の式を組み合わせ緩和法で計算される。詳しくは石原ら(1987)に述べられている。今回は水平風とそれから得られる水平発散は0.5kmまたは1.0km間隔の直角格子に計算される。1台のドップラーレーダーのデータから極座標上で計算される動径シャーも最終的には水平風と同じ格子に内挿される。内挿の際には格子間隔の2倍の半径を持つ影響円を用いる。ただし、水平風と水平発散は等高度面(今回は高度1.0km)上に計算されるが、動径シャーはPPI走査から得られる生のデータを用いて計算されるので一定仰角面上(今回は $1.1^\circ \sim 1.2^\circ$)に求められる。

3. 結果

ここでは1984年夏の関東平野の積乱雲と1988年の九州の梅雨期間に発生したメソ降雨帯を実測データとして用いた。

1991年3月



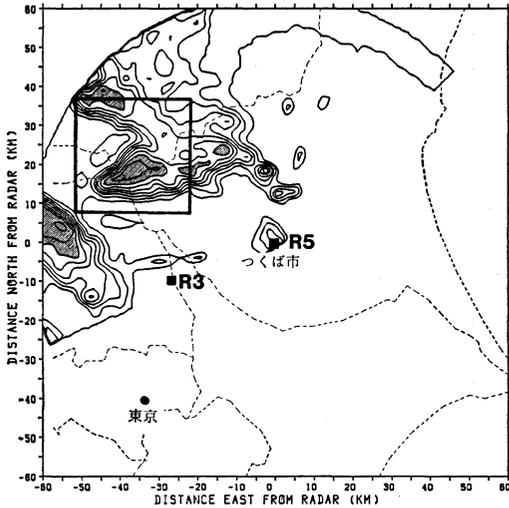
第1図 気象研究所3cmドップラーレーダーで測定された積乱雲雲底付近の反射強度(a)、ドップラー速度(b)、平滑化されたドップラー速度(c)、動径シャー(d)。1984年8月3日17時28分、仰角 1.2° 、方位角 344° 。ドップラー速度の正は遠く成分を、負は近づく成分を表す。

3.1 1984年の積乱雲

この積乱雲は1984年8月3日に栃木県南部に発生した多細胞(マルチセル)型の対流雲である。第2図はこの積乱雲の概観である。気象研究所の3cm波と5cm波のレーダーはそれぞれR3とR5で示される位置にある。図中の四角形の領域において積乱雲の雲底近くの流れを解析した。1台のレーダーデータとしては3cmレーダーのものを用いた。

3.1.1 2台のドップラーレーダーによる結果

第3図は17時28分における積乱雲の高度1kmにおける反射強度と2台のドップラーレーダーで測定された水



第2図 1984年8月3日、栃木県南部に発生した積乱雲のレーダー反射強度分布。気象研究所5 cm レーダーによる観測結果。等値線は10 dBZ から5 dB 毎。斜線部は40 dBZ以上の領域を表す。四角形は図3の領域を示す。R3は気象研究所3 cm ドップラーレーダー、R5は同5 cm ドップラーレーダーの位置を表す。

平風(a)、発散(b)、鉛直流(c)、および3 cm ドップラーレーダーで測定したドップラー速度(d)、その動径シアー(e)、発散と動径シアーの差(f)、である。ただし、水平風は観測された風から測定領域での平均風(図の左下に示されている)を差し引いてある。このような表示は収束・発散を見出す場合、生の風よりも有効なことが多い。

第3図aとbによると、45 dBZ以上の降水セル(A)の北端($x=-8, y=+29$)を中心にして西～南の方向に広がる発散流(B)が見られる。この発散流が最も注目すべき流れである。この時刻前後の観測結果との比較からこの降水セルは成熟期のセルであることが分かっており、この発散流はセル内の下降流(第3図cのD)が水平方向に発散してできた流れである。下降流Dは最大 5 ms^{-1} 程度であり、下降域の中心は発散域Cの中心と一致している。第3図bによると発散の最大は $6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ に達しており、 $1 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 以上の発散域CはセルAの北半分の $8 \text{ km} \times 7 \text{ km}$ の領域を占めている。

この発散域の南西には北西～南東の走向を持った幅の狭い収束域(E, G)と発散域(F)が交互に並んでいる。

収束域Eは発散域Cから出た発散流の先端であり、ガストフロントと考えられる。収束域Hは積乱雲の南から(平均流を差し引かない場合は南東から)積乱雲に流れ込んでいる周辺の暖湿流と、発散流Cとが収束している領域である。

3.1.2 1台のドップラーレーダーによる結果

第3図dはドップラー速度の分布である。セルAの北西の縁に沿って正負の速度領域が接していて、定性的にもこの付近に発散域があることがわかる。積乱雲の南東端($x=-4, y=+22$ 付近)には正の速度領域があるが、ここは積乱雲に入り込んでいる周囲の暖湿流の一部である。

