



Title	2 台のドップラーレーダによる 3 次元風速場の測定
Author(s)	佐藤, 晋介; 若濱, 五郎
Citation	低温科学. 物理篇, 50, 23-35
Issue Date	1992-03-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/18601
Type	bulletin (article)
File Information	50_p23-35.pdf



[Instructions for use](#)

2台のドップラーレーダーによる3次元風速場の測定*

佐藤 晋介

(北海道大学大学院理学研究科)

若濱 五郎

(北海道大学名誉教授)

(平成3年11月 受理)

I. はじめに

ドップラーレーダーは、移動する目標物から散乱される電波のドップラー効果を利用して目標物の動径方向の速度成分を測定する測器である。気象レーダーの場合、通常目標物は降水粒子であり、それらの動きを媒介として大気風の風速場を測定する。ところで、1台のドップラーレーダーを用いて風速場を測定しようとする場合、VAD法^{1,2)}やVVP法³⁾等といった方法が使われるが、いずれもある領域内で風速場が一様であるという仮定が必要であり、複雑な3次元風速場を求めることはできない。このような3次元風速場を測定するためには、厳密には3台のドップラーレーダーが必要である⁴⁾。しかし、3台以上のドップラーレーダーによる共同観測は、経費や設置場所等の問題から実現は困難である。一般には、2台のドップラーレーダーをある間隔で配置し、同時に観測を行うことで複雑な3次元風速場を求めることができる。観測は、それぞれのレーダーアンテナを低仰角から円錐走査させることにより、必要な方位角のデータを取得した後、仰角を上げて再び円錐走査を行うことを繰り返すといった3次元走査で行う。このようなアンテナ走査には、約5分(仰角1°~10°, 1°毎, アンテナ回転速度3 rpm)の時間がかかるので、その間の定常性を仮定しなければならないが、降雪雲の移動距離をその速度から補正することによりこの仮定はかなり和らげることができる。定常性の仮定をなくすためには、2台のレーダーの中心軸を含むある平面内(一般には地面に対してある傾きを持つ)を2つのビームが同時に通るようにアンテナを走査するCOPLAN方式⁵⁾を用いればよいが、その走査は非常に複雑であり現状の性能では困難である。

ドップラーレーダーはたとえ1台による観測であっても降雪雲の力学的構造や降雪機構を調べるのに大変有力な測器であるが、複雑な3次元風速場を測定する為には、2台のドップラーレーダー観測が不可欠である。欧米では2台のドップラーレーダー観測は1970年代から行われてきたが、日本では気象研究所が1982年から観測を始めたに過ぎない^{6,7)}。しかしながら、近年日本でも次々と各研究機関にドップラーレーダーが設置され、1988年には九州、1989年には山

* 北海道大学低温科学研究所業績 第3509号

レーダーによる観測はますます盛んになっていくと思われる。ここでは、2台のドップラーレーダー観測で得られたデータの解析方法をまとめ、実際の解析結果の例を示す。また、鉛直流の算出方法とその精度の問題について詳しく述べる。なお本論文では、降雪雲で得られた観測結果の解析方法について扱う。

