

# レーダーによる盆地降雪の観測，1986年新庄市

## ——鉛直構造の特徴——

真木雅之\*・八木鶴平\*

国立防災科学技術センター

## Radar Observations of Snowfall in 1986 over the Shinjo Basin —— Features of Vertical Structures ——

By

Masayuki Maki and Tsuruhei Yagi

*National Research Center for Disaster Prevention, Japan*

### Abstract

Radar observations of snowfall were carried out in the Shinjo basin in the western part of the Tohoku district from January 20 to 24, in 1986. The purpose of this study is to investigate the effects of the topography of a land basin on snowfall distribution, especially with regards to the vertical structures of the distribution.

By analyzing the REI data which had been obtained by vertical scanning of radar at 15-minute intervals, it became clear that there were three types of topographical enhancement of snowfall. These three types were observed when the snowfall echoes, moving eastwards from the Shonai plain facing the Sea of Japan to an inland area, crossed over the Dewa hills and got into the Shinjo basin. These were :

TYPE 1 : the enhancement over the area from the upwind slopes of the hills to the hill top,

TYPE 2 : the enhancement over the area from the hill top to the downwind slopes of the hills,

TYPE 3 : the enhancement over the west slopes of the mountain east of the basin.

From the synoptic weather conditions observed in each type, it was concluded that the shift of maximum echo intensity to the downwind slopes of the hills was attributed to the relatively strong wind speed and right-angled wind direction. However, the snowfall pattern of TYPE 3 could no be explained by the synoptic weather conditions alone.

The effect of the Mogami gorge on snowfall was also investigated. From the distribution of time-integrated snowfall echo intensities, it became clear that, in general, the echo was apt to be enhanced over the gorge. This might have been caused by the convergene of air in the gorge, which was accompanied by a resultant ascending motion.

---

\*第1研究部異常気候防災研究室

## 1. はじめに

いわゆる豪雪地帯といわれる日本海側の平野部における降雪のメカニズムについてはまだ不明な点が残っているものの、これまで数多くの研究がなされてきてかなりのことがわかってきた(松本(1967), 気象庁(1968), 若浜(1986)など)。例えば、総観場がどのようなときに降雪のパターンが山雪型になるのか里雪型になるのかといったことや、定性的・広域的ではあるが、どの地域に降雪が多くなるかといった予測についても可能になってきた。更に、雪害の防止軽減に対する技術開発や降積雪の予測システムといったソフト面の充実もあり、そういった地域での雪害対策は、整ってきているといえる。これに対して、恒常的な雪害の心配のない地域ではいったん豪雪に見舞われると多大な被害をもたらされる。このことは、1986年2月の東京地方の異常降雪が引き起こしたさまざまな被害を見るまでもなく明らかである。したがって、いわゆる豪雪地帯をはじめとして、その外いろいろな地域での降雪の特性を明らかにする事は気象学的には勿論のこと雪害対策としても重要な意義を持つものである。しかしながら、これまで、3次元的な降雪分布を知るために非常に有効な手段であるレーダー観測等の遠隔探査は主として日本海側の平野部に限られており、内陸の山間部では地上観測が主であった(消防科学総合センター, 1986)。我々の研究室では、降雪の地域特性を明らかにするという観点から、まず内陸部の降雪特性を明らかにする目的で、東北地方の盆地地形を選びそこで降る雪についてのレーダー観測を行ってきた(八木ほか, 1986; Uyeda and Yagi, 1987)。一連の研究の全体的な位置付けは八木(1986)に述べられている。

本研究の目的は、冬期の季節風のもとで日本海側から進入して来た降雪エコーが山地地形によってどのような変質を受け盆地に至るかといった、盆地地形と降雪の関係を明らかにすることである。特に鉛直構造の特徴を明らかにすることに視点を置いた。

## 2. 観測・解析方法

観測は1985年の1月の観測に引き続き山形県の新庄盆地で、1986年1月20日から24日の5日間行われた。図1にレーダーの設置点と観測範囲及び地形を示した。レーダーの設置点は1985年の観測時と同様に、盆地の東側山麓近くの盆地底から約40mの高度のところである。レーダーの観測可能領域は設置点周辺の微地形の関係から図に示した扇形領域であり、降雪エコーの水平断面の観測(以後、PPI\*観測と呼ぶ)と鉛直断面の観測(以後REI\*\*観測と呼ぶ)がそれぞれ約15分間隔で行われた。PPI 観測についての解析結果は八木ほか(1987)が報告して

\*PPI : Plane Position Indicatorの略

\*\*REI : Range Elevation Indicatorの略

いる. REI 観測は新庄盆地に進入してくる降雪エコーの3次元的な構造を明らかにするために, 図に示したAからFの6方向(方位角が, 250°, 261°, 272.5°, 300°, 325°, 350°, の方向)について行われたが, 本研究ではこれらのうちDとCの方向, すなわち出羽丘陵を横切る方向(300°)と最上峡谷の方向(272.5°)について解析した結果を述べる. REI 観測では, 測定可能な距離はレーダーから約40kmであり, 出羽丘陵あるいは最上峡谷を中心としてその両側(日本海側の庄内平野と内陸側の新庄盆地)で降雪エコーがどのような変質を受けるのかを観測することができた.

上記の観測のほかに, 地上での降雪積観測が国立防災科学技術センター新庄支所によって行われた(中村ほか, 1986).

次にデータの解析方法であるが, 観測では図1の各方向について等エコー強度のREI観測を約15分毎に行い, パルスカメラにより指示機のREI画像を記録した. このように記録されたエコーデータは, 観測終了後, 272.5°と300°の方向についてフィルムアナライザーとデジタルイザーにより250mごとのメッシュ点でデジタル化され磁気テープへ収録された. また, 地形エコーは晴天時の観測画像を用いて除去した. 表1は得られたデータを分類したものであるが, このうちREIエコーデータを解析したのはCASE 3からCASE 8である.

