

# 複雑山岳地形が風下の降雪分布に及ぼす効果\*

—濃尾平野を例として—

藤吉 康志\*<sup>1</sup>・藤田 岳人\*<sup>2</sup>・武田 喬男\*<sup>3</sup>  
小尻 利治\*<sup>4</sup>・寶 馨\*<sup>5</sup>・池田 繁樹\*<sup>6</sup>

## 要 旨

濃尾平野を対象地域として、複雑山岳地形の風下での降雪分布を決定する要因について、2台のドップラーレーダーを用いて調べた。レーダは、観測範囲が関ヶ原を含む山間部と濃尾平野をカバーするように配置し、1992年12月から1993年5月まで観測を行った。降雪が生じた9回のうち、平野部で降雪が見られ、かつ風速・風向が数時間もの間ほとんど変化していない4例について、平均的なレーダエコー及び水平風の3次元分布を作成し、異なった風向・風速によってエコー及び気流分布がどのように変化するかを詳細に調べた。

伊吹山地の風下の弱風域の範囲は、風上の風向が北寄りになるほど風下に広がっていた。一方、風向が西寄りになるほど関ヶ原の出口付近での風向変化が下層及び上層共に顕著であり、かつ、鈴鹿山脈の風上側と風下側での下層にみられる風速変化、及び鈴鹿山脈の北側での風向変化が顕著であった。エコー域はわずかな風向変化で大きく異なり、高度1.5~2 kmの平均風向にほぼ平行に延びていた。エコー域の幅は、風向に直角な方向の若狭湾の幅と極めて良く一致していた。山のすぐ風下の強エコー域の存在と、山から離れた地点にエコー強度のピークを持つ幅の狭いバンド状のエコー域の存在が、風向によらないエコー分布の共通の特徴であった。山岳風下域に存在する多降雪域の範囲を求める指標として、伊吹山地上空の風速と落下速度 $1\text{ ms}^{-1}$ を用いることは、良い近似であることが確認された。しかし、山頂上空には強風域が存在し、降雪粒子の到達距離をより正確に見積るためには、この山頂上空の強風域の広がりやを考慮する必要があることも分かった。複雑山岳地形の風下では、風上の地形によって風向・風速が場所によって微妙に変化し、その結果上昇流が発生し過冷却雲が形成される。山から離れた地点に存在したバンド状降雪域は、この過冷却雲が山頂から流されてきた水晶によって「種まき」された結果であることが示唆された。また、このバンド状降雪域は、山脈風下の弱風（後流）域、及び、山脈と山脈の間の谷筋の強風（噴流）域の何れにも存在していた。

\* The effect of complex terrain on the leeside distribution of snowfall—In the case of Nobi Plain—

\*<sup>1</sup> Yasushi Fujiyoshi, 名古屋大学大気水圏科学研究所.

\*<sup>2</sup> Taketo Fujita, 名古屋大学大気水圏科学研究所 (現: 株式会社ウェザーニューズ).

\*<sup>3</sup> Takao Takeda, 名古屋大学大気水圏科学研究所.

\*<sup>4</sup> Tosiharu Kojiri, 岐阜大学工学部土木工学科.

\*<sup>5</sup> Kaoru Takara, 岐阜大学工学部土木工学科 (現: 京都大学防災研究所).

\*<sup>6</sup> Sigeki Ikeda, 岐阜大学工学部土木工学科 (現: 竹中土木株式会社).

—1995年11月21日受領—

—1996年3月25日受理—

## 1. はじめに

本研究の目的は、濃尾平野を対象地域として、複雑山岳地形の風下での降雪分布を決定する要因を明らかにすることにある。この地方は、本州の太平洋側の中では最も日本海との距離が近いため、季節風吹き出し時にはしばしば平野部も降雪に見舞われる。これまで、降雪機構・積雪分布といえば、北海道、東北、北陸などの日本海沿岸部で主に研究されてきた。一方、太平洋沿岸部では、冬季の季節風吹き出し時にはフェーンが顕著な現象であり、山岳を越えてくる降雪については比較的研究例が少ない。しかし、北海道、山形、新潟、長野、岐阜などの盆地ではしばしば大雪となることが知られており、平野部でも一旦降雪が生

じると交通網に多大な影響を及ぼすことから、山岳風下での降雪分布を支配する因子についても研究を行なう必要がある。このような研究は、日本海からもたらされる水分が、どれだけ陸上へ輸送され、結果として陸上にどれだけ蓄積されるのか、そしてその結果としてどれだけの水分を失って太平洋に気流が抜けていくのかという、水循環・水資源の問題とも深く関わっている。

まず、東海地方、特に濃尾平野の降雪に関するこれまでの研究を以下にまとめる。深津(1963)は、若狭湾近辺にエコーの発生域があり、それを850 hPaの風で流すとレーダエコー分布の観測値と一致し、従って、名古屋に雪が降るのはNW風の時に限られることを示した。岩田他(1990)は、1971年から1990年の20年間において愛知県北西部のいずれかの地点で積雪10 cm以上を観測した事例(18回)の内、14回は季節風によること、この時の降雪分布は850 hPaの風向と一致すること、また、若狭湾沿岸から滋賀県北部を通って岐阜県関ヶ原に達する細長い帯状の多雪地が存在することを明らかにした。坂本(1974)は、岐阜県の日降雪の深さと降雪範囲とが季節風の強さに比例していることを示した。佐々江(1990)によれば、岐阜県の大雪パターンは、1959年から1978年の統計では一般型(35%、県西部一帯)、白川型(20%、飛騨地方の白川村付近)、川上型(20%、美濃地方の坂内村付近)、関ヶ原型(10%、美濃地方の関ヶ原町付近)、その他(15%)に分類され、関ヶ原型が最も少ない。関ヶ原型大雪はNWまたはWNWの風が強い時に起こり、この時には岩田等(1990)の結果と同様に、若狭から関ヶ原を通り濃尾平野に伸びる降雪ベルトが存在し、降雪量は関ヶ原付近で最も多いと述べている。

岡村・船田(1979)、岡村(1980)は、新潟県を対象として、雪片の落下速度と落下開始高度を与えて、レーダエコーから求めた降雪量と実測の降雪量とを比較した。その結果、高度2 kmから落下速度 $1 \text{ ms}^{-1}$ で落下を開始したとすると両者がほぼ一致することを示した。ただし、山雪型の総観場(季節風型)では良いが、里雪型(小低気圧などメソスケールの擾乱等で風系が複雑)では相関が悪い(岡村; 1981)。一方、立平・深津(1965)は、若狭湾から濃尾平野にかけてのエコーセルは、高度1.5 kmから3 kmの間の風で流されているが、単に雪が上層風で流されてくるのではなく、山の風下になんらかの上昇気流系があって、造雲が続けられていると考えるのが妥当であると述べている。

以上の研究成果をもとに、近年降雪に関与するメソスケール現象、特に地上の収束線と降雪域との対応の解析が名古屋地方気象台を中心として行われている。北市他(1991)は、東海地方の降雪分布のパターンを以下の3つに分類した: N型(850 hPaの風向が北風で、岐阜県及び三重県のそれぞれの北部に多雪域がある; 地上の収束線は滋賀県中部から三重県北部にある)、NW型(850 hPaが北西風で、関ヶ原から愛知県に延びる多雪域が明瞭; 収束線は滋賀県北部から愛知県にあり明瞭で、関ヶ原付近で収束量が大きい)、W型(西風で降雪域が岐阜県山間部に限定される; 収束線は岐阜県北部に解析される)。大草他(1991)は、レーダエコーの速さと走向はほぼ伊吹山山頂(1377 m)の風と一致し、この雲域は地形の影響を受け陸上で発達したもので、若狭湾から直接流入したものではないこと、濃尾平野での雲の発達にはなんらかのメソスケールの擾乱が寄与している可能性があることを指摘している。

以上見てきたように、降積雪分布は所謂一般風と地形周辺の局地風、さらにはメソ $\beta$ スケールの気流場に大きく影響されていると考えられる。これらの気流場と実際の降雪分布との関係をより明確にするためには、先ず複雑山岳地形を含む広域の風の水平・垂直分布の時間変化を調べなければならない。しかし、これまでの研究では、地上風と気球を用いた風の測定が中心であったため、濃尾平野上空の風としては輪島、浜松、潮岬のデータ、或いは1高度ではあるが伊吹山山頂のデータから類推しか無く、メソスケールの現象を解析するには時間分解能及び空間代表性共に信頼性が低い。また地上の観測点も、山岳周りの気流を解析するには空間分解能が十分とは必ずしも言えない。また、山岳周辺の降雪機構も議論するためには、複雑山岳地形周辺の気流の3次元分布及びその気流分布の中での雪雲の発達と降雪粒子の形成、更に気流に乗った降雪粒子の輸送を明らかにする必要がある。そこで我々は、高速で3次元走査が可能な2台のドップラーレーダを用いて、濃尾平野に降雪があった時のレーダエコー及び気流の3次元分布を観測し解析を行ったので、その結果を報告する。