第3図eは(1)式a項で表される動径シアーの分布を表している。動径シアーの正、負の値はそれぞれ動径方向に発散、収束があることを示している。ここではこれらをそれぞれ「動径発散」、「動径収束」と呼ぶ。動径発散域IはセルAを囲むほぼ40 dBZの反射強度の等値線に囲まれた広い領域に現れており、動径収束域はその南に広がっている。動径発散域Iでのピークは $4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ 程度である。

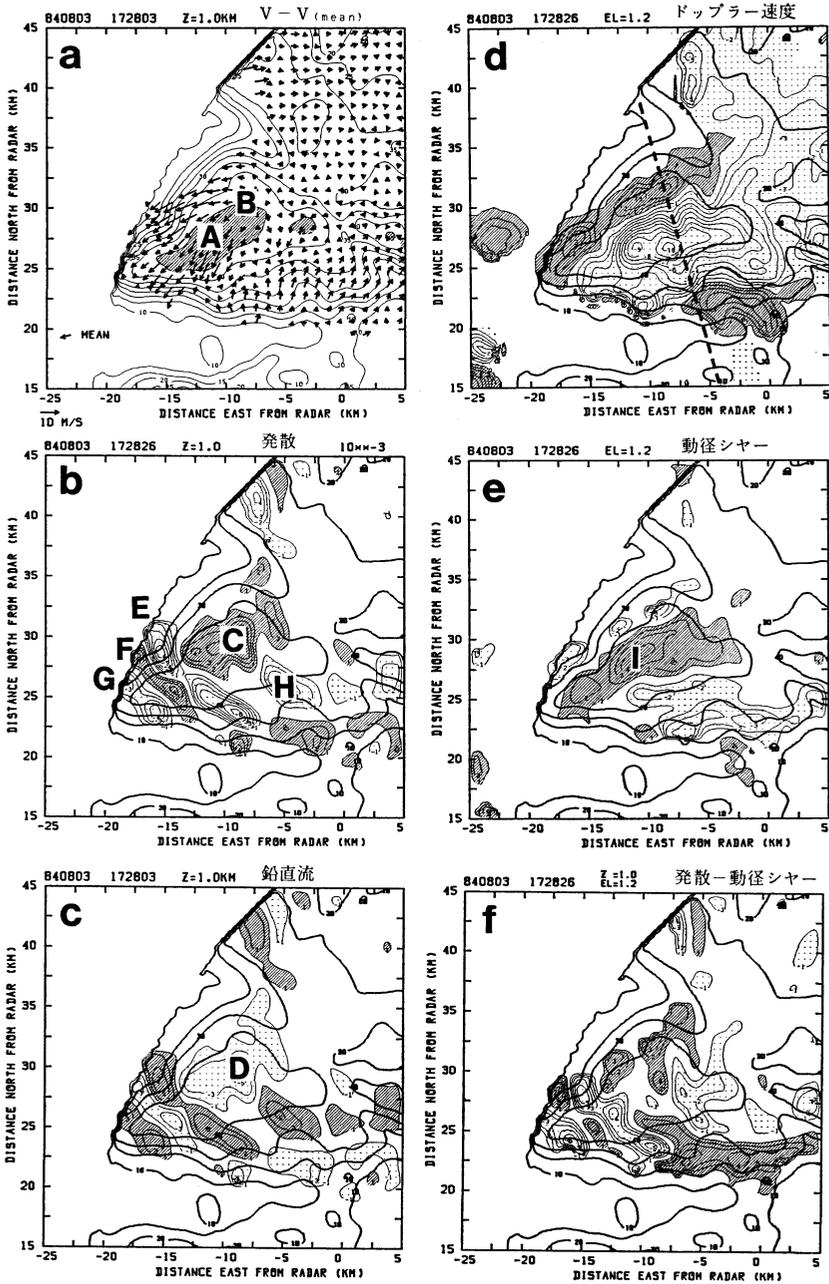
3.1.3 比較検討

2台のドップラーレーダーから求めた風の発散(第3図b)と動径シアー(第3図e)の分布の差異を検討する。全体的なパターン、つまりセルAを中心として顕著な発散域がありその西側と南側に収束域があるというパターンは両者に共通である。しかし細部についてはかなりの相違が見られる。それらをまとめると次のようになる。