II. 解析方法

1. 折り返し補正

ドップラーレーダーで測定可能な最大のドップラーレーダー速度(折り返し速度) V_n は、レーダーの繰返し周波数 F と波長 λ によって決まり、次式で表される。

$$V_n = F\lambda/4 \quad (1)$$

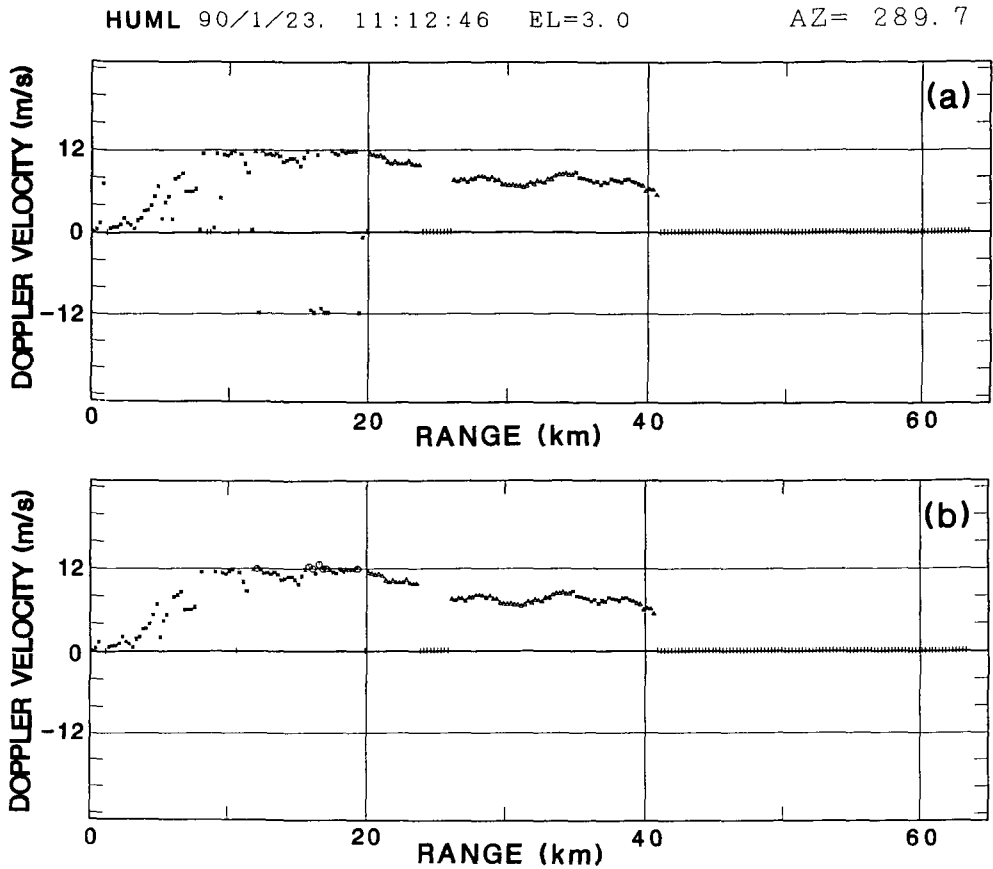
真のドップラー速度 V の絶対値が V_n を越えた場合、その速度は $V \pm 2V_n$, $V \pm 4V_n$, ... というドップラー速度となって測定される。この折り返された速度を真の値に戻す折り返し補正の基本的な方法は、坪木・若濱²⁾にあるのでここでは省略する。ただし、2台のドップラーレーダーによる観測は $1^\circ \sim 10^\circ$ という低仰角で行うために、特に 3° 以下の仰角の場合、部分的にレーダービームが地形にかかることが多く、その際ドップラー速度が 0 m/s でない異常値になることがある。このような異常値は折り返し補正失敗の原因となるが、動径方向の折り返し補正を地形の影響の少ない遠方から始めることと、仰角 10° のデータから VAD 法で求めた風向、風速を推定値として折り返しの方向や有無を限定することによって、その問題はかなり改善された。また、その異常値は、その値が連続した前後の値に比べて明らかに異なる場合には除去することが可能であるが、そうでない場合は反射強度データを参照しても除去することは困難である。

実際の低仰角で得られたドップラー速度の例を第1図に示す。レーダーからの距離 $16 \sim 18 \text{ km}$ には数点の折り返された値があり、それらは補正されている。一方、それよりレーダーに近い場所におけるデータのばらつきは、経験的に地形等の障害物による異常値であると考えられる。しかしながら、これらのデータの一部が除去されていない理由は、前後の値との差がこの程度の大きさであれば実際の雲内部の現象として現れてもおかしくなく、それが異常値であるかどうかは判断がつかないからである。図からも分かるように、このような異常値は一般に真の値より小さな値となることから、ごく下層において計算される風速は小さめにでる傾向があることに注意しておく必要がある。

2. 座標変換

レーダーで測定されるデータはレーダーを原点とする3次元極座標上にあるが、風速場の計算は3次元直交座標上で行われるので、極座標から直交座標への座標交換が必要である。

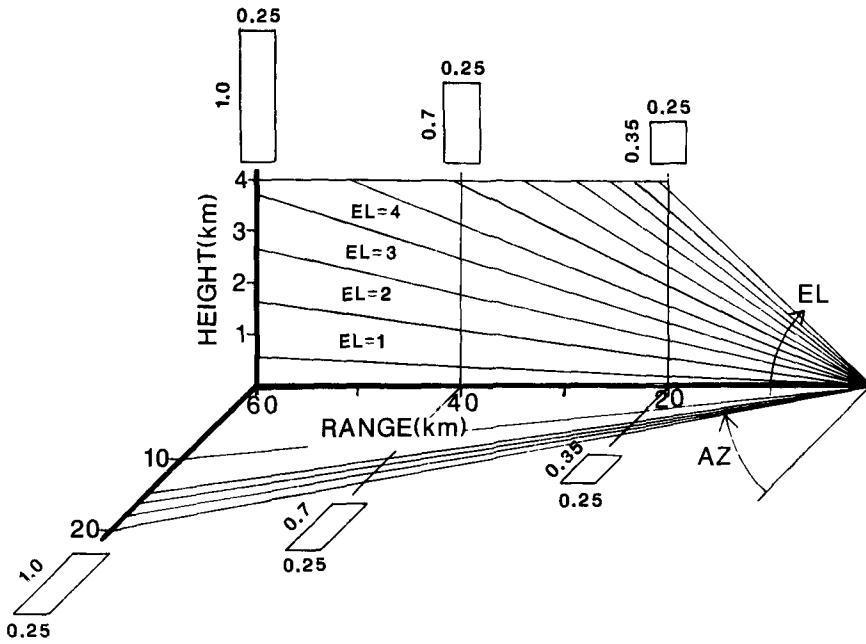
測定されるデータの sampling volume は、第2図に示すようにレーダービーム幅を考慮するとレーダーからの距離によって大きく変わる。すなわち、距離 20 km では、ビームに直交する方向(水平または鉛直方向)に 0.35 km 、ビームに平行な方向に 0.25 km という大きさの空間平均値を測定しているが、距離が 60 km になるとビームの直交方向には 1.0 km の大きさの sampling volume になる。一方、3次元直交座標格子の大きさは、 $1 \times 1 \times 0.25 \text{ km}$ と決めたが、この理由は sampling volume の大きさの他に、縦スケールを拡大して表示する為である。一般に降雪雲