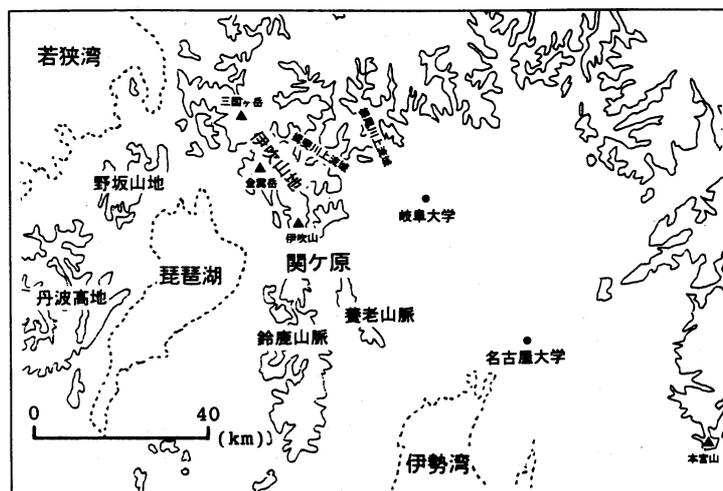
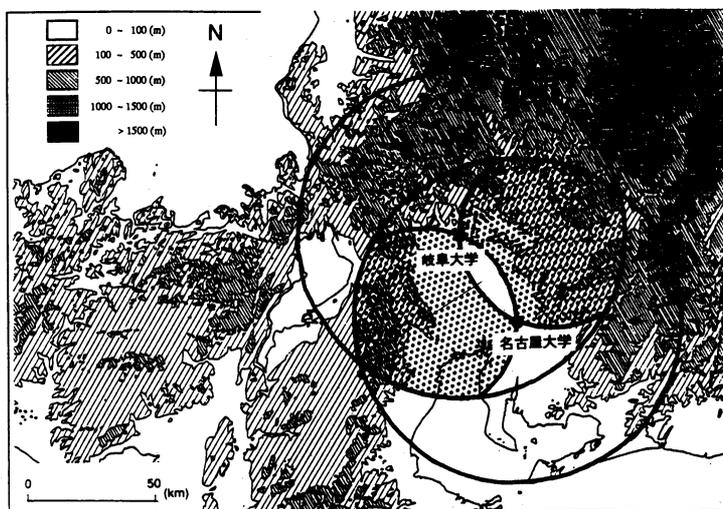
## 2. 観測データと解析方法

第1表は、観測に用いた2台のドップラーレーダの性能を示したものである。この2台のレーダを、観測範囲が関ヶ原を含む山間部と濃尾平野をカバーするよ

第1表 本研究所のドップラーレーダの性能諸元.

送信周波数	9415 MHz (主システム) 9375 MHz (副システム)
送信パルス幅	0.5 $\mu$ sec.
送信尖頭出力	40 kW
繰り返し周波数	2000 pps
ビーム幅	水平, 垂直共 1.2°
最小受信電力	-110 dBm
処理距離範囲	64 km/16 km
距離分解能	250 m/62.5 m
折り返し速度	16 m/s
速度分解能	0.125 m/s
ドップラー処理方式	パルスペア方式

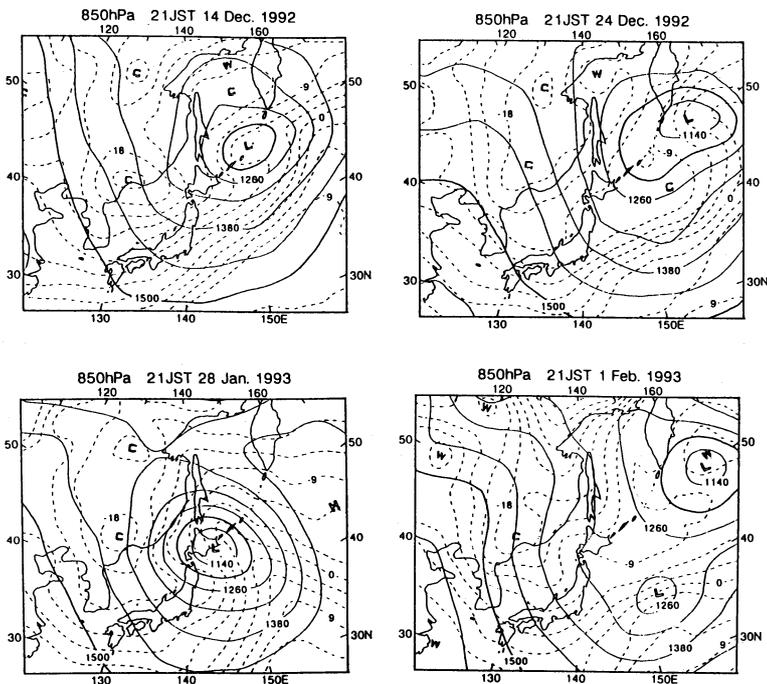
うに, 名大大気水圏研と岐阜大工学部の屋上に設置した(第1図)。名大大気水圏研のレーダは $0.63^\circ$  から $7.8^\circ$  まで, 岐阜大のレーダは $1.1^\circ$  から $15.2^\circ$  まで, それぞれ11仰角の水平走査(VAD)と, 水平風の鉛直分布測定用に仰角 $30^\circ$  の1回の水平走査, 及び2方向の鉛直走査(RHV)を行うことにより, エコー強度と水平風の3次元分布を約7分間毎に測定した。エコー分布は, 2台のレーダのデータを合成して作成したが, 岐阜大学の周辺は山が近いためシャドーが多く, 実際には岐阜大学よりも風上側のデータは一部しか捉える



第1図 2台のドップラーレーダの設置場所と観測範囲(上図)。下図に地名を示した。上図で, 2台のレーダ観測範囲が重なった領域内の網点掛をした領域は精度の良い水平風の測定が可能な領域である。

第2表 解析した期間と時間帯、及び各時間帯の高度 1.5~2 km 間の平均風向と風速.

期 間 番 号	観測時間	解析時間帯	平均風向	平均風速 (m/s)
2	1992年 12月14日15:53 -15日10:07	A; 14日20:42-01:50	303°	16.1
3	1992年 12月23日16:51 -25日09:00	A; 24日04:03-08:01	294°	21.3
		B; 24日08:01-14:26	307°	19.2
5	1993年 1月27日08:58 -29日11:23	A; 28日12:36-17:37	303°	16.9
		B; 28日17:37-20:25	304°	21.7
		C; 28日20:25-01:05	310°	21.2
6	1993年 2月01日13:17 -02日14:50	A; 01日18:53-22:02	323°	15.9
		B; 01日23:05-02:07	334°	14.7

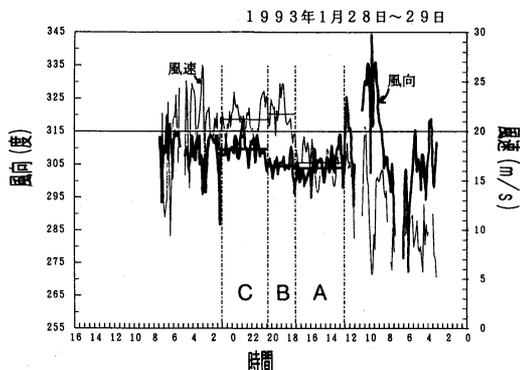


第2図 解析した日の高度 850 hPa の天気図. 何れも濃尾平野上空では、等高度線は北西から南東に傾いている.

ことができなかった。観測期間は、1992年12月から1993年5月までであったが、降雪が生じたのは9回で、輪島上空 500 hPa での気温が $-30^{\circ}\text{C}$ 以下となる強い寒気の南下が見られた時であった(図は省略)。これらのうち解析対象としたのは、平野部で降雪が見られ、かつ風速・風向が数時間の間ほとんど変化していない期間 2, 3, 5, 6 の4例である(第2表)。第2図に、各観測期間の 850 hPa の天気図を示した。若狭湾から伊勢湾にかけての等高度線の傾きは、何れのケースも

ほぼ北西-南東であった。

これまでの研究から、濃尾平野の降雪量には季節風の強さが、降雪分布には季節風の風向が重要であることが分かっている。また、雪雲は 850 hPa の風向とほぼ同じ方向に移動することも知られている。ただし、その際に用いられた上空の風は、輪島でのゾンデから求めたものであるため、6時間内で生じた風向・風速の変動幅の分だけ降雪分布との対応が不明瞭である。そこで、各観測期間のうちで風向及び風速がほぼ一定



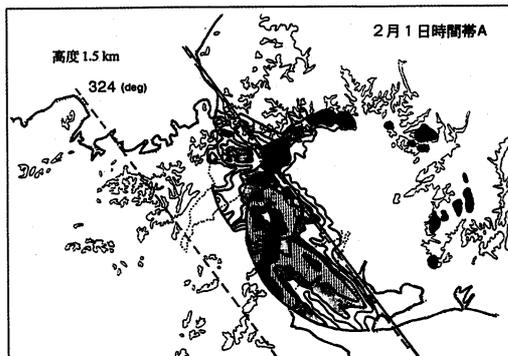
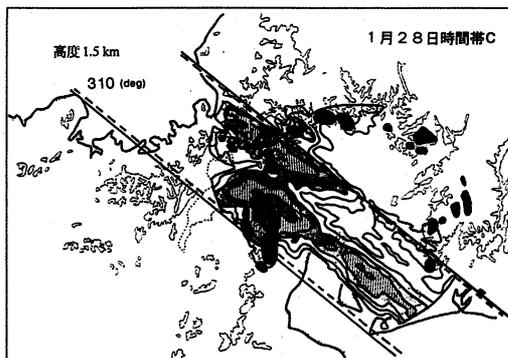
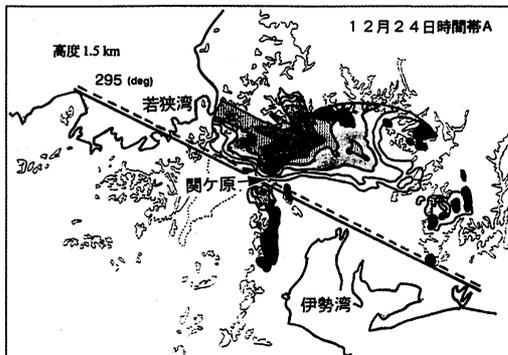
第3図 岐阜大学上空 1.5~2 km 間の平均風の時間変化の例 (1993年 1月28日から29日)。細い実線は風速を、太い実線は風向を示す。平均操作を行った時間帯は A, B, C であり、各時間帯の平均風向・風速はそれぞれ太い横線と細い横線で示してある。

とみなせる時間帯の平均的なレーダエコーの3次元分布を作成し、互いに異なった風向・風速によってエコー分布がどのように変化するかをより詳細に調べた。ここで、レーダエコー強度と降雪強度とが良い相関にあることは既に知られているため (例えば Fujiyoshi *et al.*, 1990), 各高度の時間平均エコー分布はその高度の降雪分布にほぼ比例すると考えて良い。また、同じ時間帯で水平風の時間平均も作成し、山岳周辺の気流系の風向別特徴も調べた。