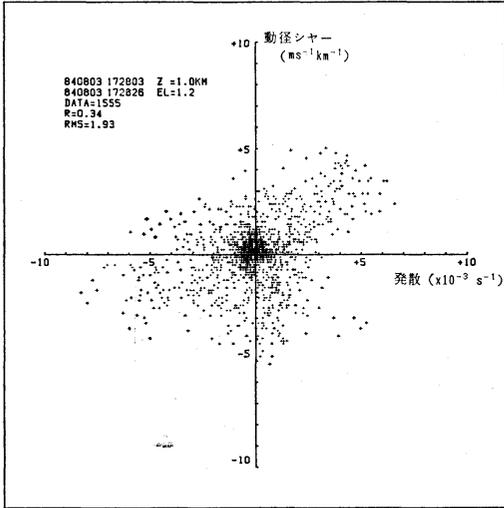
- ① 発散域Cは動径シアー分布にも動径発散域Iとして表現されているがその面積は過大評価されている。
- ② そこでの動径発散量のピークは実際の発散量より3割程度小さく見積もられており、ピークの位置は一致しないところもある。
- ③ ガストフロント周辺の収束域E, Gと発散域Fは動径シアーではほとんど表現されていない。
- ④ 収束域Hに対応する動径収束域では収束量は過小評価、面積は過大評価されていて、発散域Cと同じ傾向がみられる。

第3図fは第3図bの発散量から第3図eの動径シアーを差し引いた値であり、動径シアーの真の発散からの誤差を表わしている。これによると、動径シアーの誤差は $+6 \sim -6 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ の範囲に及んでいる。定性的なパターンには一致点があっても定量的に見ると動径シアーの誤差はかなり大きいと言える。

第4図は第3図bと第3図eで示された格子点上の発



第3図 1984年8月3日17時28分における栃木県南部の積乱雲の高度1kmにおける諸量。(a)ドップラーレーダーで測定された水平風(ただし、領域平均風を差し引いてある)、(b)発散(等値線の間隔は $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、 $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以上の発散域を斜線で、 $-1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以下の収束域を点描で示す)、(c)鉛直流(等値線の間隔は 2ms^{-1} 、 1ms^{-1} 以上の上昇域を斜線で、 -1ms^{-1} 以下の下降域を点描で示す)。さらに仰角 1.2° の3cmドップラーレーダーで観測された、(d)ドップラー速度(等値線は 1ms^{-1} 間隔。正領域を斜線、負領域を点描で示す)、(e)動径シヤー(等値線は(b)と同じ)、(f)発散と動径シヤーの差(等値線の間隔は $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 、 $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以上を斜線で、 $-1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以下を点描で示す)。すべての図には反射強度の等値線が重ねて描かれており、(a)では実線で10dBZから5dB毎で45dBZ以上に斜線、(b)~(f)では太実線で10dBZから10dB毎、(d)の中の破線は第1図のレーダービームの位置を示す。図の横軸、縦軸は3cmドップラーレーダーからの距離を表す。



第4図 2台のドップラーレーダーで測定された発散と1台のドップラーレーダーで測定された動径シヤーの散布図。1984年8月3日の積乱雲のケース。

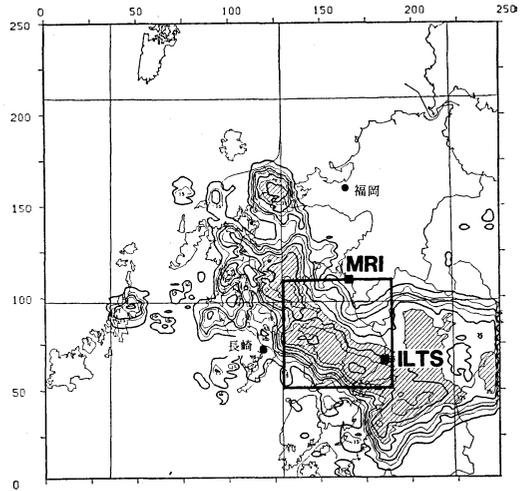
散と動径シヤーの散布図である。このときの両者の相関係数は0.34、誤差の標準偏差は $1.9 \times 10^{-3} s^{-1}$ であり、2つの値の分布にはかなり大きなばらつきがある。発散量の絶対値が $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ 以下の点は実用上問題とならないと考えられるのでこれを除いてみると相関係数は0.45に増加するが、分布の様子に大きな変化はない。

3.2 梅雨期間中のメソ降雨帯

第5図は1988年7月17日九州北部に発生したクラウドクラスター内部のメソ降雨帯のレーダーエコーである。この降雨帯は200 kmの長さで5時間の寿命を持ち、九州北部から中部に向かってゆっくり南下した。当時、九州を中心として集中豪雨の共同観測が行われていた(浅井, 1990)。この観測に参加した気象研究所と北海道大学低温科学研究所の2台の3 cm ドップラーレーダーは共同観測を行い、この降雨帯内の風の3次元分布を測定した(石原ら, 1989)。今回は第5図の中の四角形の領域において1.0 kmの格子間隔を用いて解析を行った。1台のドップラーレーダーとしては気象研究所のものを用いた。