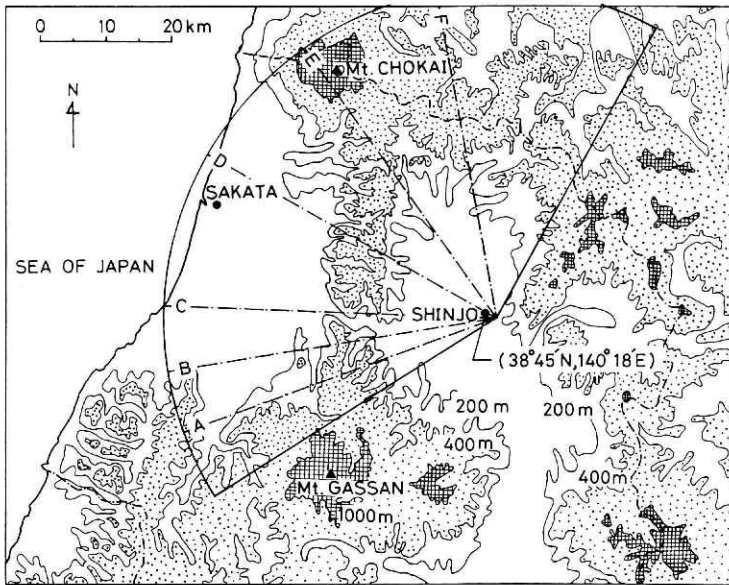


図1 観測地の地形とレーダー設置点. 扇形はPPI観測範囲を示し, 一点鎖線はREI観測の方向である.

Fig. 1 Schematic map showing the topography in and around the observation area and the location of the weather radar set. The fan-shaped area shows the radar observation range and azimuths of PPI. Directions of REI are shown by six chain lines.

なお、レーダーエコー反射因子 $Z$  ( $\text{mm}^6/\text{m}^3$ )は $Z=2000R^{2.0}$ を仮定し降水強度 $R$  ( $\text{mm}/\text{h}$ )に換算した(Gunn and Marshall, 1958)。

表1 1986年の新庄盆地におけるレーダー観測の概要。

Table 1 Outline of the 1986 radar observation in the Shinjo basin.

CASE NO.	OBSERVATION TIME	MAX. ECHO TOP	MAX. INT.
1	0800~1130 JST, 20 JAN., 1986		
2	1500~1800 JST, 21 JAN., 1986		
3	2000~2400 JST, 21 JAN., 1986	2.5 km	ISO 3
4	0800~1800 JST, 22 JAN., 1986	4.8 km	ISO 4
5	2000~2400 JST, 22 JAN., 1986	3.2 km	ISO 3
6	0800~1800 JST, 23 JAN., 1986	2.5 km	ISO 3
7	2000~2400 JST, 23 JAN., 1986	2.6 km	ISO 3
8	0800~1200 JST, 24 JAN., 1986	2.6 km	ISO 3
9	1200~1800 JST, 24 JAN., 1986		

### 3. 解析結果

#### 3.1 降雪強度の時間—高度断面

観測期間中、上空の一般風は西北西の風が支配的であり、したがって日本海側から内陸の新庄盆地へ進入する降雪エコーを観測した。これらの降雪エコーが出羽丘陵や最上峡谷によってどのような変質を受けるのかを明らかにするために、先ず時間—高度断面図を用いて調べた。図2はレーダー設置点から西側の地形を模式的に示したものである。山羽丘陵を横切る方向については、日本海側の庄内平野( $P_1$ )、丘陵の西側斜面( $S_1$ )、丘陵頂部( $T$ )、丘陵の東側斜面( $S_2$ )及び新庄盆地( $P_2$ )の5つの区間に分けた。一方、最上峡谷の方向については、庄内平野( $P_1'$ )、峡谷内( $G$ )及び新庄盆地( $P_2'$ )の3つの区間に分けた。時間—高度断面図は各区間の中心部の4メッシュ点の値を平均したものである。出羽丘陵を横切る方向についての降雪エコーの時間—高度断面図を図3に示す。CASE 3からCASE 8の各期間中に観測された降雪エコーの特徴としては、CASE 4、CASE 5、CASE 8の場合は、断続的で比較的小さなスケールの対流性のものであったことが挙げられる。それに対して、CASE 3、CASE 6及びCASE 7の場合は、強弱はあるもののほぼ定常的なエコーであったと言える。エコー頂高度はCASE 4とCASE 5の場合、4km程度であり、他のCASEの場合、2km強で、一般に背の低いエコーであった。なお、区間 $P_1$ 、 $S_1$ 、 $T$ 、 $S_2$ で高度約1km以下は出羽丘陵の地形エコーのため不明である。

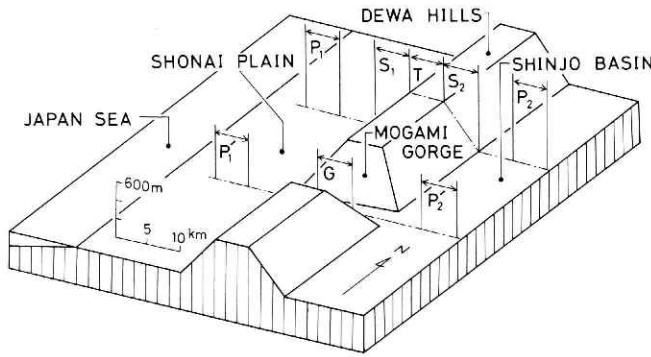


図2 レーダー設置点から西側の地形を3次元的に表した模式図。区間 $P_1$ 、 $S_1$ 、 $T$ 、 $S_2$ 、 $P_2$ 及び区間 $P_1'$ 、 $G$ 、 $P_2'$ は降雪に及ぼす地形の影響を調べるために分けられた区間である。(  $P_1$ 、 $P_1'$  = 庄内平野； $S_1$  = 出羽丘陵西側斜面； $T$  = 丘陵頂部； $S_2$  = 丘陵東側斜面； $P_2$ 、 $P_2'$  = 新庄盆地； $G$  = 最上峡谷)。

Fig. 2 Simplified concept showing the three-dimensional features of the topographies west of the radar site. Sections named  $P_1$ ,  $S_1$ ,  $T$ ,  $S_2$  and  $P_2$  and  $P_1'$ ,  $G$  and  $P_2'$  are provided to investigate the effect of topography on the snowfall.  $P_1$  and  $P_1'$  are represented as the Shonai plain.  $S_1$  as the west side slope of the Dewa hills,  $T$  as the top of the hills.  $S_2$  as the east side slope of the hills.  $P_2$  and  $P_2'$  as the Shinjo basin and  $G$  as the Mogami gorge.