第1図 (a)仰角 3.0° 、方位角 289.7° におけるVRD(Velocity Range Display)分布。折り返し速度は 12 m/s である。(b)折り返し補正及び異常値の除去を行った結果

は雨雲より背が低く、例えば筋状雲の場合、アスペクト比(水平スケール/鉛直スケール)は $4\sim 10$ 程度である。このように実際の降雪雲は非常に扁平な形をしているので、普通、表示を行う際には縦スケールを横スケールの4倍程度拡大しないと見やすい図にならない。

座標変換の方法はいくつか考えられるが、ここでは2台のドップラーレーダー観測データの解析用に開発した方法について説明する。3次元直交座標上のある格子点は、一般に2つの仰角の間に位置する。そこで、まず片方の仰角の極座標データについて、格子点をとり囲む4個のデータに加え動径方向にもう1個ずつ計8個のデータを使い、格子点からの距離に比例する重みをつけて平均を行う。次にもう片方の仰角データによって同様の処理を行う。最後に、求めたそれぞれの平均値及び格子点とそれぞれの仰角までの高度差から直線補間によって格子点の値を得る。こうして求めた格子点の値は、ビーム幅を考慮すると、動径方向には 1.0 km 、接線方向には $0.35\sim 1.4\text{ km}$ (レーダーからの距離が $10\sim 40\text{ km}$ の時)の平均値となる。この方法の優れている点は、計算アルゴリズムがそれほど複雑ではないことと、2つの仰角のデータから補間を用いて格子点の値を求めることによって、たとえ3次元空間を隙間無く埋めるようなアン



第2図 アンテナの仰角を1°~10°としたときのレンジと高度の関係。レーダービーム幅は1.0°とした。図の上下に示した四角形は、各レンジにおける sampling volume の鉛直断面と水平断面を表す。大きさの単位は km

テナ走査を行わなくても、任意の高度における格子点データが容易に得られることである。この時、使用する2仰角のデータは1分以内の観測時間で得られるので、その間の系(降雪雲)の移動補正は必要ない。また、同じ大きさの円柱や直方体に極座標データを内挿する方法では、レーダーに近い格子で、動径方向のベクトルであるドップラー速度データを、多くの方位角についてそのまま平均してしまうことになるのに対し、本方法では方位角方向には2°のデータしか使用しないので、そのような問題はない。

3. 風速場の算出

第3図に示すように、3次元直交座標系の任意の点にある目標物(降水粒子)の位置は radar 1 を原点として (x_1, y_1, z_1) 、その距離は R_1 と表される。radar 2 についても同様に、 (x_2, y_2, z_2) 、距離は R_2 と表される。降水粒子の速度 V を $(u, v, w + V_t)$ と表すと、それぞれのレーダーで測定されるドップラー速度 V_1, V_2 は、

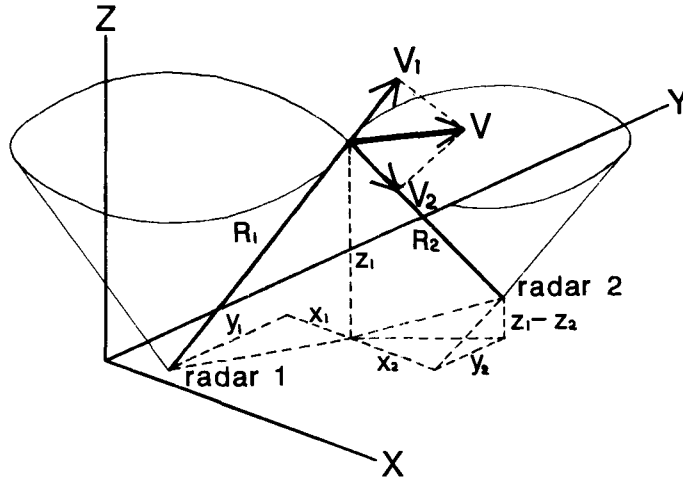
$$R_1 V_1 = x_1 u + y_1 v + z_1 (w + V_t) \tag{2}$$

$$R_2 V_2 = x_2 u + y_2 v + z_2 (w + V_t) \tag{3}$$

と表される。ここで、 V_t は降水粒子の終端落下速度である。

式(1), (2)から、 u, v は、

$$u = \frac{1}{x_1 y_2 - x_2 y_1} \{ R_1 V_1 y_2 - R_2 V_2 y_1 + (y_1 z_2 - y_2 z_1) (w + V_t) \} \tag{4}$$



第 3 図 2 台のドップラーレーダーによる風速場の測定原理を表す模式図。 V は目標物(降水粒子)の速度, V_1, V_2 はそれぞれのレーダーで観測されるドップラー速度, R_1, R_2 は目標物とそれぞれのレーダーまでの距離を示す

$$v = \frac{1}{x_1 y_2 - x_2 y_1} \{ R_2 V_2 x_1 - R_1 V_1 x_2 + (x_2 z_1 - x_1 z_2) (w + V_t) \} \quad (5)$$