3.2.1 2台のドップラーレーダーによる結果

第6図aによるとメソ降雨帯は北西—南東の走向を持っている。降雨帯内の中心付近の強雨域(ここでは反射強度が30 dBZ以上の斜線域と定義する)から南に向か



第5図 1988年7月17日19時00分におけるメソ降雨帯の福岡レーダーのエコー分布。等値線は10 dBZ から 5 dB 毎。斜線部は30 dBZ以上の領域。四角形は図6の領域。MRIは気象研究所3 cm ドップラーレーダーを、ILTSは北海道大学低温科学研究所3 cm ドップラーレーダーの位置を示す。

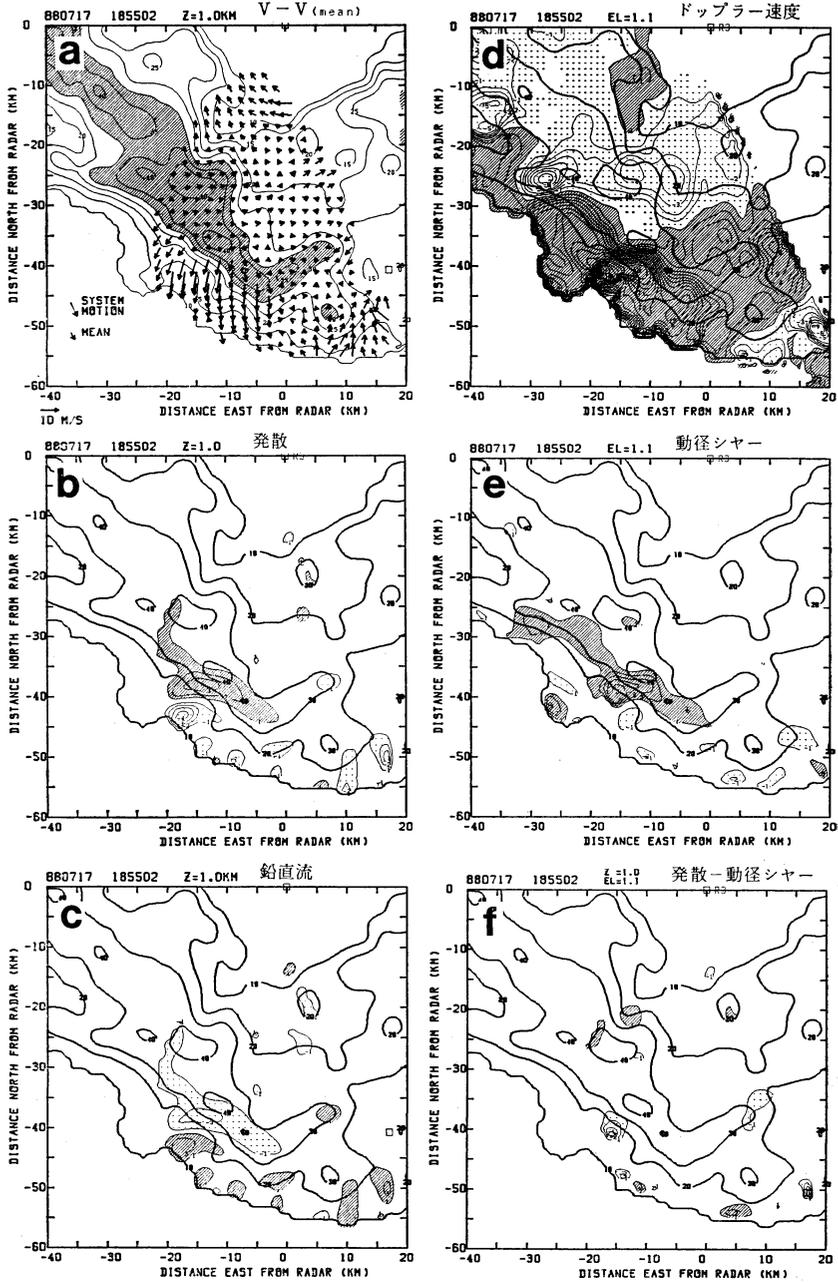
って流れが加速され風が発散している様子が明瞭に読み取れる。この発散流は強雨域内の下降流(第6図cの点描域)がもたらした冷気塊であり、ここでの地上気温は降雨帯の周辺の気温より $3 \sim 4^{\circ}C$ 低い。流れから発散を求めると強雨域に沿って $1 \times 10^{-3} s^{-1}$ 以上の帯状の発散域があり(第6図bの斜線部)、発散量の最大値は $3 \times 10^{-3} s^{-1}$ である。この発散域のさらに南のレーダーエコーの縁付近には小規模な収束域がいくつか見られる。