次に各区間で観測されたエコーの特徴についてであるが、CASE 3の場合、区間 $P_1$ では存在しなかった降雪エコーは区間 $S_1$ 及び $T$ で出現し、区間 $S_2$ 及び $P_2$ では弱くなっているのがわかる。一方、CASE 4の場合には区間 $T$ 及び $S_2$ でエコー強度は強くなっている。また、CASE 5、CASE 6及びCASE 7の場合には区間 $S_2$ と $P_2$ で強くなっている傾向が見られる。作成した時間—高度断面図は、約15分間隔で観測されたREI画像に基づいているために、個々のエコーについて追跡するには不十分である。例えば、 $P_1$ で観測された降雪エコーが出羽丘陵をのりこえ新庄盆地へ進入する際、 $S_1$ 、 $T$ 、 $S_2$ 、 $P_2$ で、確実に観測されているとは限らない。特に、CASE 4のような比較的小きなスケールの対流性エコーの場合にそうである。従って地形が降雪に及ぼす影響について、より正確な議論をするためには、次節で述べるように、各期間の降雪エコー強度の高度・時間積算値を用いるのが妥当であろう。

図4は最上峡谷の方向についての時間—高度断面図である。図によれば、各CASEとも区間 $G$ で強い降雪エコーが観測されている。また、降雪強度については図3と比較して、大きな違いは認められないが、CASE 3のように図3の $P_1$ では全く観測されなかった降雪エコーが、同じ日本海側の平野部である図4の $P_1'$ では定常的なものとして観測されている。このことはCASE 7についても言える。この理由としては、図1からわかるように、同じ日本海側の平野部でも、 $P_1'$ は $P_1$ に比べてより南に位置しており、標高1,979mの月山の影響を受けたも

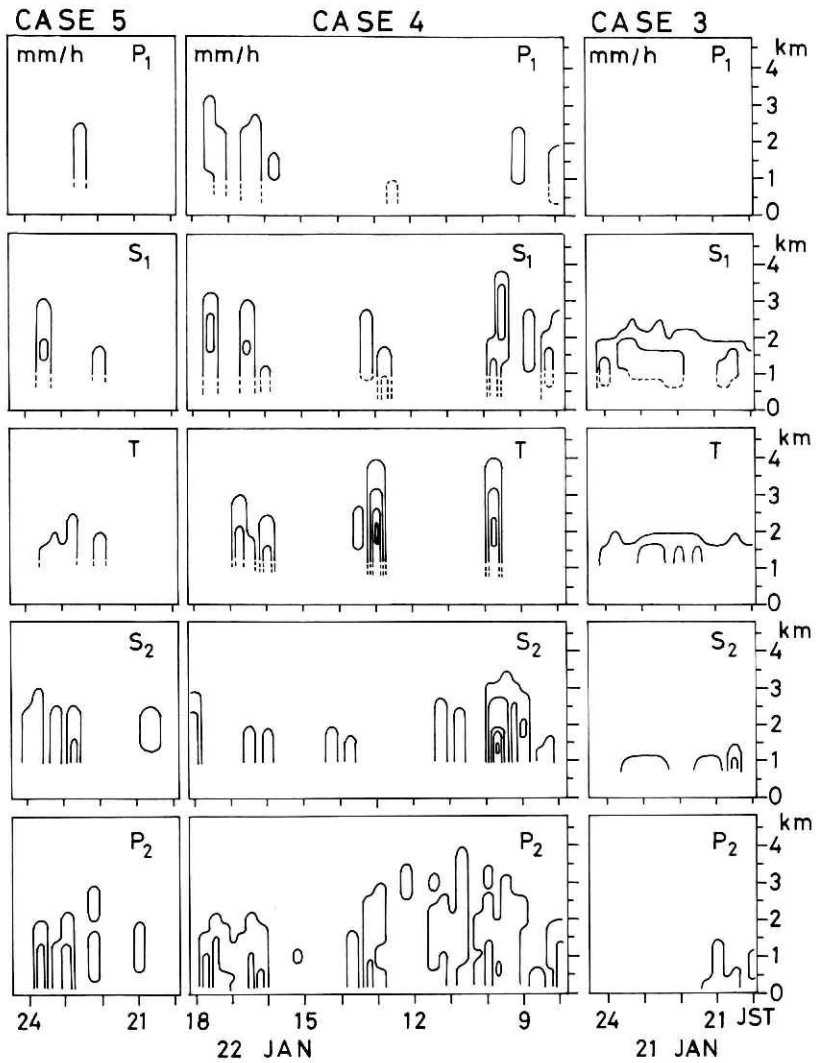


図3 降雪エコー強度の時間—高度断面図. 方位角は $300^\circ$ で出羽丘陵を横切る方向, 等値線は1mm/h毎である.

Fig. 3 Time-height cross section of the snowfall echo intensity which has been transformed into precipitation rate (a contour interval is 1 mm/h). Values are based on radar reflectivity data for every 15 minutes. Azimuth= $300^\circ$  (a direction crossing the Dewa hills).