となる。

ドップラーレーダーで大気の流れを測定する場合、目標物が降水粒子である為、得られるドップラー速度の鉛直成分は粒子の落下速度 V_t と大気の流れ速度 w の和になり、それらは分離することはできない。そこで一般には、降水粒子の終端落下速度 V_t は、ドップラー速度と同時に得られる反射強度の値から関係式を用いて推定する。降水粒子が雪片の場合、終端落下速度 V_t は、大気密度の補正⁹⁾を考慮した、

$$V_t = -0.75 \left(\frac{\rho_0}{\rho} \right)^{0.4} Z_e^{0.0714} \quad (6)$$

という関係式を用いる⁹⁾。ここで ρ_0 は地上の大気密度, ρ は観測高度での大気密度である。また、鉛直速度 w は非弾性系の連続の式¹⁰⁾,

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = -\frac{w}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial z} \quad (7)$$

から、

$$w = \frac{\rho_0}{\rho} w_0 - \frac{1}{\rho} \int_{z_0}^z \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} \right) dz \quad (8)$$

と表される。ここで w_0 は地上高度(または雲頂高度) z_0 における鉛直流の境界条件で、通常 0 m/s とする。すなわち、各高度の鉛直速度 w は、水平発散を地上(または雲頂)から上向き(または下向き)に積分することによって得られる。

風速の3成分 u, v, w は、式(4), (5), (6), (8)により求めることができる。ただし、 u, v, w は互いに従属の関係にあるので、緩和法によってこれらを求めなければならない。はじめ、ある高度で仮の w を与え、式(4), (5)から u, v を求め、これらから式(8)によって w を求める。次に、求めた w を初期値として同じ操作を行う。これらの操作を初期値の w と求めた w の差が 0.1 m/s 以下になるまで繰り返す。仰角が 10° 以下のデータの場合、得られるドップラー速度の大部分は水平速度成分であり w の寄与は少ないので、数回の繰り返し操作によって w はしきい値以下の値に収束する。

ところで、風速場の算出を行うときには観測対象となる降雪雲の移動を考慮する必要がある。すなわち、3次元走査を行う数分間に降雪雲は移動するので、本来の形状は変形して観測される。また、計算される発散場も本来の位置からずれてしまい、 w の算出の際に正確な鉛直方向の積分ができない。こうした影響を最小限にするために、風速場の算出の際には Gal-Chen¹¹⁾ による系の移動補正を行っている。降雪雲の平均移動速度は、アンテナ回転速度の速い PPI や ASI(いずれもアンテナ走査モードの名称)から得られた数回の反射強度データを使い、いくつかのエコーの移動距離から求める。この移動速度と各格子点の観測時刻から、格子点の水平座標は移動座標上に置き換えることができる。ただし、ドップラー速度データはベクトル量であるので、格子点と各レーダーの位置関係は保存されなければならない。そのため、系の移動補正は座標変換の際に行うのではなく、風速場の計算時に行っている。

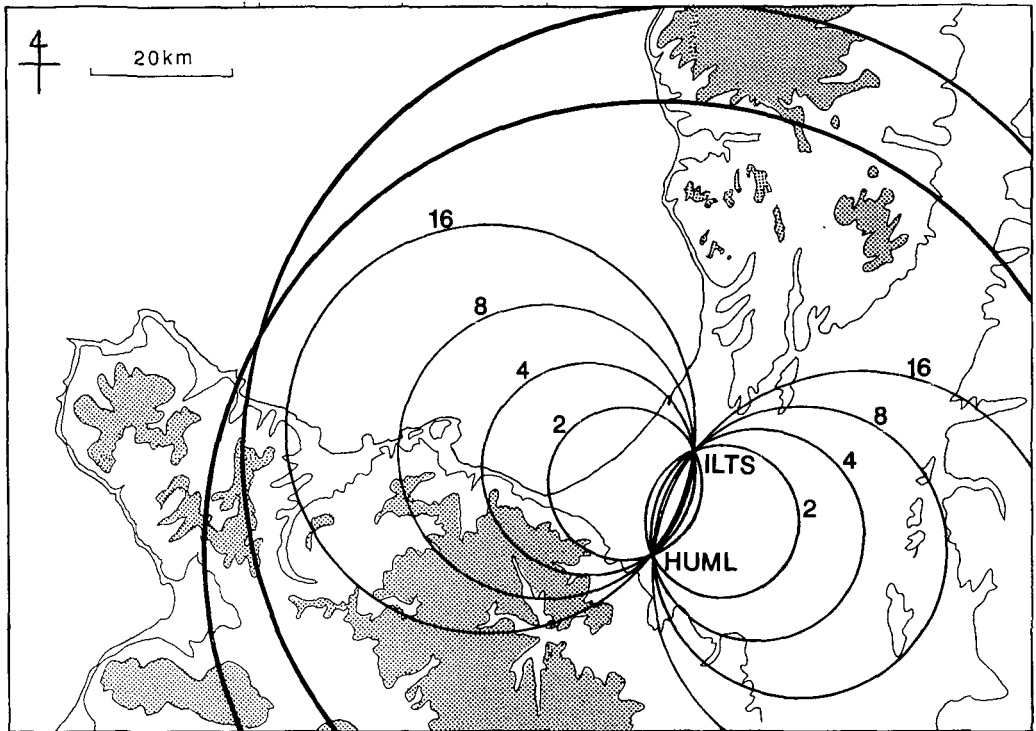
III. 2台のレーダーの配置と測定精度

2台のドップラーレーダーにより3次元風速場を測定しようとする場合、それらの配置により測定可能な領域と測定精度が決定する。測定可能な領域は、まずそれぞれのレーダーの観測範囲が重なる部分であるが、2台のレーダーを結ぶ線上(ベースライン)ではどちらのレーダーからも同じ方向の水平速度成分を測定することになるので、3次元風速場は求めることができない。Lhermitte and Miller¹²⁾ は、2台のドップラーレーダーによって測定されるドップラー速度の誤差分散 σ_1^2, σ_2^2 と、計算された u, v の誤差分散 σ_u^2, σ_v^2 との間には、

$$\frac{\sigma_u^2 + \sigma_v^2}{\sigma_1^2 + \sigma_2^2} = \text{cosec}^2 \beta \quad (9)$$