3.2.2 1台のドップラーレーダーによる結果

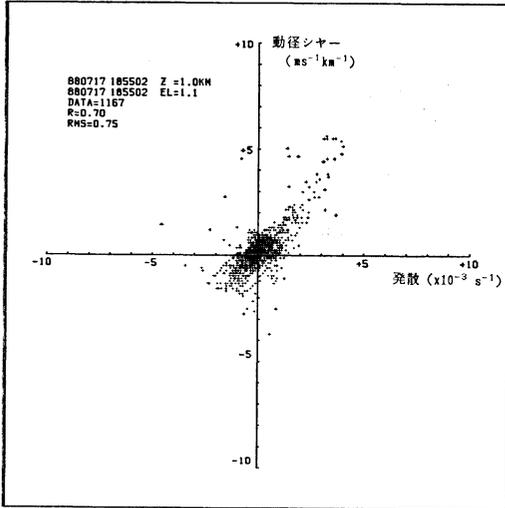
第6図dはドップラー速度の分布である。ほぼ強雨域を境にして北側に負、南側に正のドップラー速度域が分布しており、一見して強雨域付近に発散場があることが分かる。動径シヤー(第6図e)を見ると、強雨域の南縁に沿って帯状に動径発散域が分布している。ここでの動径発散の最大値は $5 \times 10^{-3} s^{-1}$ である。この他にはまとまった発散・収束域はない。

3.3.2 比較検討

第6図bとeを比較すると、強雨域の南縁の発散のパターンは動径シヤー分布によく再現されている。動径発散の最大値が真の発散の最大値よりやや大きくはなっているが、全般的には定量的にも両者はよく一致してい



第6図 第3図と同じ。ただし1988年7月17日18時55分のメソ降雨帯のケース。ただし図の縮尺は第3図と異なる。(a)の斜線域は反射強度が35 dBZ以上の領域。横軸、縦軸は気象研究所3cmドップラーレーダーからの距離を表す。



第7図 第4図と同じ。ただし、1988年7月17日18時55分の九州北部のメソ降雨帯のケース。

る。このことは第6図fの誤差の分布がよく示している。 $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以上の誤差はいくつかの地点で見られるがそれらの面積は小さい。第7図によると今回の解析例では発散と動径シヤーとの間の相関がかなり高いことが分かる。相関係数は0.70、誤差の標準偏差は $0.75 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ である。絶対値が $1 \times 10^{-3} \text{s}^{-1}$ 以下の収束・発散点を除くと、相関係数は0.80に増加する。

4. 議論

4.1 測定誤差について

第3節では1台のドップラーレーダーで観測した動径シヤーの有用性を積乱雲とメソ降雨帯内の水平シヤーが存在する領域(シヤーゾーン)について調べた。その結果、積乱雲の場合には動径シヤーと真の発散との誤差は大きく、メソ降雨帯ではその誤差は小さかった。この原因について考えてみる。

この誤差を ε とすると、

$$\varepsilon = \varepsilon_1 + \varepsilon_2 + \varepsilon_3 \quad (2)$$

と表現されるであろう。ここで、

ε_1 : 発散の計算において(1)式b項を無視したことによる誤差、

ε_2 : 収束が定高度(1.0 km)、動径シヤーが定仰角(1.1~1.2°)で計算されているための誤差、

ε_3 : 2台のドップラーレーダーによって求めた水平風の測定誤差に起因する誤差、

である。

(1)式b項中の V_θ は風向とレーダービームとの位置関係に応じて0~風速、の値を取る。今回はこの V_θ を無視しているから上の3つの誤差の中では ε_1 が最も大きいと考えられる。 ε_2 は風の鉛直シヤーが特に大きい場合に問題となる。 ε_3 については、水平風の最大測定誤差が 2ms^{-1} 程度(石原ら, 1987)であることを考えると、通常これは ε_1 より小さい。1台のドップラーレーダーによる測定では ε_1 による誤差が生じることは当然であるが、第3節の結果は誤差の大きさが観測対象によって大きくばらつくことを現実に示している。

そこで ε_1 についてさらに考える。(1)式b項は風の接線成分の接線方向の変化を表している。実際の流れにおいてこの項がゼロとなるのは、流れが2次元的でレーダービームの方向が流れの方向と一致するときである。したがって ε_1 は

$$\varepsilon_1 = \varepsilon_a + \varepsilon_b \quad (3)$$

と表わされる。ここで、

ε_a : シヤーゾーンでの流れの2次元性の程度に基づく誤差、

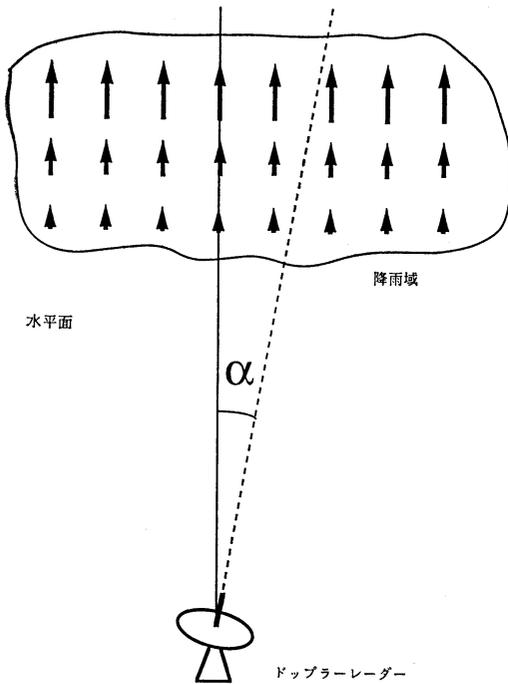
ε_b : 2次元的な流れとレーダービームとの交差角に基づく誤差、

である。もし流れが完全に2次元的でありこのときの発散量を D 、図8のようにレーダービームと流れの方向との交差角を α とすると、 $\varepsilon_b = D(1 - \cos^2 \alpha)$ である。