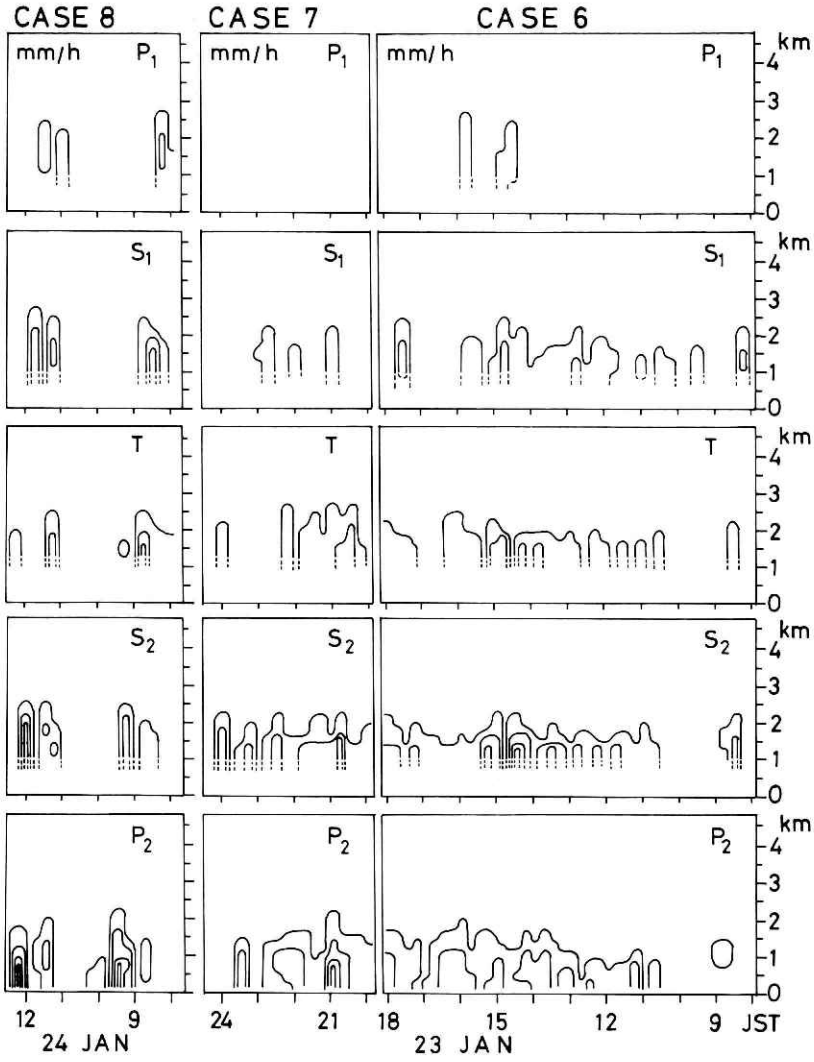


図3のつづき.

Fig. 3 Continued From the preceding page.

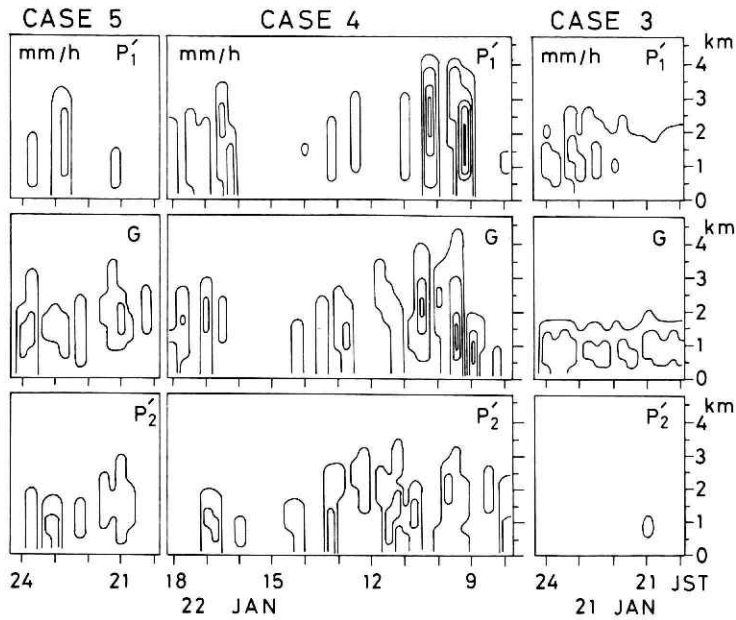


図4 降雪エコー強度の時間-高度断面図。方位角は $272.5^\circ$ で最上峡谷の方向。等値線は1 mm/h毎である。

Fig. 4 As in Fig. 3 except for Azimuth= $272.5^\circ$ (a direction to the Mogami gorge).

のと考えられる。実際に、30秒間隔で連続撮影されたPPI画像をみると、月山の北西斜面に降雪エコーが定常的に存在するのがしばしば観測された。

### 3.2 降雪エコー強度の積算値

今回の観測では個々の降雪エコーを追跡する観測は行わず、決められた6方向についてのREI観測を行った。したがって、前節でも指摘したように個々の降雪エコーの地形による変質については議論することは困難であるが、エコー強度の時間積算値を用いることによって地形が降雪に及ぼす影響の平均的な姿を議論することができる。図3で指摘したように降雪が強化される場所は各CASEで異なっていたが、このことをより定量的に見るために、各CASEにおける各区間での降雪強度の時間・高度積算値を求めた。なお、原則的に庄内平野側では高度1km以下の降雪エコーは、出羽丘陵の陰となって観測することができないので積算値は高度1km以上について求めた。

表2は出羽丘陵の方向についての降雪強度の時間・高度積算値である。\*印は各CASE中での最大値を表す。表2から、一般的に言って、降雪は出羽丘陵の両側の斜面上空及び丘陵頂部の上空で強化される傾向があることがわかる。しかしながら、より詳しく見てみると、同



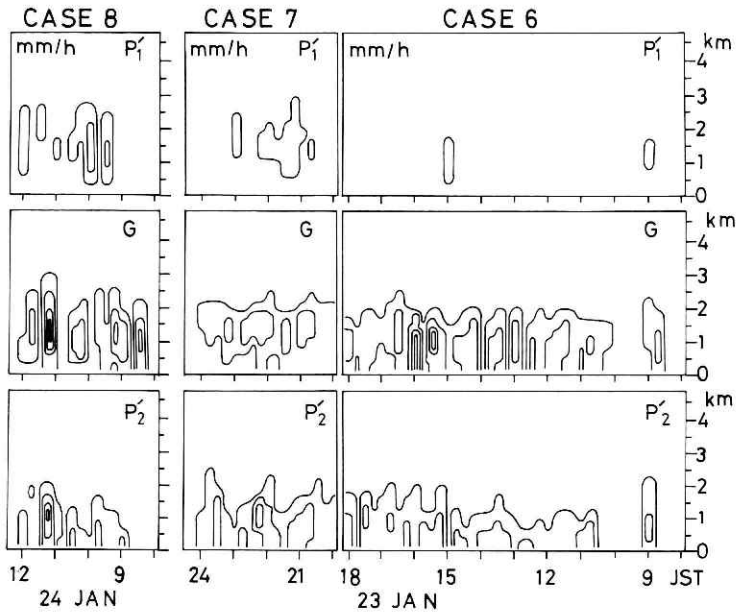


図4 のつづき.