風がほぼ一定とみなせる時間帯は、以下のようにして決定した。まず、風上の岐阜大学に設置したドップラーレーダのデータから、VAD法 (仰角30°) によって約7分毎に高度約100m間隔で風向・風速の鉛直分布を作成する。このうち、雪雲の走向を決定するといわれている 850 hPa に相当する高度 1.5~2 km の間の風を平均し、この風向・風速がほぼ一定の時間帯を選んだ。例として、第3図に期間5の1月28日3時から29日8時までの時間変化を示した。平均操作を行った時間帯での風向変動の標準偏差は3° から5°, 風速変動の標準偏差は期間3と6でやや大きくそれぞれ 2.6 ms<sup>-1</sup> と3.5 ms<sup>-1</sup> であったが、他は 2 ms<sup>-1</sup> 以内であった。第2表には、このようにして決定した各期間内で平均操作を行った時間帯と、平均風向・風速も示してある。

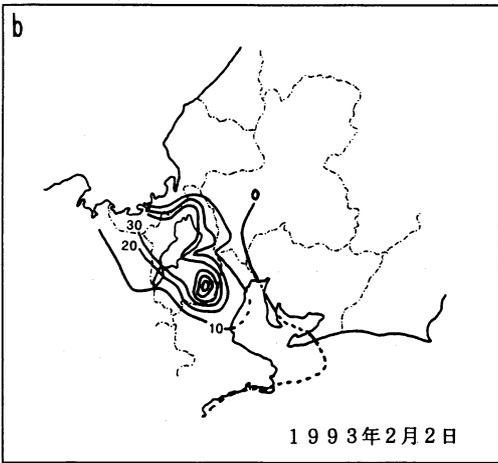
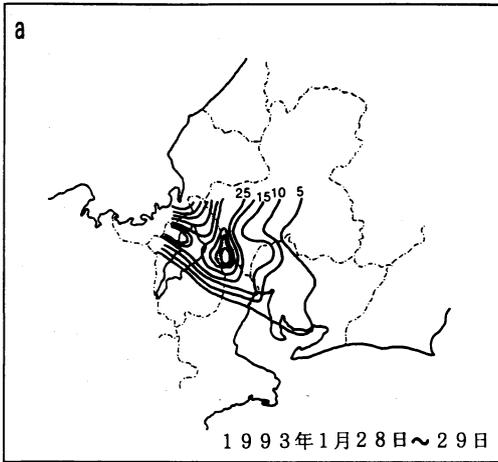
### 3. 降雪域の水平分布

#### 3.1 風向別水平分布



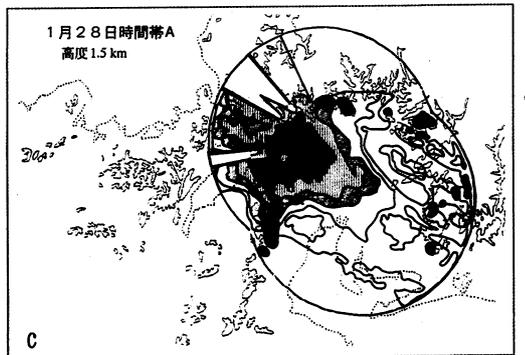
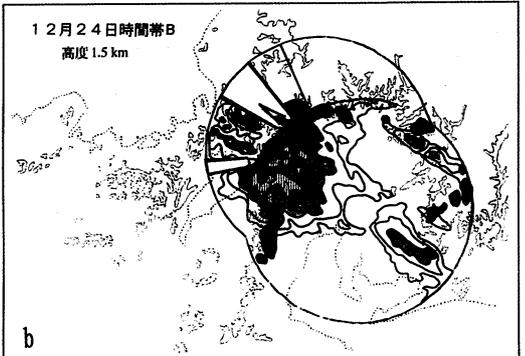
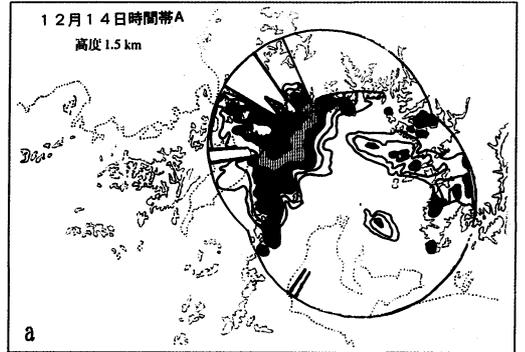
第4図 レーダから求めた平均風向別のレーダエコーの平均水平分布、及び岩狭湾との位置関係。高度は 1.5 km で、図中の太実線はエコー域の幅を、破線は風向に直交する方向の岩狭湾の幅を示す。エコー強度の等値線は 13 dBZ 以上、3 dBZ 毎に引いてある。薄い影は 19 dBZ 以上、縦線は 22 dBZ 以上、横線は 25 dBZ 以上の領域を、また黒塗り部は地形エコーを意味する。

第4図は、上述の方法で作成したレーダエコーの平均水平分布 (高度 1.5 km) を示したものである。この高度を示した理由は、高度 1 km 以下では山のシャドーが多く、山岳風上及び山岳上空のエコー強度の変



第5図 (a) 1月28日9時と29日9時の積雪深の差から求めた降雪分布(牧野・多野, 1993). (b) 2月2日午前9時の積雪分布(中本, 1993). 単位はいずれも cm.

化を示すことができないことによる。ただし、高度が下がるにつれてエコー域は風下に広がって行くが、エコー域の幅やパターンは変わらない。図には、平均風向が WNW, NW, NNW のものを示した。図から明らかのように、わずかな風向の変化でエコー域が大きく異なっており、エコー域は風向にほぼ平行に延びていることが分かる。また、エコー域の幅は、風向に直角な方向の若狭湾の幅と極めて良く一致している。第4図に見られる、風向によらないエコー分布の共通の特徴は、山のすぐ風下の強エコー域の存在と、山から離れた地点にエコー強度のピークを持つ幅の狭いバンド状のエコー域の存在である。比較のために、第5図aに1月28日9時と29日9時の積雪の深さの差から求め



第6図 (a) 12月14日時間帯Aの高度 1.5 km の平均エコー強度分布. (b) 12月24日時間帯Bの高度 1.5 km の平均エコー強度分布. (c) 1月28日時間帯Aの高度 1.5 km の平均エコー強度分布. エコーの等値線の間隔は第4図と同じ.

た降雪分布(牧野・多野, 1993)を、また第5図bには2月2日午前9時での積雪分布(中本, 1993)を示した。何れも、レーダエコーから求めた分布とかなり良い一致を示しているが、地上のデータでは山岳風下の多降雪域とさらにその風下に存在するバンド状の降雪域とが分離されていない。このように、平均エコー強度分布と降雪分布とはほぼ一致するので、以下では特に断らない限り、エコー強度の水平分布を降雪分布

と表現する。

山の風下の多降雪域の広がりについては次の4章で、バンド状の降雪域の成因については5章で、考察する。

### 3.2 関ヶ原周辺の降雪分布

関ヶ原周辺の降雪は、東海地方の交通機関に与える影響が最も大きいことから、この地域の降雪分布を調べた。今回解析した例で、関ヶ原一帯に多めの降雪が見られたのは、12月14日時間帯A(平均風向 $303^\circ$ 、平均風速 $16\text{ ms}^{-1}$ ) (第6図a)、12月24日時間帯B(平均風向 $307^\circ$ 、平均風速 $19\text{ ms}^{-1}$ ) (第6図b)、及び1月28日時間帯A(平均風向 $304^\circ$ 、平均風速 $17\text{ ms}^{-1}$ ) (第6図c)であった。これらの例でも、3.1で述べたような2つの特徴、即ち、山岳風下での多降雪域の存在と、それとは離れた風下でのバンド状の降雪域の存在が見られる。また、風向が $303^\circ$  から $307^\circ$  へと微妙ではあるがわずかに北寄りに変化しているのに伴って、降雪域もわずかながらに変化していることが分かる。エコー強度の絶対値は1月28日が最も大きい、関ヶ原周辺の降雪は伊吹山地周辺の降雪域の一部で、特に関ヶ原付近でのみの降雪量の増大は見られない。

一方、12月24日のように関ヶ原周辺で降雪量が少なくなっているケースもあった。この傾向は、上空の風速が速いほど顕著である。例えば、第4図に示した1月28日時間帯C(平均風速 $21\text{ ms}^{-1}$ )や後述する1月28日時間帯B(平均風速 $22\text{ ms}^{-1}$ ) (5章、但しエコー強度の水平分布図は省略)でも降雪はあるが、伊吹山地の後方や養老・鈴鹿山脈の風下域に比べては少降雪域になっている。5章で述べるバンド状降雪域とは異なり、山岳風下での降雪は、山岳風上斜面で形成された雪が落下して生じる。6章で述べるように、風速が速いほど山(この場合伊吹山)を迂回する流れが弱くなるため、この流れに乗って運ばれて来る降雪粒子も少なく、結果として関ヶ原の降雪が相対的に少なくなったものと考えられる。