の関係があることを示した。ここで、 β は2台のレーダーと目標物のなす角度を表す。すなわち、 $\beta = 90^\circ$ の時、計算された水平風の誤差分散は測定されたドップラー速度の誤差分散と等しいが、 $\beta = 45^\circ$ または $\beta = 135^\circ$ では計算されたものの誤差分散が測定されたものの2倍、 $\beta = 30^\circ$ または 150° では4倍というように精度が悪くなる。

第4図は、今回解析を行った際の2台のドップラーレーダーの配置と地上における測定可能範囲を測定精度 ($\text{cosec}^2 \beta$) 毎に示したものである。観測に使用したレーダーは北海道大学低温



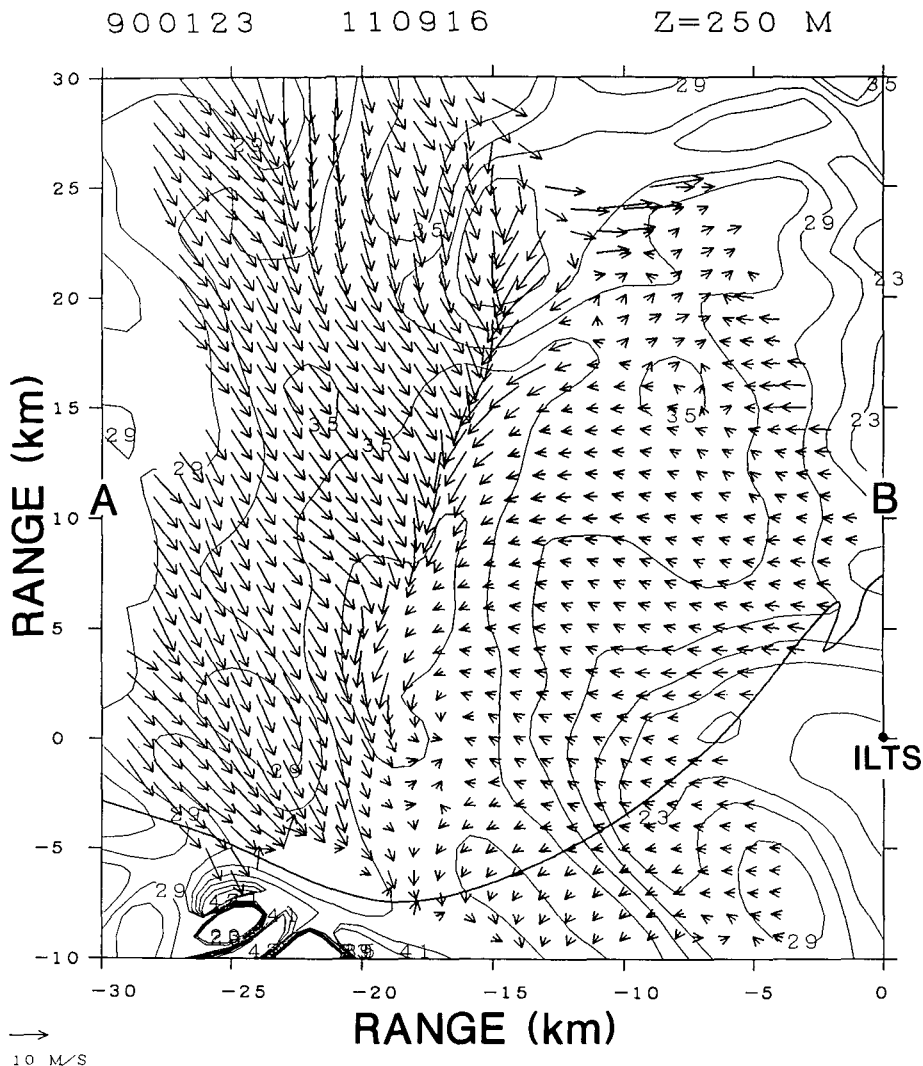
第4図 2台のドップラーレーダーの配置と水平風速の測定精度を示す $\cos^2 \beta$ の値別に表した解析可能範囲。ただし β は2台のレーダーと目標物がなす角度である

科学研究所レーダー(ILTS)と北海道大学理学部気象学講座レーダー(HUML)である。この配置は2台のドップラーレーダー観測を主目的にしたものではないので、ベースラインの長さが短く測定可能範囲はそれほど広くない。一般にはベースラインの長さが長いほど精度良く水平風が求められ、レンジ(両レーダーとも64 km)の半分程度の距離のベースラインをとると、最も測定可能範囲が広がる。