Fig. 4 Continued From the preceding page.

表2 出羽丘陵を横切る方向(方位角が300°の方向)の降雪エコー強度の時間・高度積算値。値は降水量(mm)に換算したもの。

Table 2 Time and height integrated snowfall amount (in mm) which is calculated over each section in Fig. 2 in a direction crossing the Dewa hills (Azimuth=300°). Values are based on radar reflectivity data.

AZIMUTH = 300°

CASE NO.	OBSERVATION TIME	$P_1$	$S_1$	T	$S_2$	$P_2$
1	0800~1130 JST, 20 JAN.					
2	1500~1800 JST, 21 JAN.					
3	2000~2400 JST, 21 JAN.	0.25	18.5*	11.0	1.5	0.25
4	0800~1800 JST, 22 JAN.	8.0	13.0	15.75	17.25	22.25*
5	2000~2400 JST, 22 JAN.	2.5	1.0	4.25	5.25*	3.75
6	0800~1800 JST, 23 JAN.	4.5	14.75	19.4*	12.75	5.0
7	2000~2400 JST, 23 JAN.	4.25	9.0	9.5*	4.75	2.0
8	0800~1200 JST, 24 JAN.	3.5	8.0	5.0	8.25*	7.5
9	1200~1800 JST, 24 JAN.					

じ丘陵上空でも降雪が強化される場所にばらつきがあるのがわかる。例えば、出羽丘陵の風上側である西側斜面上空で強化される場合(CASE 3)もあれば、丘陵の頂部上空の場合(CASE 6, 7)あるいは風下側である丘陵東側斜面の場合(CASE 5, 8)もある。更には、CASE 4のように盆地に入って、盆地東側の山麓上空で降雪が強化される場合もある。これらのパターンを分類するには、数多くの観測例が必要であるが、降雪エコー強度の時間-高度断面図(図3)と積算値(表2)から、丘陵を越える際に降雪が強化されるパターンとしては、次の3つに分類することができる：

- TYPE 1) 丘陵風上側斜面～丘陵頂部上空で強化される場合、
- TYPE 2) 丘陵頂部～丘陵風下側斜面上空で強化される場合、
- TYPE 3) 盆地内の東側山麓近くの上空で強化される場合。

以下、上に挙げた3つのタイプの典型的な例について述べて行く。

図5はTYPE 1の例であり、上図には降雪エコー強度の時間積算値の分布と出羽丘陵の地形断面を、また下図には地上で観測された降水量を示す。地上の降水量のデータは国立防災科学技術センター新庄支所によって取得されたものである(中村ほか, 1986)。レーダーエコー強度の分布を見ると、日本海側の庄内平野では存在しなかった降雪エコーは、内陸へ行くと形成され、出羽丘陵風上斜面上空で特に強くなっているのがわかる。一方、地上で観測された降水量の分布も、エコー分布と良く対応している。しかし、両者の絶対値については合っており、レーダーから地上での降水量を評価することのむずかしさを物語っている。その理由としては、レーダー反射因子 $Z$ から降水強度 $R$ に換算する際に用いた関係式(いわゆる $Z-R$ 関係)が、必ずしも、全てのケースで成り立つものではないこと、更に、降雪粒子は、風の影響を大きく受け地表まで落下する間にかなりの距離を移動するため、上空エコーがそのまま地上の降水量に反映するとは限らないといったことなどが挙げられる。

TYPE 2の典型的な例を図6に示した。最大積算降雪強度は丘陵の風下側斜面上空の高度

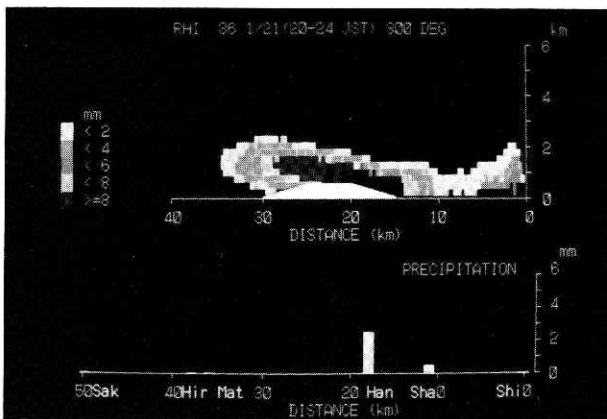


図5 出羽丘陵方向の降雪エコー強度の4時間積算値と地上での降水量分布の例(TYPE1). 方位角=300°.

Fig. 5 Example of the distribution of the time-integrated echo intensity and the precipitation at the surface for TYPE 1 (JAN 21, 20-24 JST). Azimuth=300°(a direction crossing the Dewa hills).

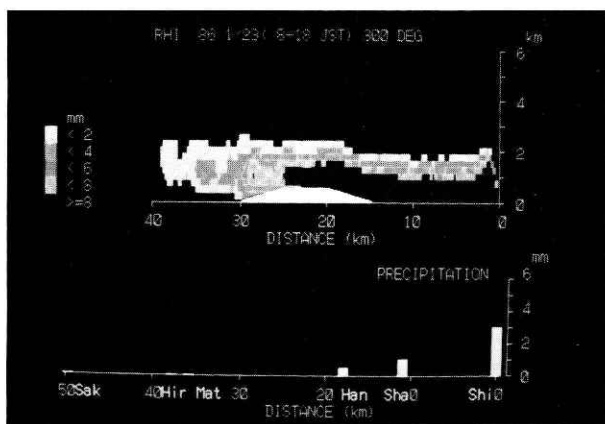


図6 出羽丘陵方向の降雪エコー強度の10時間積算値と地上での降水量分布の例(TYPE2), 方位角=300°.

Fig. 6 As in Fig. 5 except for TYPE 2 (JAN 23, 08-18 JST).