### 4. 山岳周辺の気流場(鉛直分布)の特徴と降雪の到達距離

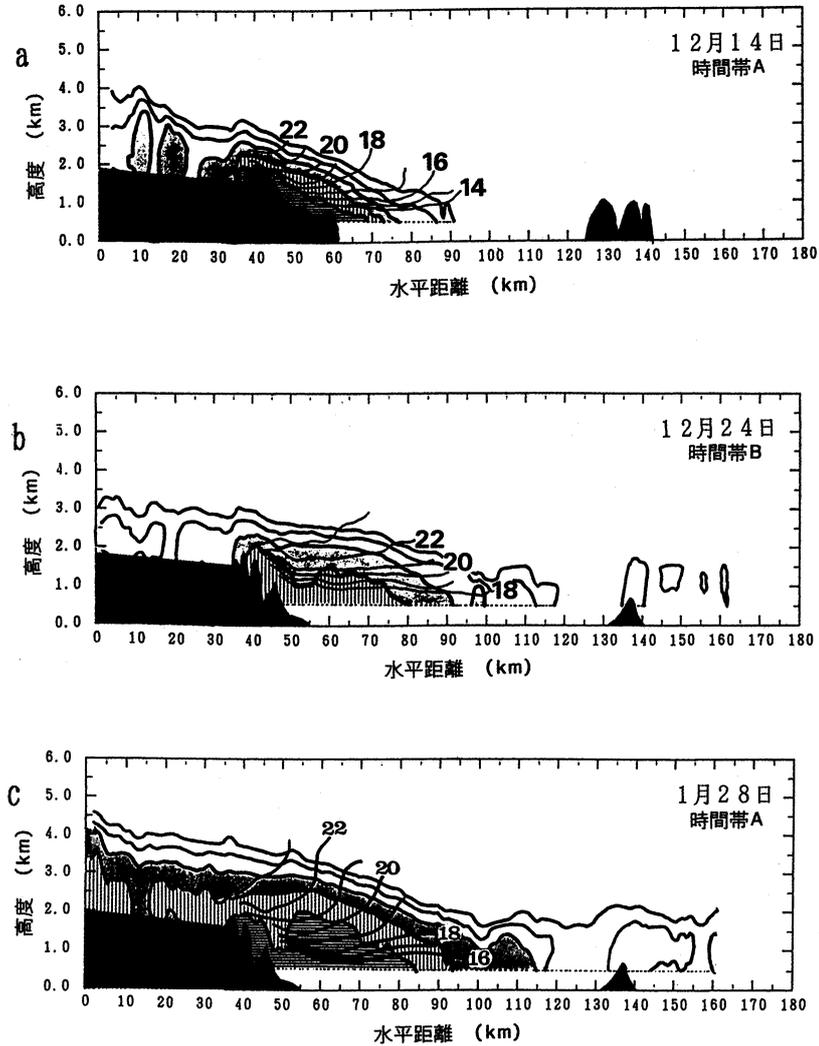
ここでは、伊吹山地を含む鉛直断面内におけるエコーと水平風の観測データをもとに、山岳域で生成された降雪粒子が平野部にどの程度まで進入してくるのかという、降雪粒子の到達距離について考察する。

第7図 a~c に、1992年12月14日時間帯A、12月24

日時間帯B、及び1993年1月28日時間帯Aの3例の風速及びエコー強度の平均鉛直分布を示した。第8図に示したように、これらの鉛直断面は伊吹山山頂を中心として、平均風向に沿って作成した。12月24日と1月28日のケースでは、山頂からやや離れた風下( $\sim 60\text{ km}$  地点付近)にもピークがあるが、これは養老山脈上のエコーの一部が入りこんでいるためである。伊吹山山頂の風上では、エコー強度は何れのケースでも一旦衰えた後山頂近くで再度強くなっている。山の風上で一旦衰えた後山頂付近で再度エコー強度が増加する機構としては、山岳斜面に沿う上昇流によって形成された地形性過冷却雲中での降雪粒子の成長が考えられる。また山の風下の $130\sim 140\text{ km}$  地点に存在する低い山の上空及び風下にもエコーが見られるが、これはバンド状降雪域と関係しており、次の5章で考察する。

図に見られる、3例に共通な風速場の特徴としては、山頂上空の強風域の存在が挙げられる。出羽丘陵上でもこのような強風域が報告されている(Nakai and Endoh, 1995)。但し、12月14日では山頂から風下に行つて急速に風速が遅くなっているが、24日では風速低下が緩やかである。また、12月14日と24日とでは、伊吹山上空でのエコーの高さはほぼ等しいが、24日の方がより遠方にまでエコーが存在している。1月28日の事例について、降雪域の到達距離と下層風との関係を調べた結果によると、大まかには、伊吹山山頂での風速の変化に応じて降雪到達距離も変化していた(牧野・多野, 1993)。そこで、ここでは以下の2通りについて降雪粒子の落下経路を計算した。計算(i): 最も単純化した計算で、降雪粒子の落下速度を $1\text{ ms}^{-1}$ とし、伊吹山上空の風速のみで飛ばされたと仮定する。即ち、降雪粒子は成長も蒸発もせず、かつ山の風下の風は伊吹山の風と同じであると仮定する(第9図)。計算(ii): より現実に近い状態での計算で、降雪粒子が落下途中に成長して落下速度が変わること、及び各高さ、場所によって異なるその場その場の風速で流されるとして計算した(第10図)。ここで、風の場としてはドップラーレーダの実測値を用い、レーダエコーの強度から降雪粒子の落下速度を計算した(Atlas *et al.*, 1973)。

第9図を見ると、降雪粒子の軌跡とレーダエコーの分布とはほぼ一致していることが分かる。このことから、降雪粒子の到達距離を求める指標として、伊吹山地上空の風速と落下速度 $1\text{ ms}^{-1}$ を用いることは、良い近似であると言える。第10図では、風下に行くほどま

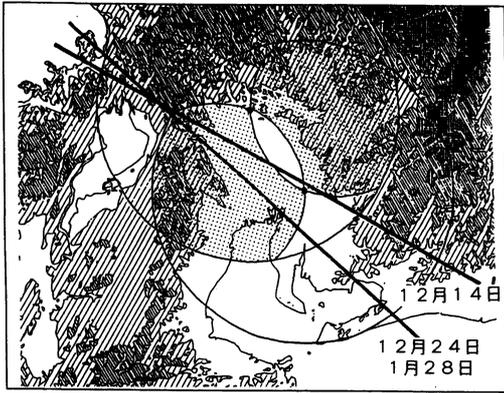


第7図 伊吹山地を含む鉛直断面内におけるレーダエコーと平均水平風速の時間平均図。エコー強度の等値線は第4図と同じ。等風速線の添え数字は風速で、単位は  $\text{ms}^{-1}$ 、水平距離はレーダの観測範囲の西端を原点にとってある。(a) 12月14日時間帯A, (b) 12月24日時間帯B, (c) 1月28日時間帯A。

た高度が下がるにつれて風速が弱まっていること、また高度が下がるにつれてエコー強度が増加し、従って落下速度が大きくなることに対応して、3例とも軌跡は上に凸の曲線を描いており、よりエコーの等強度線の形に近づいているが、逆に、第9図に比べて降雪粒子の到達距離が短くなっている。これは、エコー強度から類推した降雪粒子の落下速度が実際よりも大きかったためと考えられる。図としては示していないが、降雪粒子の落下速度を  $1 \text{ms}^{-1}$  とするが、風の場合は実測値を用いて落下経路を計算した結果では、軌跡は上に

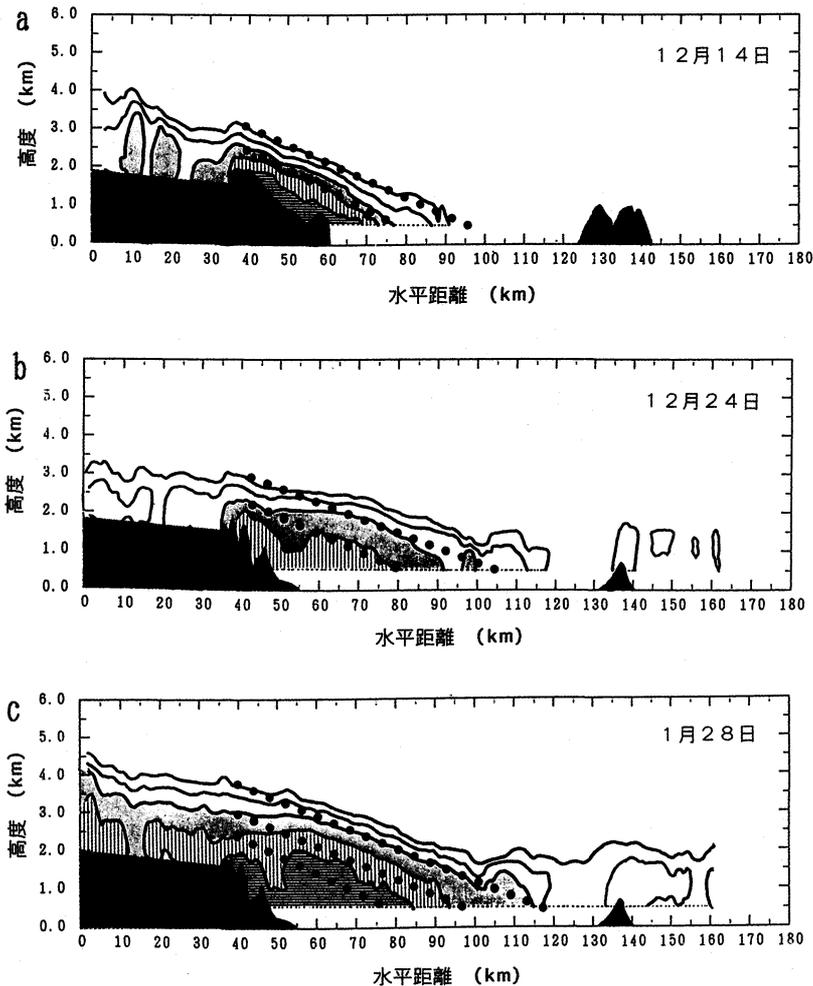
凸の曲線を描き、降雪の到達距離もほぼ実測値と一致した。リアルタイムで降雪粒子の落下速度とレーダの反射強度との関係を与えることによって、降雪域の予測を行うことは、原理的には可能であるが現実的ではない。従って、降雪粒子の成長による落下速度の効果を考慮するよりも、落下速度を  $1 \text{ms}^{-1}$  と仮定して、風速場を考慮した方が实际的であろう。