IV. 解析例

2台のドップラーレーダーによる観測から、実際に風速場を求めた結果の例を第5図、第6図に示す。観測は、温暖前線型帯状収束雲が石狩湾上に位置した1990年1月23日、11時09分から行った。2台のレーダーの配置は第4図に示した通りである。低温研レーダーは仰角 0.5° 及び 1° から 10° まで 1° 毎に円錐走査を行い、理学部レーダーは仰角 1° から 9° まで 1° 毎の円錐走査を行った。観測に要した時間は、低温研レーダーが5分30秒、理学部レーダーが9分30秒であった。観測時間の違いがこの程度であれば、系の移動補正を行うことによって、風速場の解析結果にはそれほど問題が生じないと考えられる。

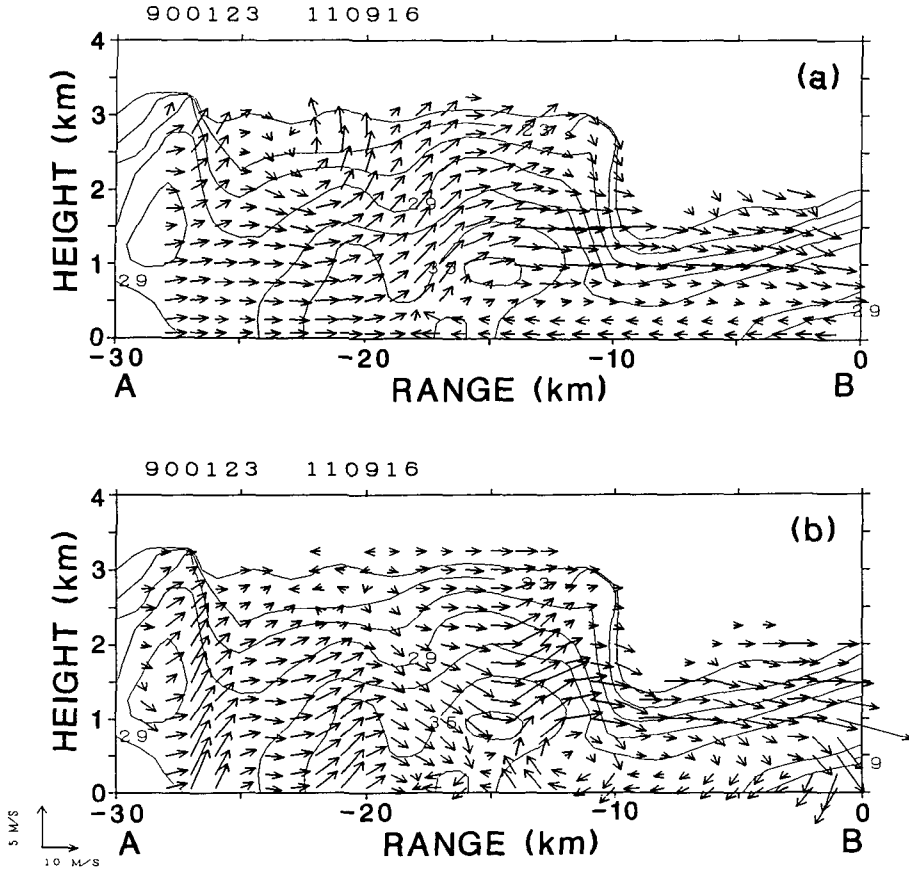
第5図は、高度250 mにおける水平風(矢印)と反射強度(等値線)を示したものである。反射強度は低温研レーダーの値であるが、水平風が示されていない領域は、地形の影響や最小受



第5図 高度250 mにおける水平風速(矢印)と反射強度(等値線)の水平断面図。ILTSは低
温研レーダーの位置を示す

信感度の問題から、どちらかのレーダーの速度データが得られていない場所、及び測定精度が低いために計算を行っていない場所である。図の中央には、南北方向に風向・風速が急変する明瞭なシアーフロントが見られ、その西側では風速の大きい北西季節風、東側には風速の小さい陸風が存在することが分かる。また、シアーフロントの南部には直径5 km程の低気圧回転の渦が見られる。

第6図は、第5図に示した切断線における鉛直断面図であり、(a)は最下層高度(125 m)で鉛直速度を0 m/sと仮定し、上向きに水平発散の積分を行い鉛直流を算出した場合の結果で、(b)はエコー頂高度で鉛直流を0 m/sとして下向きに積分を行った場合の結果である。どちらの結果からも、最下層のレンジ-18 kmの位置にシアーフロントが見られ、その東側、高度0.5 km



第6図 第5図に示したA-Bにおける鉛直断面図。矢印は断面に沿った風速を示し、等値線は反射強度を示す。(a)地上で $w=0$ として上向きに水平発散の積分を行うことにより鉛直速度を計算した結果。(b)エコー頂高度で $w=0$ として下向きに積分を行った結果

以下には陸風(東風)が見られる。両方の結果において、水平風速(矢印で示したベクトルの水平成分の大きさ)はほとんど変わらないが、算出された全体の風速場はかなり異なるように見える。その原因は、(a)では鉛直風速の絶対値が上層に行くほど大きくなっているのに対し、(b)では反対に下層ほど大きくなっている為である。また、2つの対流セルの中央部(レンジ-15~-18 km)では、(a)では上昇流であるのに対し、(b)では下降流になっている。その他にも、(a)では見られなかったレンジ-12 km 付近の鉛直循環が、(b)では明瞭に現れているといった違いがある。これらの相違が生じた原因は、次章で詳しく議論する。