3.1節で述べた積乱雲の場合、降水セル付近の発散域(第3図b中のC)について見ると、流れの2次元性は低く、第3図aから発散域C付近の流れはレーダービームとの交差角が $30^\circ \sim 90^\circ$ と大きいことが分かる。この結果 ε_a と ε_b が大きくなり、動径シヤーは真の発散分布を的確に表現できなかった。一方、メソ降雨帯内の流れは2次元性が高く、流れの向きはレーダービームの方向とほぼ一致していた(第9図a)。このため動径シヤーは水平発散に関して精度の高い情報を提供した。このとき、流れとレーダービームがほぼ直交する位置にあった北大低温研レーダーのデータを用いれば ε_b は大きくなったであろう。以上のことから、動径シヤーの水平発散の再現性は①流れの形状、と②観測対象とレーダーとの位置関係、の2つ要素に依存することが分かった。

4.2 動径シヤーデータの利用

動径シヤーのデータはどのようなことに利用できるであろうか。Uyeda and Zrníc (1988) が動径シヤーを使って積乱雲にともなうガストフロントの微細構造を調べた。これは動径シヤーの利用の好例である。ガストプロ



第8図 2次元的な発散場とレーダービーム(破線)の模式図。αは流れの方向とレーダービームの交差角。

ントは流れの2次元性が比較的高く、雲から周囲に流れ出す冷気と周囲の流れの間には明瞭な収束域が形成されることが多い。さらにこれには時間的な定常性も期待できる。これらの結果、その解析に動径シャワーが有効に使えた。その他、流れの2次元性が高い現象として、3.2節で述べたようなメソ降雨帯や、寒冷前線付近の降雨帯、海陸風前線ともなう海岸線に沿った降水雲、積乱雲の2次元的な集合体であるスコールラインなどが挙げられる。このような現象ともなう下層の水平収束は、流れとレーダービームの交差角に注意すれば1台のドップラーレーダーを使ってかなりの精度で検出することが可能であり、これまでも実績がある(例えば Smull and Houze, 1985)。

これらの現象の下層の水平収束の分布が分かれば、それは現象の発達・衰弱や移動などを予測するひとつの有力な手がかりとなるだろう。第6図eのような反射強度と動径シャワーの分布が1台のドップラーレーダーで観測された場合、強雨域と発散域が同一の場所にあればこの強雨が最盛期にあることが分かる。反射強度と発散量の

時間変化をたどれば、強雨が今後続くのか衰退するのといった降水の継続性のある程度予測できる可能性がある。またアメダスのような地上観測網によって、このメソ降雨帯の南方には湿った暖気が降雨帯に向かって吹き込んでいることを知れば、この発散流との間に収束が起こりそこに新たな降水セルが生じることが予測できる。その結果、降雨帯の伝播方向も予測できるだろう。ただし、これとは別にもっと踏み込んだ観測や数値モデルによって現象の「概念的モデル」をあらかじめ作り上げておくことが、この種の予測には不可欠であろう。

一方3.1節で示したように、積乱雲の雲底付近では活発な鉛直循環を反映して水平流の流れは複雑である。ここでの水平発散を動径シャワーのみを使ってこの積乱雲の構造や時間変化、移動などを議論することはかなり困難である。

Fujita (1985, 1986) は、対流性降水雲の雲底付近に現れるマイクロバーストともなう低層のウインドシャワーが離着陸時の航空機の運航に重大な障害をもたらすことを見出した。水平風速の急変が航空機の揚力を急変させるからである。この場合、揚力の変化に直接関係する量は航空機の進入路に沿ったウインドシャワーである。言い換えれば、水平風の進入路に沿った成分の変化量である。したがって、ドップラーレーダーを滑走路の延長線上に配し、進入路に沿ってレーダービームを放射しその方向の動径シャワーを監視すれば、問題となるウインドシャワーの有無を知ることができるであろう。