一方、何れの計算においても、エコー頂付近を始点とした粒子の到達距離は、12月14日より12月24日の方が実際のエコー域との差が大きく、降雪粒子はより



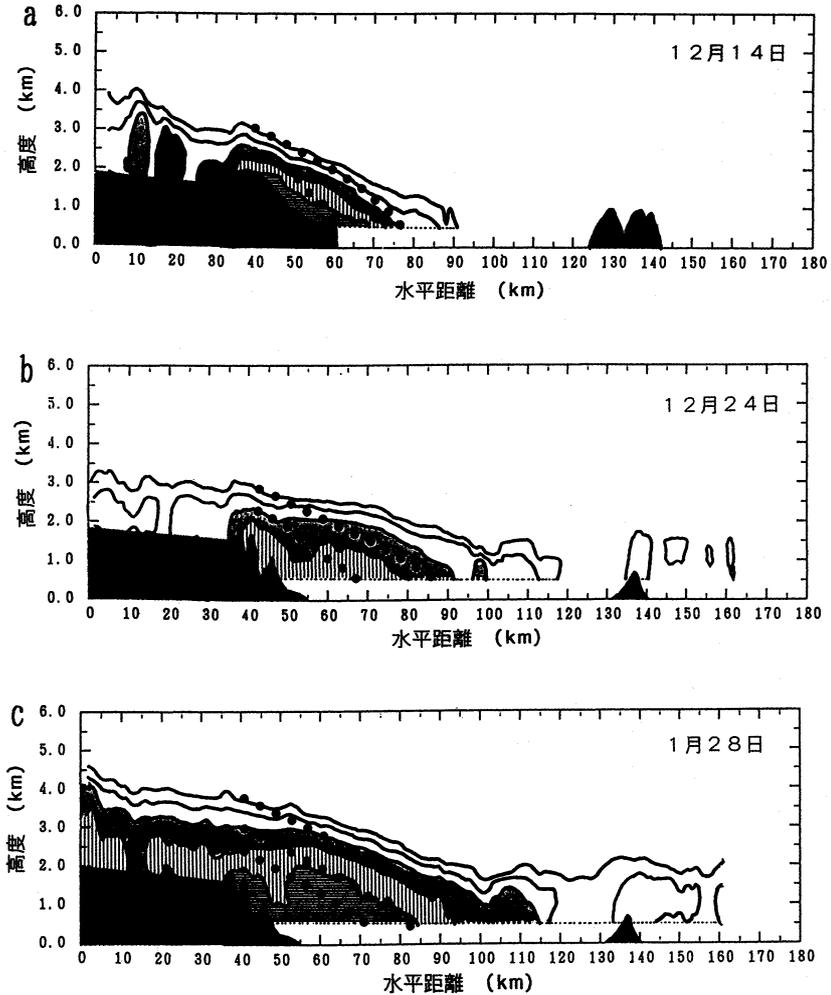
第8図 第7図の鉛直断面を作成した位置。

手前に落下する結果となった。エコートップの高度変化を見ると、12月14日では山頂からすぐに下がっているが、12月24日では山頂から20 km 近く風下まで殆ど変化していない。このエコートップの高度変化は、強風域の広がりと共に良く対応している。山頂上空の強風域の広がりや降雪到達範囲との関係は、第7図のような時間平均図よりも第11図に模式的に示した個々の雪雲の時間変化を見たほうが理解しやすい。仮に、全く同じ強度分布と高さを持つ雪雲が、衰退しながら異なった風速（上図の方が下図よりも速い）で流されながら風下に移動して行ったとする。図の上下では同じ経過時間での雪雲の位置とエコートップ強度を示したものである。図から明らかなように、上空の風速が速いほど雪

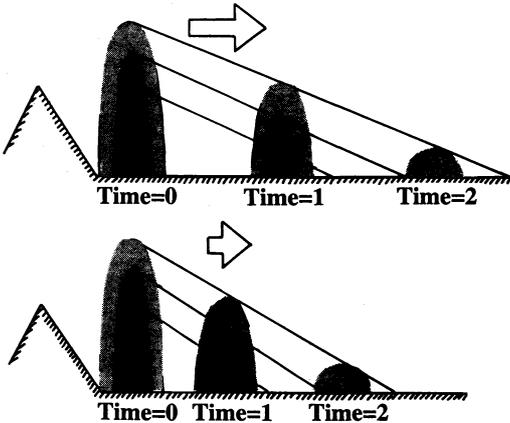


第9図 仮定 i) で計算した、伊吹山地上空を始点とした降雪粒子の軌跡を第7図のエコー分布に重ねた図。黒丸は、落下開始高度を2.5 km, 3.0 km 及びエコートップ高度（1月28日）とした時の降雪粒子の落下経路。

複雑山岳地形が風下の降雪分布に及ぼす効果



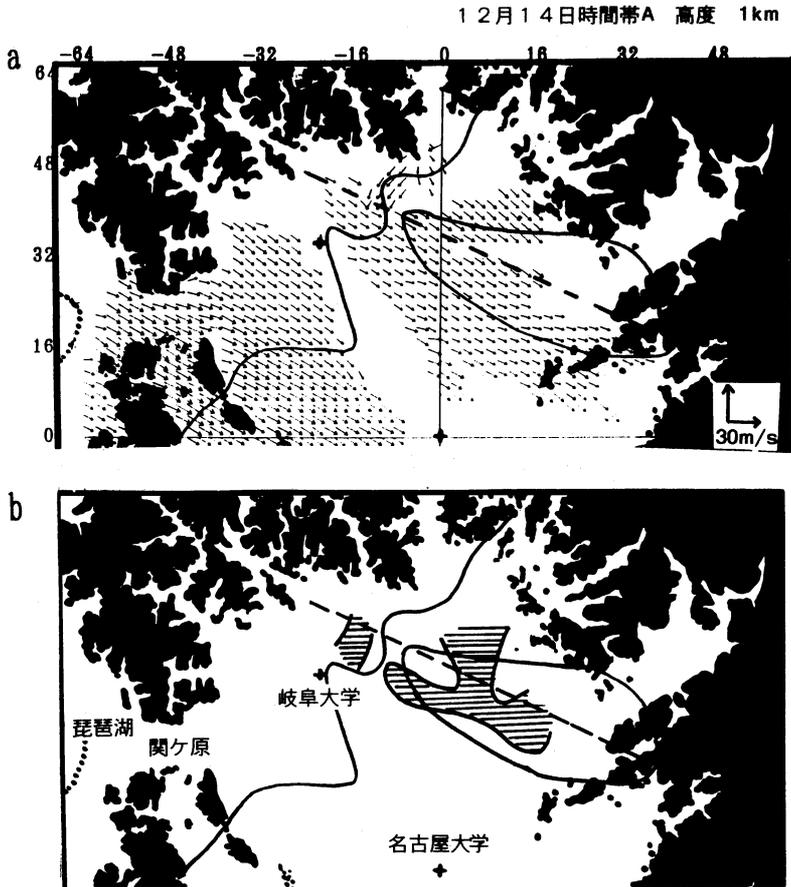
第10図 第9図と同じ。但し、仮定ii)で計算した降雪粒子の落下経路。



第11図 山頂風下の風速の違いが、降雪粒子の到達距離に与える効果を模式的に示した図。上段の方が下段よりも風速が速いため、同じ時間経過でのエコーの移動距離が長い。

雲は遠くに移動するため、エコー強度の等値線の傾きが緩やかとなる。従って、降雪粒子の到達距離をより正確に見積るためには、山頂上空の強風域の広がりや考慮する必要がある。

12月14日に比べて24日の方が上空の風が下層にまで進入しており、山岳風下での下降流がより強いことを示唆している。即ち、あくまでも相対的ではあるが、14日がよりサブクリティカルに近く、24日の方がよりスーパークリティカルに近い流れである。山越えの下降流が大きい24日の方が降雪到達距離が遠いというのは、一見逆のようであるが、下降流に比べて水平速度の増加効果の方が勝っているためと考えられる。今回観測に用いたドップラーレーダでは、山岳斜面近くのドップラー速度は地形の影響を受けてしまうため、風の水平分布から鉛直流を求めることは精度上困難で



第12図 12月14日の(a)：高度1kmの平均水平風分布と(b)： $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の水平収束域(横線域)、及び高度2kmの(c)：平均水平風分布と(d)： $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の水平発散域(縦線域)。図中の太い実線は高度1.5kmのエコー強度16dBZの等値線を、太い破線はバンド状降雪域の走向を示している。また、収束・発散量はバンド状降雪域のみについて示してある。

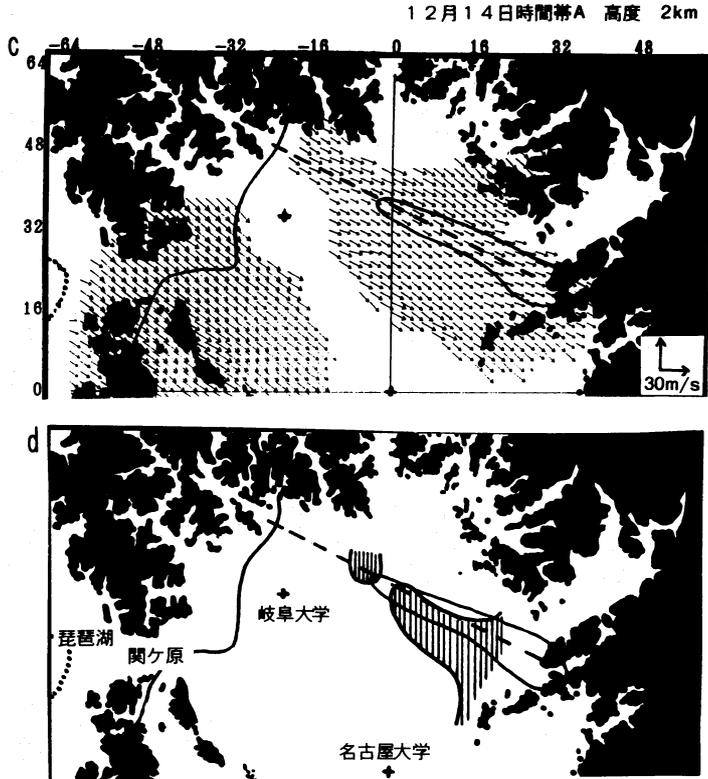
あった。鉛直流分布も考慮したより詳細な山岳周辺の3次元気流場を明らかにするためには、数値シミュレーションと観測を併用した解析が必要である。