V. 考 察

2台のドップラーレーダーの観測によって、第5図に示したような詳細な風速場が各高度毎に得られた。このような情報は、2台のレーダー観測によってはじめて得られたものであり、こ

れまで知られていなかった帯状収束雲の運動学的構造が明らかになった。また、1台のドップラーレーダー観測では、降雪雲の運動学的な鉛直構造はレーダー真上における時間・高度断面図で議論することしかできなかったが、今回の観測では任意の鉛直断面についての情報が得られ、海上と陸上における構造の違いや、3次元的な気流系の研究が可能になった。

しかしながら、鉛直流の精度については問題があることが分かった。すなわち、鉛直流の算出を上向きの積分で求めた場合と下向きの積分で求めた場合では、第6図に示したように、その結果には大きな相違があった。この相違の1つは、積分を行うに従って計算される鉛直速度の絶対値が大きくなることであるが、その原因は誤差の積み重ねで説明される。一方、鉛直流の向きが変わってしまう原因は、鉛直速度を計算する際の境界条件の問題であると考えられる。先にも述べたように、下層のドップラー速度データは地形などの障害物により、正確な値が測定できないことが多い。ましてや地表すれすれの速度データは得ることができない。すなわち、地表面で鉛直流が0であると考えすることは妥当であるが、測定可能な高度は地表面よりかなり上であり、そのデータも信頼性は薄い。一方、エコー頂高度で鉛直流が0であるという仮定にもかなり問題がある。すなわち、雲頂部で鉛直速度を0とすることはたいていの場合妥当であると考えられるが、エコー頂高度は一般には雲頂高度よりかなり低い。また、背の低い降雪雲であってもそれがレーダーの近くに位置すれば、エコー頂までのデータが得られないこともある。このように上層で境界条件を定めるのにも困難が多い。

今回の解析からはどちらの方向の積分による結果の方が現実を良く表しているかは判断できないが、3台のドップラーレーダーの観測が行えれば結果の補正が可能になる。Ray *et al.*¹³⁾は、3台以上のドップラーレーダーによるトルネードの観測結果から、2台のレーダーで鉛直速度を計算する際には、下向きの積分で求めた鉛直流を、雲頂から地上までの水平発散の積分を一定にする変分法で補正する方法が最良であると述べている。また、下向きの積分では、式(8)における $1/\rho$ が積分を進めるに従って減少していく為に、積み上げ誤差は小さくなる。しかしながら、今回の解析結果も同様に下向きの積分のほうが良い結果を与えているかどうかは分からない。その理由は、降雪雲の場合背が低いので、積分の方向よりも境界条件の影響の方が大きくきいてしまう為である。今回の解析例では、結果の良し悪しは分からないが、境界条件はエコー頂で与えるよりも地上で与える方が妥当であると考えられる。

その他に、鉛直風速場の計算で誤差の原因となり得るものに系の移動補正の不完全さがある。一般に成長期、発達期にある降雪雲は、ほぼ直立した形をしており、地形の影響の無い海上ではどの高度でも一定の移動速度を持つ。しかし、対流循環が弱まった衰退期の雲は、各高度の風によって流されるようになるので、鉛直シアーがある場合そのシアーの方向に傾いてくる。今回解析した収束雲の場合、北西から来た雲はシアーフロントを越えて陸風領域に入ると急激に衰退し、鉛直シアーによって大きく傾く。すなわち雲の上部と下部とで移動速度の違いが生じる。それにもかかわらず、今回は全領域、全高度において降雪雲の移動速度は一定であると仮定し移動補正を行った為、鉛直方向の積分を実際には傾いた方向に行ってしまった可能性がある。完全な系の移動補正を行うためには、各3次元格子点において正確な移動速度が得られなければならない。あるいは、観測時間をできるだけ短縮し、系の移動誤差を小さくする

必要がある。

VI. おわりに

2台のドップラーレーダーによる3次元風速場の測定と解析方法について述べ、実際の解析例を示した。その結果、2台のドップラーレーダーによる観測は降雪雲内の微細な3次元気流系を的確に表現することができ、メソスケール現象の運動学的構造の解明に非常に有効な手段であることが確認された。

しかしながら、3次元風速場の算出を行うにあたり、いくつかの問題点があることも分かった。最も深刻な問題は、鉛直流の算出方法である。実際に得られたデータの解析において、鉛直速度を求める際、地上で鉛直流が0であるという境界条件を与え上向きに水平発散の積分を行った場合と、エコー頂高度で同じ境界条件を与え下向きに積分を行った場合の結果には、鉛直速度場にかなりの相違が見られた。その原因としては、積分誤差の影響の他に、境界条件の設定に問題があると考えられた。すなわち、地上で境界条件を与える場合には、地上付近の正確な速度データが地形等の影響で測定できない問題があり、エコー頂高度で境界条件を与える場合には、雲頂高度とエコー頂高度の違いが問題になる。また、鉛直速度場を計算する際に誤差の原因となることに、降雪雲の移動速度が高度により異なる為に完全な移動補正が行えないことや、地表付近の速度が場所によっては地形の影響により小さく測定されることが指摘された。