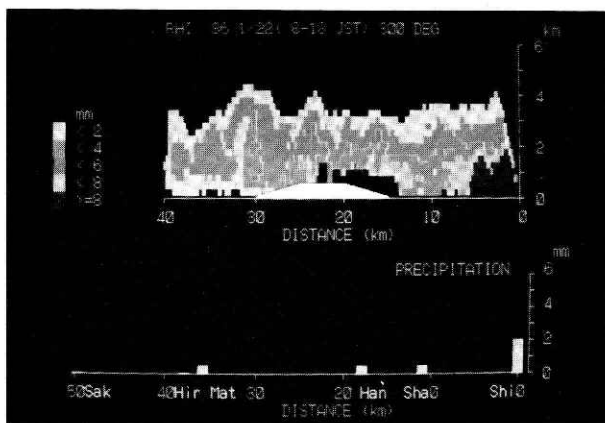


図7 出羽丘陵方向の降雪エコー強度の10時間積算値と地上での降水量分布の例(TYPE3), 方位角=300°.

Fig. 7 As in Fig. 5 except for TYPE 3 (JAN 22, 08-18 JST).

約 1kmまでのところとレーダー設置点上空(すなわち, 盆地の東側山麓に近い上空)で大きくなっている。前の例と異なる点は, 降雪は丘陵を越えてから強化されている点である。このことは地上の降水量データにも明瞭に表れている。

図7はTYPE 3の例である。観測例は1例しかないが, 前のTYPE 2とは異なり, 出羽丘陵の風上側斜面上空よりは, 盆地内の東側山麓上空で降雪は強化されている。地上の降水量にもこのことは良く表れており, 丘陵部より盆地内東側で多くなっている。

最上峡谷の方向についての降雪エコー強度の時間・高度積算値を表3に示す。前にも述べたように, 積算値は高度 1km以上についてのものであるから, それより下の高度についての議論はできないが, 一般に, 庄内平野—最上峡谷—新庄盆地というラインについては, 降雪は峡谷上空で強化される傾向があることがわかる。次に, 峡谷と丘陵上空での積算値を比較してみる。最大値について表2と比べると, CASE 5やCASE 7のように峡谷上空での値が出羽丘陵の場合の値の2倍となっている例がみられる(この理由については後で考察する)。

AZIMUTH = 272.5°

CASE NO.	OBSERVATION TIME	$P_1$	G	$P_2$
1	0800~1130 JST, 20 JAN.			
2	1500~1800 JST, 21 JAN.			
3	2000~2400 JST, 21 JAN.	16.5*	6.75	0.0
4	0800~1800 JST, 22 JAN.	17.7	29.25*	21.0
5	2000~2400 JST, 22 JAN.	4.25	12.7*	6.25
6	0800~1800 JST, 23 JAN.	0.25	18.95*	4.25
7	2000~2400 JST, 23 JAN.	5.0	19.7*	8.0
8	0800~1200 JST, 24 JAN.	6.75	11.7*	1.75
9	1200~1800 JST, 24 JAN.			

表 3 最上峡谷の方向(方位角が272.5°の方向)の降雪エコー強度の時間・高度積算値、値は降水量(mm)に換算したものの。

Table 3 As in Table 2 except for Azimuth=272.5°(a direction to the Mogami gorge).

しかし、CASE 3やCASE 6のように峡谷のほうが少ないか、または同程度の例もみられることから、峡谷上空では丘陵上空に比べて常に降雪が強められるとはかぎらないようである。中村ほか(1986)は最上峡谷沿いと他とでの1月と2月の日降雪量分布を比較して調べたが、それによれば、最上峡谷沿いの降雪量が他よりも多い場合は少なく、同程度かむしろ少ない場合が多かったと報告している。

最上峡谷の方向についての降雪エコー強度の鉛直分布の典型的な例を図8に示す。図の白線は最上峡谷の区間を示す。図はCASE 6の例であるが、水平距離で15kmから25kmの峡谷内から新庄盆地にかけて高度が約1kmのところを中心にして、降雪エコーが強くなっている。これは、あたかも峡谷内で強められた降雪がそのまま盆地へと進入しているかのようである。また、地表で観測された降水量データを見ると峡谷内よりはむしろ盆地内で大きくなっている。このことは降雪粒子の落下速度が小さく、地表に達するまでに風によって流されることを考慮すれば、定性的には説明できる。

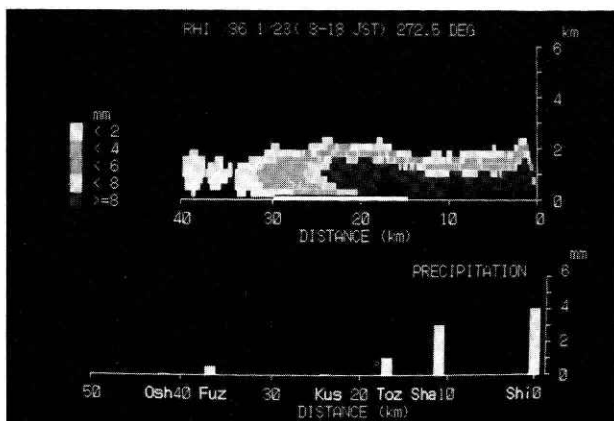


図 8 最上峡谷方向の降雪エコー強度の10時間積算値と地上での降水量分布の例。方位角=272.5°。

Fig. 8 Example of the distribution of the time-integrated echo intensity and the precipitation at the surface in CASE 6. Azimuth=272.5°, directing toward the Mogami gorge.