### 5. 山の風下にてできる降雪バンドの形成機構

3章で指摘したように、主な降雪域は山岳周辺とそのすぐ風下に存在するが、それとは別に、山岳から少し離れた場所から発生するバンド状の降雪域が存在する。これまでも、伊吹山地の風下の平野部でのレーダエコー強度の増加が、下層風の収束による上昇流に起因するという指摘がなされているが、測定間隔の粗い地表風の風向のみで議論していたため、定性的な議論しか出来なかった。そこで以下では、我々が作成し

た水平風のデータを用いて、特にバンド状降雪域が顕著な12月14日時間帯A、1月28日時間帯B、及び2月1日時間帯Aを例としてその成因を考察する。

第12図a, bには、12月14日時間帯Aの高度1kmの水平風の平均水平分布と、 $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の水平収束域を、第12図c, dには高度2kmでの水平風の平均水平分布と、 $1.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ 以上の水平発散域を示した。この例の高度1.5kmでのエコー強度の平均水平分布は第6図aに示してあり、第12図には各高度での16dBZのエコー強度の等値線のみを引いてある。また、名古屋大学と岐阜大学の間の領域は、ドップラーレーダから水平風を求める際に誤差が大きくなるため、水平風が表示されていない(第12図以降も同様である)。



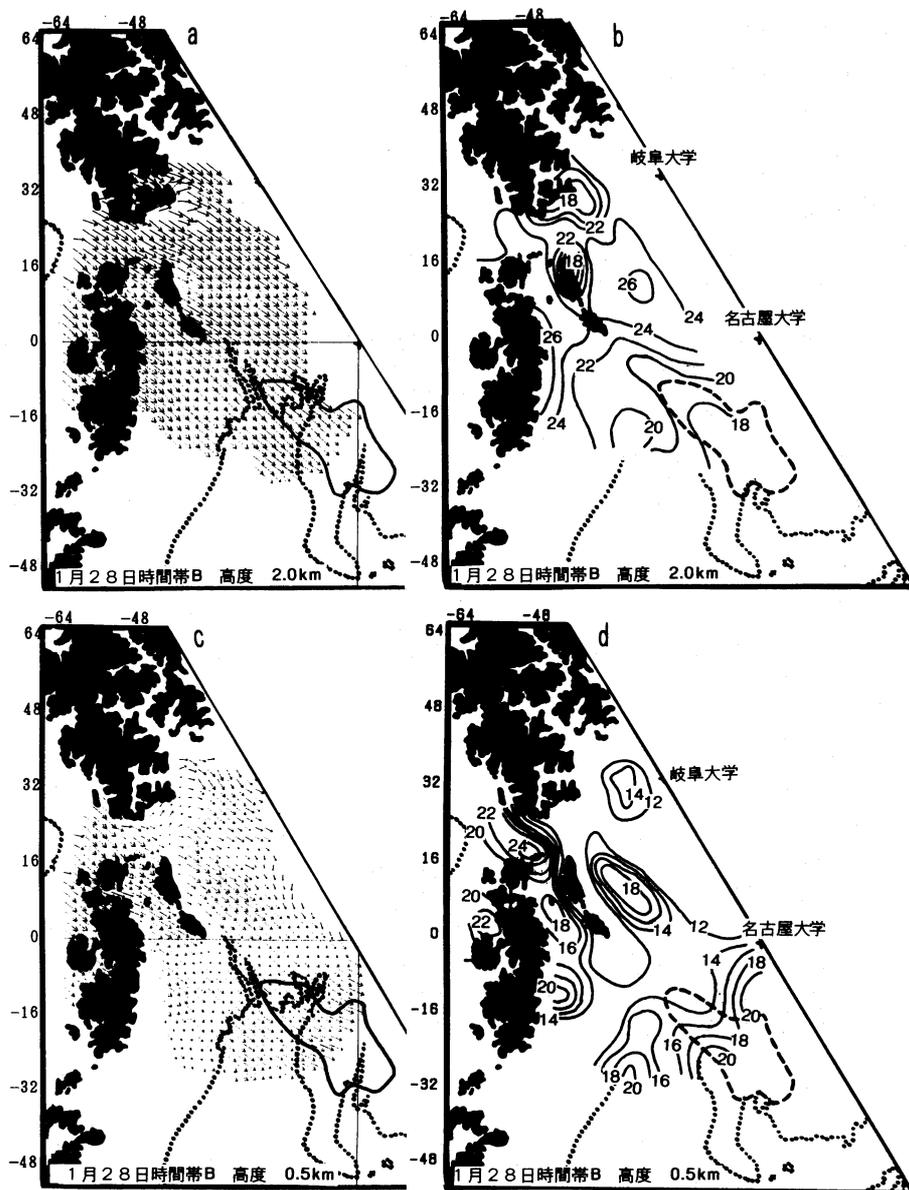
第12図 (つづき).

水平風を見ると、1 km 及び 2 km 共にバンド状降雪域の北側では南側に比べて風速が速くやや北寄りである。図中太い破線で示したバンド状降雪域の走向は295°で、バンド状降雪域の走向は高度 2 km のこの領域及びその風上の風向と一致し、この時の岐阜大学上空の平均風向(303°、標準偏差 5°)とは約10°の差が存在する。また図から明らかなように、収束・発散量の値は何れも高々  $5.0 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  と弱めではあるが、下層の収束域とバンド状降雪域とは良く一致し、上層の2 km ではこの領域が発散場になっていることから、この領域は上昇流域であることが示唆される。

この例から分かるように、風上の地形によって風下の風向が場所によって微妙に変化し、その結果生じた上昇流域に沿ってバンド状降雪域が形成されている。さらに、バンド状降雪域の北端付近には、明らかに他の領域とは風向が異なった風が存在している。この特殊な風系は 0.5~1.5 km の高度の範囲で見られ、長良川に沿って吹いている。この下層の風は、平均風向がほぼ等しい12月24日や1月28日にも見られ、一方、風向が異なる2月1日にも見られることから、季節風時

に谷筋に沿って吹いてくる局地的な風と考えられる。この風も下層の収束域の形成に寄与している可能性がある。

第13図 a, b と c, d には、1月28日時間帯Bの高度 2 km と 0.5 km の水平風分布と水平風速の等値線を、また第14図 a, b と c, d には、2月1日時間帯Aの水平風分布と水平風速の等値線を示した。各図には高度 1.5 km での 22 dBZ のエコー強度の等値線を太い実線で引いてある。1月28日では平均風向が304°に対してバンド状降雪域の走向が306°とほとんど違いが無いが、2月1日では平均風向が323°に対してバンド状降雪域の走向が313°と12月14日と同様に約10°の差がある。1月28日では、養老山脈から風下に行くにつれて弱風域が広がっており(高度 2 km で顕著)、バンド状降雪域がこの弱風域の中に存在している。一方、2月1日は養老山脈と鈴鹿山脈の間の谷筋の風下の強風域の中に発生している(高度 0.5 km で顕著)。このような風速と養老山脈との位置関係から判断すると、1月28日は後流(ウェーク流)の中に、2月1日は噴流(ジェット流)の中にバンド状降雪域が存在していたこ

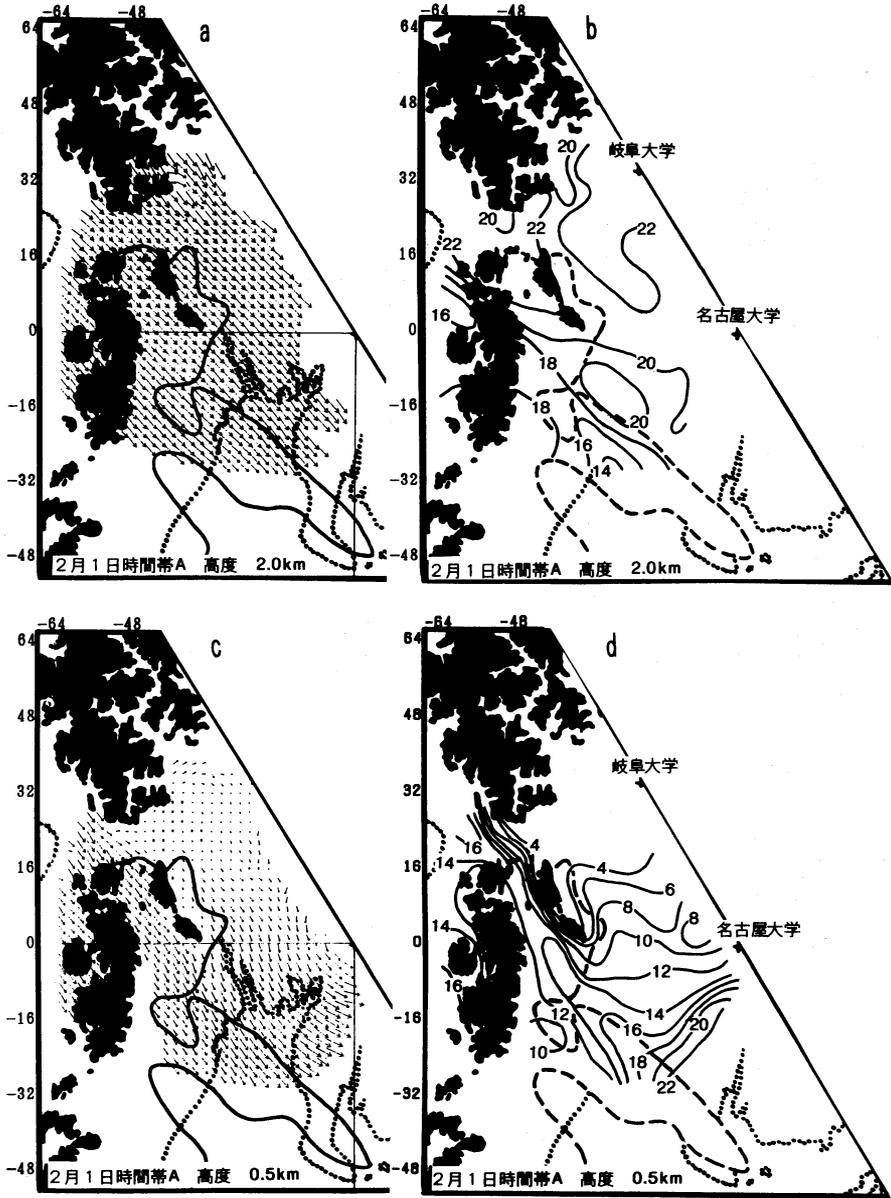


第13図 1月28日時間帯Bでの、バンド状降雪域周辺の気流分布。(a) 高度2 kmでの平均水平風分布。実線は高度1.5 kmでの22 dBZのエコー等値線。(b) 高度2 kmでの平均水平風速分布。単位は  $\text{ms}^{-1}$ 。破線は高度1.5 kmでの22 dBZのエコー等値線。図を見やすくするため、海岸線の一部は消してある。(c) 高度0.5 kmでの平均水平風分布。(d) 高度0.5 kmでの平均水平風速分布。