これらの結果から、今後2台のドップラーレーダーによる観測を行うときには、できるだけ短時間で一回の観測を終了させるようにした方が良いと考えられる。場合によっては、空間分解能は悪くなるが、選択する仰角の数を減らした方が良い結果が得られることもある。また別に、できるだけ完全な系の移動補正を行うために高度別・領域別にエコーの移動速度を自動的に検出する手法の開発が必要である。

本研究を行うにあたり、レーダーの解析プログラムを参考にさせて頂いた気象庁の石原正仁氏、東大海洋研の坪木和久氏、また有益な御助言を頂いた低温研のRoxana Wajsowicz 女史、気象研の山田芳則氏に深い感謝の意を表します。解析に使用したデータは、名大水圏研の藤吉康志氏、北大理学部の上田博氏、北海道農試の城岡竜一氏の協力によって得られたものであり、その解析にあたっては多くの御助言を頂きました。ここに心から感謝の意を表します。

文 献

- 1) Browning, K. A. and Wexler, R. 1968 The determination of kinematic properties of a wind fields using Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 7, 105-113.
- 2) 坪木和久・若濱五郎 1989 1台のドップラーレーダーを用いた風速場の測定法—最小二乗法を用いたVAD解析—, 低温科学, 物理篇, A, 47, 73-88.
- 3) Waldteufel, P., and Corbin, H. 1979 On the analysis of single Doppler radar. *J. Appl. Meteor.*, 18, 532-542.
- 4) Pilié, R. J., Justo, J. E. and Rogers, R. R. 1962 Wind velocity measurements with Doppler radar. In

- Proc. 10th Weather Radar Conf., Boston, *Amer. Meteor. Soc.*, 329a-329i.
- 5) Armijo, L., 1969 A theory for the determination of wind and precipitation velocities with Doppler radars. *J. Atmos. Sci.*, **26**, 570-573.
 - 6) 石原正仁 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**, 59-69.
 - 7) Ishihara, M., Yanagisawa, Z. Sakakibara, H. Matsuura, K. and Aoyagi, J. 1986 Structure of a Typhoon rainband observed by two Doppler radars. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 923-939.
 - 8) Foote, G. B., duToit, P. S. 1969 Terminal velocity of raindrops aloft. *J. Appl. Meteor.*, **8**, 249-253.
 - 9) 藤原美幸・柳沢善次・青柳二郎 1971 冬季対流雲のレーダ観測, 気象研究ノート, **109**, 120-152.
 - 10) Ogura, Y. and Phillips, N. A. 1962 Scale analysis of deep and shallow convection in the atmosphere. *J. Atmos. Sci.*, **19**, 173-179.
 - 11) Gal-Chen, T., 1982 Errors in fixed and moving frame of reference: Applications for conventional and Doppler radar analysis. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 2279-2300.
 - 12) Lhermitte, R. M., and Miller, L. J. 1970 Doppler radar methodology for the observation of convective storms. Preprints 14th Conf. Radar Meteorology, Tucson, *Amer. Meteor. Soc.*, 133-138.
 - 13) Ray, P. S., C. L. Ziegler, Bumgarner, W. C. and Serafin, R. J. 1980 Single and multiple Doppler radar observatio of tornadic storms. *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1607-1625.

Summary

A method to determine the 3-dimensional wind field using dual Doppler radar data is described, and an example of the diagnosis of the wind field observed in convergence band clouds with snowfall is also shown.

Two Doppler radar measurements are necessary to determine the 3-dimensional wind field, because a single Doppler radar measures only the radial component of the wind velocity. Doppler velocity and reflectivity data are obtained from synchronized threedimensional scans of the radars. These data obtained on a spherical polar grid are interpolated onto a three-dimensional Cartesian grid. The system is under determined to calculate the three independent velocity components at a given point, and so a relaxation method using the continuity equation is used to give a consistent field of horizontal velocities and divergence up to an error in w of 0.1 ms^{-1} . The elevation angle of the scanning radar is small, and so the vertical component in the measured radial velocity is also small, so the relaxation method is just field. In the velocity calculation, a correction is made for the advection of the snow clouds during the scanning time. The correction is taken to be a uniform speed based on the mean speed of the clouds. Two vertical velocity fields are calculated and compared. The first from upward integration of the continuity equation from a boundary condition of $w=0$ at the surface, and the second from downward integration from a boundary condition of $w=0$ at the echo top.

A large difference in the vertical wind field is found between the two methods of integration (see Fig. 6). Using the upwards integration, the absolute value of the vertical velocity at upper level is larger than at lower level, and vice versa for downward integration. This is just due to the accumulation of the rounding error. However, one also notes Fig. 6 that there is the difference of the direction of the vertical velocity in some locations. There are two chief sources of error contributing to this difference. One is the problem of the boundary condition; the height of the echo top is generally different from the height of the cloud top at which w is zero. Data close to the surface is not obtained due to the effects of a varying terrain. The other is errors in the divergence field. In this method, the correction due to cloud advection at difference is based on a

constant speed, however the cloud moves speed at difference heights. As a result, the integration in the exact vertical direction is not done.

In the future, a program to calculate the advection speed of clouds at separate heights will be developed and incorporated in the calculation. Also, the observing time of the 3-dimensional volume will be shortened.