第1図dは、第3図d中の破線で示されたレーダーと発散域Cを結ぶレーダービーム上の動径シャワーを表している。Fujita(1981)とWilson *et al.*(1984)はマイクロバーストを「発散の中心を横切るドップラー速度の差が 10 ms^{-1} 以上で、遠去かる流れの中心と近づく流れの中心との距離が4 km以内のもの」と定義した。これは、 $2.5 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ の動径シャワーに相当するから、第1図dの距離30 km付近の動径発散は上で定義されたマイクロバースト内の発散量に匹敵する。したがって、もし滑走路がこのレーダービームに沿って位置していれば、このシャワーゾーンは航空機の離着陸時に何らかの影響を与えた可能性がある。

ただし動径シャワーのデータからだけではマイクロバーストの3次元的な構造を知ることは困難である。さらにRoberts and Wilson (1989)によると、マイクロバーストの発生予測には動径シャワーに加えて反射強度が大きい領域の上空からの降下、上空での収束、回転、反射強度のノッチ(切れ込み)等をprecursor(前兆現象)とし

て使う必要があると述べている。さらに日本国内でもいくつかのマイクロバーストについての報告例はあるが(中山・伊関, 1985; Kobayashi and Kikuchi, 1989; 田畑ら, 1990; 中山・青山, 1990), ドップラーレーダー等を用いた本格的な実態把握は十分ではなく, 今後この方面の研究を進める必要もあろう。

5. まとめ

2台のドップラーレーダーの観測で得られた実際の風の場合を真値として, 1台のドップラーレーダーで観測できるドップラー速度の動径方向の傾度(動径シヤー)が実際の水平発散をどの程度再現し得るかを検討した。

積乱雲の雲底近くの複雑な流れの場においては, 収束・発散の全体的なパターンは動径シヤーによって一応再現できたが, 定量的には動径シヤーの誤差はかなり大きく, 両者の間の相関係数は0.3~0.4と低かった。一方, 流れの2次元性が高いメソ降雨帯下層では動径シヤーは実際の収束・発散場をよく再現しており, 両者の間の相関係数は0.7~0.8であった。

1台のドップラーレーダーから得られる動径シヤーは実際の発散の一部分しか見積もることができない。動径シヤーの発散の再現度は, 観測対象の持つ流れの形とレーダーと観測対象との位置関係に大きく依存する。上の2つの例は, 動径シヤーだけから水平発散についての均質な情報を得ることは困難であることを示している。

ただし, 前線付近の降雨帯, スコールライン, 海陸風前線にともなう降水雲など, 流れについて2次元性が高い現象では動径シヤーは水平発散についての有力な情報を提供することを確認した。

さらに近年問題となっているマイクロバーストに関しては, 空港の滑走路の延長線上に沿ったウインドシヤーは1台のドップラーレーダーによって監視できる可能性があることが分かった。しかしその場合でも, ウインドシヤーの発生原因の解明や発生予測などを行うためには動径シヤーの情報だけでは不十分であり, 十分な実態把握と構造の研究を行った上で監視態勢の検討を行う必要があるだろう。

謝辞

これをまとめるにあたり, 気象研究所の榎原均氏, 田畑明氏から有益な助言をいただきました。ここで使用した積乱雲のデータの収集の際には気象研究所の松浦和夫氏, 青柳二郎氏の協力を得ました。九州のメソ降雨帯の気象研究所の観測には榎原均, 田畑明, 赤枝健治, 岡村

博文各氏と筆者が参加した。北海道大学低温科学研究所の藤吉康志氏(現在, 名古屋大学水圏科学研究所)からは同研究所のドップラーレーダーのデータと, 有益な助言をいただきました。感謝いたします。

参考文献

- 青柳二郎他, 1986: ドップラーレーダーによる気象・海象の研究, 気象研究所技術報告, 19, 7-34.
- Armijo, L., 1969: A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars, *J. Atmos. Sci.*, 26, 570-573.
- 浅井富雄, 1990: 集中豪雨のメカニズムと予測に関する研究, 文部省科学研究費重点領域研究「自然災害の予測と社会の防災力」研究成果, 458 p.
- Browning, K.A. and R. Wexler, 1968: A determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar, *J. Appl. Met.*, 7, 105-113.
- Fujita, T., 1981: Tornadoes and downbursts in the context of generalized planetary scale, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1511-1534.
- , 1985: DFW MICROBURST, On August 2, The University of Chicago, 122 p.
- , 1986: THE DOWNBURST, MICROBURST AND MACROBURST, The University of Chicago, 154 p.
- 石原正仁, 榎原均, 柳沢善次, 松浦和夫, 青柳二郎, 今泉孝男, 1987: 2台のドップラーレーダーによって観測された関東地方の雷雲の内部構造, *天気*, 34, 321-331.
- , ———, 田畑明, 赤枝健治, 島津好男, 岡村博文, 藤吉康志, 1989: 梅雨前線上に発生したクラウドクラスターを構成するメソ降水システム, 日本気象学会1989年春季大会講演予稿集, 230.
- Kobayashi, F. and K. Kikuchi, 1989: A microburst phenomenon in kita village, Hokkaido on September 23, 1986, *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 925-936.
- 小平信彦, 立平良三, 1972: 気象レーダ特集号, 気象研究ノート, 第112号, 171 p.
- Lhermitte, R.M., 1966: Doppler observation of particle velocities in a snow-storm, *Proc. 12th Wea. Radar Conf.*, pp. 117-24. Boston, Amer. Meteor. Soc.
- 中山章, 伊関次男, 1985: 1983年7月27日に富山空港で発生した microburst, *天気*, 32, 329-335.
- , 青山雅典, 1990: 離陸滑走中に遭遇したマイクロバーストの解析, *天気*, 37, 421-429.
- Ray, P.S., B.C. Johnson, K.W. Johnson, J.S. Bradberry, J.J. Stephens, K.K. Wagner, R.B. Wilhelmson and J.B. Klemp, 1981: The morphology of several tornadic storms on 20 May