とが分かる。ただし、何れの場合でもこのような特殊な流れとその周囲の流れとの収束によって雲が発生したのと考えられる。同様な指摘は、季節風下に太平洋側に発生する筋状雲の分布を調べた櫃間(1980)によってもなされている。水平風を見ると、1月28日では養老山脈の風下での風速増加が顕著であ

り、山越え気流の影響が見られるが、2月1日は養老山脈を迂回する流れが顕著である。関ヶ原周辺の気流の乱れ、伊吹山地の風下での弱風域については、次の6章で詳しく考察する。

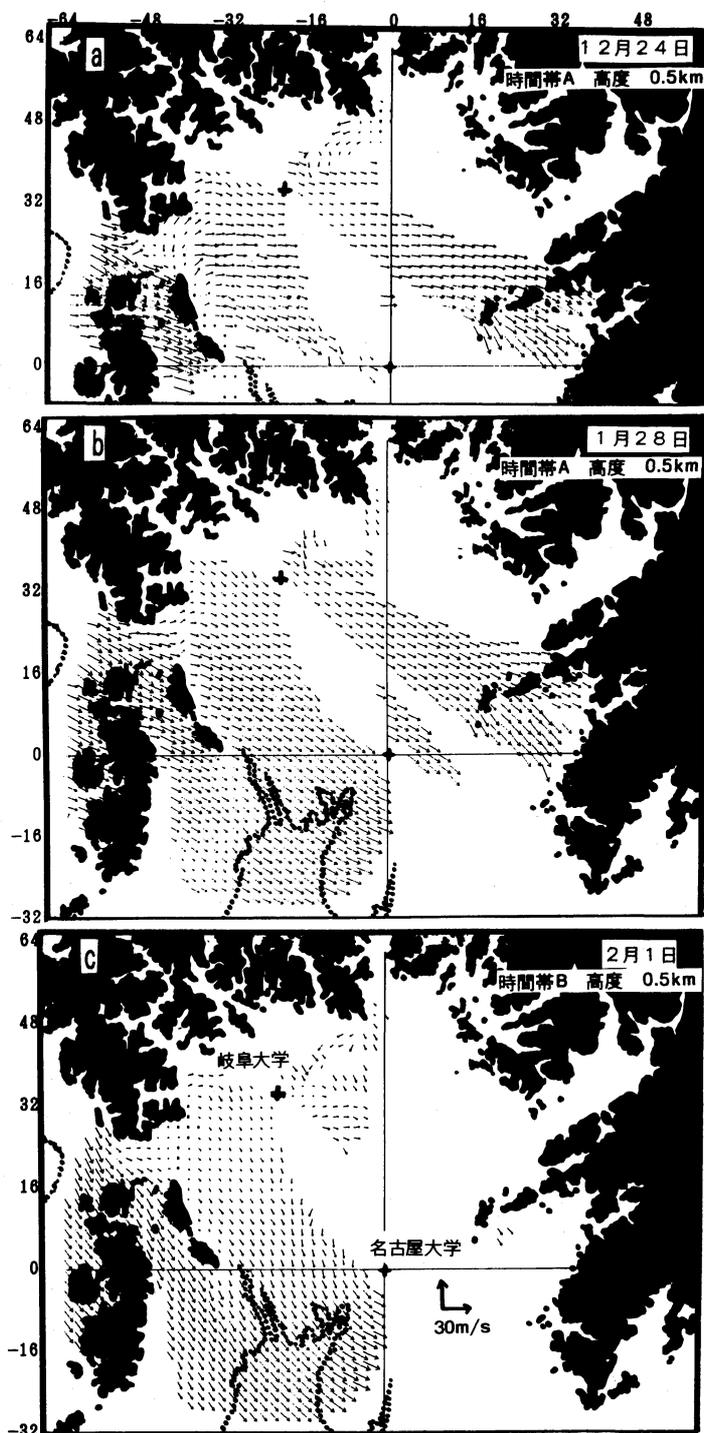
次に、バンド状降雪域の特徴として、常に風上の多降雪域の風下で、かつ山頂高度付近の風向とほぼ同じ



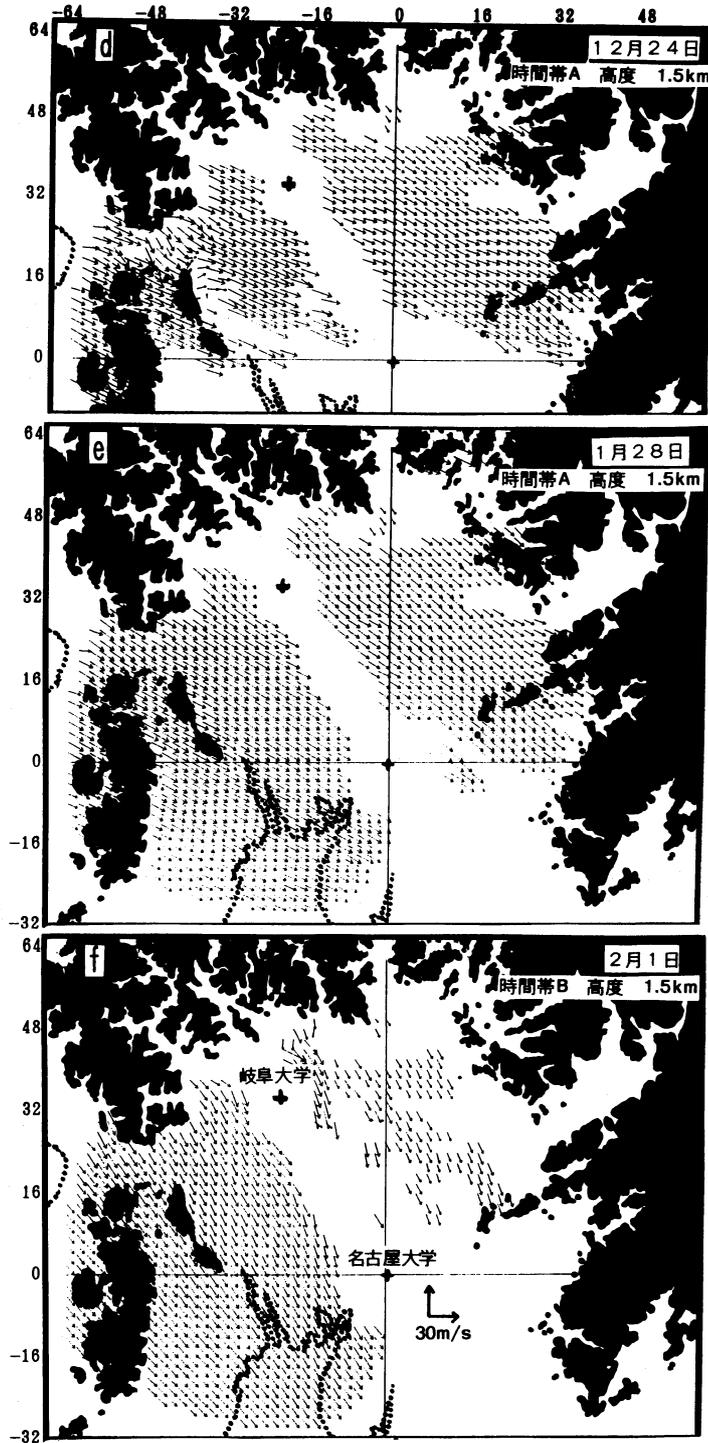
第14図 第13図と同じ。ただし2月1日時間帯Aでの関ヶ原周辺の気流分布。

方向に発生している点に注目する。本章でこれまで述べてきた局地風による収束域は、複雑な山岳地形の風下ならば必ずどこかには形成されるはずである。従って、バンド状降雪域の形成原因が下層風の収束のみによるならば、必ずしも多降雪域の風下にもみ発生する必然性は無い。4章の第7図では、多降雪域の風下に存在する小さな山の上空及び風下にもエコーが見られることを指摘した。さらに、通常雲の中で過冷却水滴から降雪粒子にまで成長するには少なくとも30分近く

はかかり、上昇流が維持されていると仮定しても、雲の発生地点から10km以上風下で降雪が始まらなければならない。現に、日本海側及び太平洋側に発生する筋雲ですら発生してすぐには降雪を生じてはいない。これらのことから、風下に形成された過冷却雲が山頂から流されてきた氷晶によって種まき（シーディング）されたと考えれば、バンド状降雪域の特徴がうまく説明できるように思われる。



第15図 高度 0.5 km と 1.5 km の関ヶ原周辺の平均水平風分布.  
 (a), (d) : 12月24日時間帯A, (b), (e) : 1月28日時間帯A, (c), (f) : 2月1日時間帯B.



第15図 (つづき).