従来, 当地方では, 日本海側から進入してくる降雪雲の一部が出羽丘陵にさえぎられて最上峡谷沿いに新庄盆地へ進入するとされてきた。しかしながら, 今回の観測からはそのような事実は確認することはできなかった。たとえば, 八木・真木(1986)は30秒毎に撮影されたPPI画像から対流性エコーの移動を解析したが, それによれば, エコーの移動は850mb~800mbの上層風に支配され, 出羽丘陵によるエコーの移動速度や進路の変化はみられなかった。すなわち, 出羽丘陵や最上峡谷は進入してくる降雪雲をブロックするもの, あるいは降雪雲の通り道と認識すべきものではなく, むしろ, 表2や表3, あるいは図6, 図7, 図8にみられるように, 出羽丘陵や最上峡谷は降雪を強化するトリガーであると認識すべきであろう。すなわち, 出羽丘陵の場合は丘陵斜面による強制上昇流が, また, 最上峡谷の場合は峡谷内での気流の収束及びそれにとまなう上昇流が降雪を強化すると考えられる。これらのうち, 丘陵の影響については次の章で考察した。

#### 4. 考 察

出羽丘陵が降雪分布に及ぼす影響として3つのタイプがあることを示した。ここでは, そのような降雪分布のパターンがどのようなファクターによってもたらされるのかについて議論する。その場合, Sawyer(1956)が地形性降雨を考える時に重要であると指摘している次の3点に着目するのが妥当である。すなわち, (1)総観的气象条件, (2)山越気流, (3)降水の微物理過程である。

まず, 総観場の気象条件についてであるが, 降雪が強化されるのに都合の良い条件として, 湿潤な気団が挙げられる。大気中に含まれる水蒸気が多ければそれだけ潜在的な, 地形による降雪強化のポテンシャルが高くなる。その意味において, 冬期の北西季節風のもとで, 日本海から水蒸気の供給を受ける日本海側の大気は地形の降雪増幅作用に好都合であるといえる。地形性の降雪はこのような湿潤な空気が山地地形にぶつかり強制的に上昇されるときに生じる。最も単純な地形性降水モデルでは, 地形性上昇流は地表付近の風速に山地あるいは丘陵斜面の勾配を乗じたもので表される(Smith, 1979)。したがって総観場の条件として山地斜面を横切る風が強ければそれだけ地形による降雪の増幅作用は大きくなる。更に大気の成層状態として, 地形性上昇流を抑制する安定層・逆転層が上層に存在するかどうかといったことも関与してくると考えられる。以上述べたような観点から, 今回の観測で得られた各CASEの総観場の気象条件を調べた。

観測された降雪エコー強度分布の3つのタイプとその時の総観場の気象条件を表4に示した。TYPE 1の場合は, 09時の, またTYPE 2とTYPE 3の場合は09時と21時の秋田の高層データから求めたものである。表の $\bar{\Gamma}$ (気温減率),  $\overline{RH}$ (平均相対湿度),  $\bar{U}$ (平均風速),  $\bar{\theta}$ (平均風向)は, いずれも地上から800mbの高度の層についてのものである。定性的ではある

表4 降雪エコー強度の鉛直分布のパターンとその時の総観場の気象条件.  $\bar{\Gamma}$ は考えている気層(地上~高度800mb)の気温減率,  $T_{800mb}$ は高度800mbの気温,  $\overline{RH}$ はその気層の平均相対湿度,  $\bar{U}$ は平均風速,  $\bar{\theta}$ は平均風向である. また  $W_p$ は可降水量である.

Table 4 Three patterns of the vertical distribution of snowfall intensity and their synoptic weather conditions.  $\bar{\Gamma}$  is the temperature lapse rate of the considered air layer (from the surface to a height of 800 mb);  $T_{800mb}$ , the air temperature at a height of 800 mb;  $\overline{RH}$ , the mean relative humidity of the layer;  $\bar{U}$ , the mean wind speed and  $\bar{\theta}$  the mean wind direction.  $W_p$  is the amount of precipitable water.

	TYPE 1	TYPE 2	TYPE 3
POSITION OF MAX. ECHO	UPWIND OF HILL TOP	DOWNWIND OF HILL TOP	EAST SIDE OF THE BASIN
MAX. ECHO INTENSITY	8mm/4h	12mm/10h	8mm/10h
DATE (OBS. PERIOD)	1986 JAN 21 (20~24 JST)	1986 JAN 23 (08~18 JST)	1986 JAN 22 (08~18 JST)
$\bar{\Gamma}$ (°C/100m)	0.74	0.90	0.84
$T_{800mb}$ (°C)	-17.9	-20.0	-20.3
INVERSION LAYER	—	—	○
$\overline{RH}$ (%)	86	64	55
$(W_p)$ (mm)	(4.18)	(3.08)	(3.64)
$\bar{U}$ (m/s)	6.6	16.9	12.3
$\bar{\theta}$ (degree)	324	293	288

が、表4から今回観測された降雪分布のいくつかの特徴を説明できる。例えば、出羽丘陵の方向について観測されたエコー強度の大きさ(但し時間積算したもの)がある。これは、言い換えれば地形による降雪の増幅作用を表わすものと言える。Smith(1979)によれば地形性上昇流によって生じる降水の単純なモデルでは、降水強度  $R$  ( $\text{kg}/\text{m}^2 \cdot \text{s}$ ) は、次式で表される。

$$R = \bar{\alpha} \bar{U} \int_0^\infty \left. \frac{d\rho_{ws}}{dz} \right|_a dz$$

ここで、 $\bar{\alpha}$ は山地斜面の平均勾配、 $\bar{U}$ は平均風速、 $\int_0^\infty \left. \frac{d\rho_{ws}}{dz} \right|_a dz$ は断熱的に気層を強制上昇させた時に放出される水蒸気量であり、気層の気温減率によって決まる。なお、上式的前提として、考えている気層は飽和状態にあり、風は山地に直交するように吹いているとしている。上式から、 $R$ は $\bar{\alpha}$ 、 $\bar{U}$ 、 $\int_0^\infty \left. \frac{d\rho_{ws}}{dz} \right|_a dz$ という3つの量に支配されることがわかる。

表4によれば、観測された降雪エコー強度(単位時間に直した値)はTYPE 1の例が最も大きく、次いでTYPE 2、TYPE 3の例となっている。これに対する総観場の特徴として、

先ず, 水蒸気量であるが, TYPE 1の場合800mbまでの気層の気温減率は0.74と最も小さく, 高度800mbの気温も $-17.9^{\circ}\text{C}$ と, 他の例に比べ高い値となっている. また, 平均湿度も86%と最も高く, 気層に含まれる水蒸気量は3例の中で最も多かったことがわかる. このことは, 可降水量 $W_p$ の値からも確かめられる.