- 1977, *J. Atmos. Sci.*, **38**, 1643-1663.
- Roberts, R.D. and J.W. Wilson, 1989: A proposed microburst nowcasting procedure using single-Doppler radar, *J. Appl. Meteor.*, **28**, 285-303.
- Rummler, W.D., 1968: Introduction of a new estimator for velocity spectral parameters, *Tech. Memo MM-68-4121-5*, Bell Tel. Lab.
- Serafin, R.J., 1987: New nowcasting opportunities using modern meteorological radar, Mesoscale analysis and forecasting proceedings of an international symposium, Vancouver, Canada, 17-19 Aug. 1987, *ESA SP-282*, 35-40.
- Smull, B.F. and R.A. Houze, Jr., 1985: A midlatitude squall line with a trailing region of stratiform rain: radar and satellite observations, *Mon. Wea. Rev.*, **113**, 117-133.
- 鈴木 修, 青柳二郎, 松浦和夫, 横山辰夫, 1988: ドップラーレーダーのデータ処理の一方法, 日本気象学会1988年春季大会講演予稿集, 200.
- 田畑 明, 中澤 栄, 安富裕二, 榊原 均, 石原正仁, 赤枝健治, 1989: 寿命の長いシングルセル型対流雲の構造の解析, *天気*, **36**, 499-507.
- , 赤枝健治, 石原正仁, 榊原 均, 中沢 栄, 1990: 1987年7月31日東京都で発生したダウンバースト, 日本気象学会1990年春季大会講演予稿集, 261.
- Uyeda, H. and D.S. Zrnić, 1986: Automatic detection of gust fronts, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **3**, 36-50.
- and ——, 1988: Fine structure of gust fronts obtained from the analysis of single Doppler radar data, *J. Meteor. Soc. Japan*, **66**, 869-880.
- Waldteufel, P. and H. Corbin, 1979: On the analysis of single-Doppler radar data, *J. Appl. Meteor.*, **18**, 532-542.
- Wilson, J.W., R.T. Roberts, C. Kessinger and J. McCarthy, 1984: Microburst wind structure and evaluation of Doppler radar for airport wind shear detection, *J. Climate Appl. Meteor.*, **23**, 898-914.
- Wood, V.T. and R.A. Brown, 1986: Single Doppler velocity signature interpretation of nondivergent environmental winds, *J. Atmos. oceanic Technol.*, **3**, 114-128.
- 横山辰夫, 青柳二郎, 鈴木 修, 1989: 単一ドップラーレーダーによる非一様風の測定, 日本気象学会1989年春季大会講演予稿集, 194.
- Zrnić, D.S., D.W. Burgess and L.D. Hennington, 1985: Automatic detection of mesocyclonic shear with Doppler radar, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **2**, 425-438.

気象集誌「アジアモンスーン特集」のお知らせ

気象集誌編集委員会

日本気象学会では、気象集誌の1992年2月号(70巻1号)で「アジアモンスーン特集」を企画しています。この特集は、インド洋及び西太平洋での大気・海洋相互作用を含むアジアモンスーンの多様な側面についての最新のレビュー及び研究成果を発表する場を提供することを主要な目的としています。

「アジアモンスーン特集」は招待論文と応募論文とから構成され、招待論文においては主としてレビューを行ない、応募論文においては通常の様式で最新の研究成果を議論します。応募論文に投稿される方は1991年6月30日までに原稿及びコピーの計3部を下記にてお送りください。

〒305 茨城県つくば市長峰 1-1

気象研究所

村上勝人 気象集誌編集理事

投稿に際しては、一般の投稿論文と区別するため「アジアモンスーン特集」と明記して下さい。A4ダブルスペースのタイプ原稿と図表枚数の合計は75枚以内とします。原稿の様式等についての詳細は、気象集誌の投稿規定を御参照ください。

各応募論文については通常基準で査読を行い、原稿の採用決定及び編集は気象集誌編集委員会が行います。採用の最終決定は1991年12月に行ない、刊行は1992年2月の予定です。なお応募論文については通常のページ・チャージが課せられます。