## 6. 関ヶ原周辺の気流場（水平分布）

3章では、風向によって降雪域が顕著に変化することを示したが、下層の風系も同様に変化することが容易に予想される。そこで、関ヶ原を中心とした伊吹山の風下、養老山脈及び鈴鹿山脈周辺の風系が、風向によってどのように変化するかを示したのが第15図である。第15図 a~c には、12月24日の時間帯A（平均風向 $294^\circ$ ，平均風速 $21\text{ ms}^{-1}$ ），1月28日の時間帯A（平均風向 $303^\circ$ ，平均風速 $17\text{ ms}^{-1}$ ），及び2月1日の時間帯B（平均風向 $334^\circ$ ，平均風速 $15\text{ ms}^{-1}$ ）の高度0.5 kmの水平風の分布を、第15図 d~f には同じケースの高度1.5 kmの水平風の分布を示した。

これらの図から以下のような特徴を見てとることができる。(1) 風上の風向が北寄りになるほど、伊吹山地の風下の弱風域の範囲が風下に広がっている。(2) 関ヶ原の出口付近には、伊吹山地に沿う南成分の風が見られ、この領域が発散場になっている。この傾向は風向が西寄りほど顕著である。(3) 何れのケースでも、下層に比べて上層の方が地形による風向変化は少ないが、風向が西寄りの12月24日ほど関ヶ原上空での風向変化が顕著である。(4) 鈴鹿山脈風上と風下での下層の風速変化、及び鈴鹿山脈の北側での風向変化は、風向が西寄りほど顕著である。

米原から関ヶ原にかけての低地帯の走向はほぼ東西であり、西寄りの風ほどそのまま関ヶ原を通過すると思われたが、実際には西寄りほど関ヶ原周辺での風向変化が下層及び上層で顕著である。これは伊吹山地の走向がほぼ $310^\circ$ であることから、西寄りの風ほど風上での伊吹山地の影響が大きいことによるものと考えられる。

障害物周辺での流体の挙動は、フルード数と障害物の高さに依存することが知られている（例えば Smith, 1976; Baines, 1984; 斉藤, 1994）。輪島上空のゾンデデータを基にフルード数を計算すると、3例とも1以上であった。また、逆転層高度と山の高さの比は0.5以下である。このことは、流体力学的には山岳上空の流れはスーパークリティカルか一部ブロックされた流れであり、山を迂回するよりも山を越えやすい状態であったこと、また、山岳風上でのブロッキング効果も小さいことを意味している。即ち、若狭湾から進入してきた下層の気流の一部は山を迂回するが、残りの大部分は伊吹山地の斜面に沿って上昇する。しかし、観測で見られたような山岳上空で強風域が発生するためには、フルード数が1以下のサブクリティカルな流れ

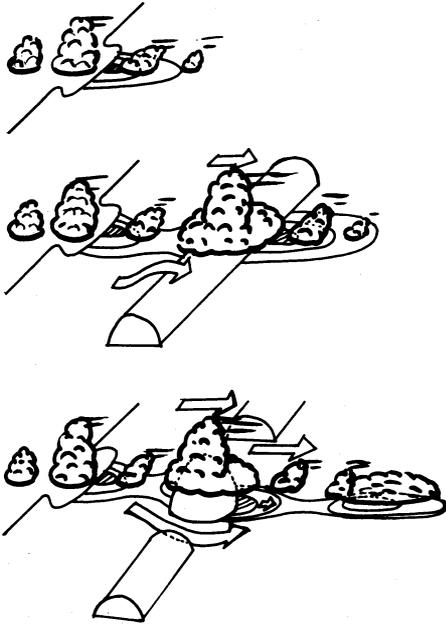
でなければならない。一般に湾内では周囲とは異なった気流系を形成する（例えば、藤吉, 1993）ことと、若狭湾の海岸付近で一旦降雪を生じた後の気塊が伊吹山に到達するため、海岸付近の気塊とはかなり安定度が異なる。従って、ここで示したようなメソスケールの現象に対して、輪島上空の12時間毎のゾンデデータから見積ったフルード数を基にした議論には限界がある。現実の複雑山岳地形の周辺の流れと、これまでの理想的な理論・室内実験の結果とを比較するためには、少なくとも山岳風上での短時間間隔のゾンデ観測など、より詳細な観測が必要である。

## 7. まとめ

本研究の目的は、濃尾平野をモデル地域として、複雑山岳地形の風下での降雪分布を決定する要因を明らかにすることにあつた。そのために、2台のドップラレーダを用いて水平風とレーダエコー強度の水平分布の観測を行なった。第16図は、これらの結果を基に、複雑山岳地形が風下の降雪分布、従って水蒸気の内陸への輸送に及ぼす効果を模式的にまとめたものである。

まず、山も谷も無い時には、湾から進入してきた雪雲は上陸後次第に衰退し、地上の降雪量は、海岸付近で最も多く、内陸に入るにつれて次第に少なくなるであろう（図上段）。次に、山はあるが谷が無い時は、上陸後一旦弱まった雲は、山岳風上斜面の強制上昇流で発生した地形性の雪雲との相互作用で再度発達し、山岳周辺に多量の降雪をもたらす。山岳を越えた気塊は水蒸気を失い、山岳風下では乾燥した風が吹くため、降雪域は山地風下から遠くには広がらない。但し、山岳風下での降雪域の広がり、気流の安定度に依存して形成される山頂上空の強風域に依存する（図中段）。山も谷もある時は、山越えの流れ、山を迂回する流れ、谷筋を通過する流れなどが、山岳風下で水平収束を生じて上昇流となって雲を形成する。この過冷却水滴から構成された雲が、山岳上の雪雲から流れてきた氷晶によって「種まき」された結果、山岳のすぐ後方の多降雪域とは別のバンド状の降雪域が形成される（図下段）。

レーダでは高度0.5 km以下では地上エコーの影響を受けるため、風速・風向共に誤差が大きくなる。第15図に示したように、関ヶ原周辺では下層の気流の乱れが他の場所に比べて大きく、高度0.5 km以下での降雪の集中、いわゆる吹き溜まりが起きている可能性



第16図 複雑山岳地形が風下の降雪分布に及ぼす効果を模式的にまとめた図。上段：山も谷も無い場合、中段：山はあるが谷は無い場合、下段：山も谷もある場合。

が高い。また、今回の解析結果では、バンド状降雪域は山岳周辺の局地的な風の変化によっても形成されることが示されたが、より広域のメソスケールの収束線との関係、及び 0.5 km 以下の風との対応については今後の課題である。

### 謝 辞

岐阜大学の特に工学部の教職員の方々には、レーダ設置・観測に際して多大な御協力を頂きました。名古屋地方気象台の方々及び本研究所の加藤内蔵進助手には、資料の収集の際に便宜を計って頂き、更に有益な助言を頂きました。厚く御礼申し上げます。また、本研究所大学院生の耿驪君、吉本直弘君には、観測及び解析の際に大変お世話になりました。ここに記して感謝致します。なお、解析のための計算は、名古屋大学大型計算機センターを利用して行った。

### 参 考 文 献

- Atlas, D., R. C. Srivastava and R. S. Sekhon, 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **11**, 1-35.
- Baines, P. G., 1984: A unified description of two-layer flow over topography, *J. Fluid. Mech.*, **146**, 127-167.
- Fujiyoshi, Y., T. Endoh, T. Yamada, K. Tsuboki, Y. Tachibana, and G. Wakahama, 1990: Determination of a Z-R relationship for snowfall using a radar and high sensitivity snow gauges, *J. Appl. Meteor.*, **29**, 147-152.
- 藤吉康志, 1993: 下層風から見た石狩湾上の降雪雲の形成過程, *天気*, **40**, 383-388.
- 深津 林, 1963: レーダエコーより見た東海・北陸地方の雪しぐれについて, *天気*, **10**, 373-377.
- 櫃間道夫, 1980: 冬の季節風下での太平洋沿岸における筋状雲の分布, *天気*, **27**, 767-768.
- 岩田 勲, 森岩 聡, 太田弘彦, 1990: 愛知県北西部の季節風による大雪について, 平成2年度東管地方気象研究会誌, **23**, 277-278.
- 北市 豊, 岩田 勲, 大草直子, 鈴木章祥, 白井美忠, 木下信好, 1991: 季節風による東海地方の降雪(その1), 降雪分布の地域特性, 平成3年度東管地方気象研究会誌, **24**, 269-270.
- 牧野真一, 多野正一, 1993: 濃尾平野における冬型の大雪について(1993年1月28日から29日の事例), 平成5年度東管区地方気象研究会誌, **26**, 299-300.
- 中本能久, 1993: 季節風による三重県の大雪, 日本気象学会中部支部研究会講演要旨集, 第9号, 13-14.
- Nakai, S. and T. Endoh, 1995: Observation of snowfall and airflow over a low mountain barrier, *J. Meteor. Soc. Japan*, **73**, 183-199.
- 岡村敏夫, 船田久之, 1979: レーダエコーと降雪分布について, *天気*, **26**, 33-43.
- 岡村敏夫, 1980: レーダエコーと降雪分布について(第2報), *天気*, **27**, 29-35.
- 岡村敏夫, 1981: レーダエコーと降雪分布について(第3報), *天気*, **28**, 558-570.
- 大草直子, 岩田 勲, 北市 豊, 鈴木章祥, 白井美忠, 木下信好, 1991: 季節風による東海地方の降雪(その2), 1991年2月25日の事例, 平成3年度東管地方気象研究会誌, **24**, 271-272.
- 斉藤和雄, 1994: 山越え気流について(おろし風を中心として), *天気*, **41**, 731-750.
- 坂本篤造, 1974: 岐阜県の日降雪量にかんする動気候学的2, 3の統計について, *天気*, **21**, 411-415.
- 佐々江保男, 1990: 関ヶ原付近の大雪について, 東管技術ニュース, **99**, 34-43.
- Smith, R. B., 1976: The influence of mountains on the atmosphere, *Adv. Geophys.*, **21**, 87-230.
- 立平良三, 深津 林, 1965: 北陸豪雪のレーダ解析一名古屋レーダーによる一, *天気*, **12**, 319-322.