次に, 風についてであるが, TYPE 2の例が16.9m/sと最も大きく, 風向も出羽丘陵にほぼ直交する向きであるため, 強い地形性上昇流が期待される. それに対し, TYPE 1では風速が6.6m/sでそれほど小さくなく風向も $324^{\circ}$ と少し傾いているので風の場合だけでは出羽丘陵による強い上昇流はあまり期待されないが, 風向が北北西であることを見ると, 新庄盆地の南に位置する月山斜面による影響を考える必要がある. 表の値は新庄盆地から約100km北にある秋田の高層データをもとにしたものであり, その観測間隔も新庄盆地の空間スケールを考えるとおおまか過ぎるため, 降雪強度についてこれ以上の議論を進めるのは困難である. 水蒸気収支を含めた定量的な議論はレーダー観測に加えて, 低層ゾンデなどによる出羽丘陵風上及び風下側の風の気温, 湿度のプロファイルの精度良い観測が必要であろう.

次に, 最大エコー強度の位置についてであるが, これは, 山越気流の影響が最も強く現れると考えられる. 例えば, 丘陵の風上側斜面上空の降雪の形成域にある降雪粒子は風が弱い場合には, 風上側斜面上空あるいは丘陵頂部上空で多く観測されるであろう. それに対し, 風が強くなれば降雪粒子は風下側斜面上空へ流され, 最大エコー強度の領域は風下側へ移動すると考えられる. 従って, TYPE 1とTYPE 2の最大エコー強度の出現域の違いについては, 主として $\bar{U}$ の違いによって説明できる. TYPE 2やTYPE 3の例に見られるような, 盆地の東側斜面上空でのエコー強度の増加は, 地形による再上昇流で定性的には説明がつく. しかしながら, TYPE 3の例に見られるように, 盆地の東側山麓斜面上空の降雪が出羽丘陵の風下側斜面上空に比べてなぜ強くなるのかについては今のところわからない.

以上の考察における地形のスケールは暗黙のうちに, 出羽丘陵, 最上峡谷といった数10kmのものとしていた. しかしながら, 実際に観測される現象ではこれよりも一桁大きなスケールの地形の影響も同時に受ける場合がしばしばある. その例としては, 前に表3で指摘したように, 峡谷上空のエコー積算値が丘陵方向の場合に比べて約2倍大きくくなっているケースがあったことである. これは最上峡谷の南側に位置する月山(標高は1,979m)の影響を受けたものであると考えられる. 実際に, 月山の北側斜面に定常的に降雪エコーが存在することが, PPI画像でしばしば観測された. 今後, 観測的あるいは数値モデルを用いた研究を通じて, 盆地内外の3次元的な気流の分布について調べて行く際, さまざまなスケールの地形が風の場合にどのような影響を及ぼしているのかを明らかにしてゆく必要がある.

## 5. 結 論

盆地地形が降雪分布にどのような影響を与えるのかを明らかにする目的で、1986年1月20日から24日の5日間、山形県の新庄盆地でレーダー観測を行った。約15分間隔で撮影された降雪エコーのREI画像を解析した結果、日本海側から内陸へ進入してくる降雪エコーが出羽丘陵の影響を受けて降雪が強化される時、次の3つのタイプがあることがわかった：

TYPE 1) 出羽丘陵の風上側斜面～丘陵頂部上空で強化されるパターン、

TYPE 2) 丘陵頂部～丘陵の風下側斜面上空で強化されるパターン、

TYPE 3) 盆地の東側の山麓斜面上空で特に強化されるパターン。

またその時の総観場の気象条件を調べた結果、降雪エコー強度最大値の風下側への移動は下層大気平均風速の大小によるものであるとの結論に至った。しかしながら、TYPE 3のパターンについては、その機構は不明であり、今後の課題である。

最上峡谷の方向についての降雪エコー強度の分布の特徴としては、峡谷内で一般に大きくなる傾向がある。これは、大気下層での峡谷内への気流の収束とそれに伴う上昇流のためであると考えられるが、その定量的な評価は今後の地表風の解析に待たなければならない。

## 謝 辞

レーダー観測の実施に当たり、可搬型レーダーの設置場所と観測作業上の様々な便宜を御提供いただいた山形県新庄市に感謝致します。また、国立防災科学技術センター新庄支所からは地上の降水量のデータの提供を受けその一部を使用させていただいた。更に同センター第4研究部の皆様には大型計算機の使用に対して有益な助言をいただいた。ここに記して感謝致します。

## 参 考 文 献

- 1) Gunn, K. L. S. and J. S. Marshall (1958) : The distribution with size of aggregated snowflakes, *J. M.*, **15**, 452-461.
- 2) 気象庁(1968) : 北陸豪雪調査報告, 気象庁技術報告**66**, 1-480.
- 3) 松本誠一(1967) : 北陸豪雪はなぜおこるか, *科学***37**, 239-245.
- 4) 中村勉・中本秀臣・沼野夏生・佐藤篤司・阿部修(1986) : 最上川下流域における降積雪観測—その3—, 日本雪氷学会秋季大会講演予稿集, 256.
- 5) Sawyer, J. S.(1956) : The physical and dynamical problems of orographic rain, *Weather*, **11**, 375-381.
- 6) Smith, Ronald B.(1979) : The influence of mountains on the atmosphere, *Adv. Geoph.*, **21**, 87-230.
- 7) 消防科学総合センター(1986) : 地域防災データ総覧—危険物災害・雪害編—, 175-326.
- 8) Uyeda, H and T. Yagi (1987) : Radar observation of snowfall in 1985 over the Shinjo basin —vertical scanning—, *J. Fac. Sci.*, Hokkaido Univ., Ser. VII, **8**, 121-136.
- 9) 八木鶴平(1986) : 東北地方西部の盆地での降雪, 防災科学技術, **57**, 25-26.



- 10) 八木鶴平・真木雅之(1986)：盆地降雪のレーダー観測Ⅴ—小さな対流性エコーの軌跡—，日本気象学会秋季大会講演予稿集，224.
- 11) 八木鶴平・真木雅之・中村勉・中村秀臣・阿部修・沼野夏生・佐藤篤司(1987)：盆地における降雪の研究—新庄市でのレーダー観測—，雪氷，(投稿予定).
- 12) 八木鶴平・上田博・中村勉・中村秀臣・阿部修・沼野夏生(1986)：盆地における降雪の予備的研究—1986年新庄市でのレーダー観測—，国立防災科学技術センター研究報告，38，9-24.

(1986年11月26日 原稿受理)