

## レーダエコーと降雪分布について\*

岡村 敏夫\*\* 舟田 久之\*\*\*

## 要旨

1978年の冬、約10分ごとに撮影した新潟(弥彦)レーダのPPI写真をデジタル化したエコーパターンを用いて、エコー分布の地域特性と簡単な雪片落下のモデルを仮定してエコーから計算で求めた降雪量と実測の降雪量とを比較し調査した。

その結果、レーダエコーの分布は地形の影響を強く受けており、特に佐渡島と能登半島の影響が大きいことがわかった。計算で求めた降雪量と実測の降雪量の比較については、降雪分布の形状、降雪量の値ともよい対応を示した。

## 1. まえがき

昭和51年度より3年間、建設省北陸地方建設局、科学技術庁国立防災科学技術センターおよび気象庁の3省庁が共同して、科学技術庁特別研究促進調整費によって、「豪雪時における降積雪の監視システム並びに降雪過程に関する総合研究」を行ってきた。

この研究の一環として新潟地方気象台は、1978年1月31日08時から2月1日22時まで、連続38時間のレーダの特別観測を行なった。観測は、レーダに地形エコー抑圧装置をつけグラウンドエコーを除去し、アンテナの高度角はシークラッターの影響を除くため+0.5度に、また、観測レンジは対象範囲を一応新潟県内と考えて140 kmに、それぞれ固定して実施した。表示方法は、エコー強度が1 mm/hr以上の降水エコーを、弱(1~4 mm/hr)、並(4~16 mm/hr)および強(16 mm/hr~)の3階級のグレースケールでPPI表示とし、撮影間隔は約10分とした。このようにして得られた229枚のPPI写真のエコーパターンを、電子計算機で処理するため、上記3階級のエコー強度を2 kmメッシュでデジタル化した。

以下の調査は、これらデジタルエコーパターンを用いて、エコー分布の地域特性と、エコーから求めた降雪量と実測の降雪量とを比較したものである。なお、調査対象とした降雪量は、降雪の観測に合わせて、1月31日09

時~2月1日09時の日降雪量とした。

## 2. レーダエコーより降雪量を求める方法および資料

## 2.1 計算モデル

デジタルエコーパターンより1時間降水量を計算する手順の概略を、第1図に示した。

まず、弱、並および強の3階級のエコー強度から降水強度への換算は、標準的なZ-R関係、 $Z=200 R^{1.6}$ に従い受信電力10 dBm間隔に、それぞれの強度の代表強度として、2, 8, 32 mm/hrを設定した(第1図A)。

ある任意のメッシュの降水量は、そのメッシュを次から次へと通過するエコーによってもたらされるものである。しかしながら、レーダで観測される上空の雪エコーから地上の降雪に至る過程を考えると、雪片が落下中に受ける風による位置のずれの効果を考慮しなければならない。そのためには、氷晶等から成長した雪片が上昇流に打ち勝って最終的に落下を開始する高度(以下この報告では単に落下高度と呼ぶ)、雪片の落下速度および風の水平・鉛直分布を知る必要がある。

しかしながら、写真観測のため一定の高度角で観測しているため、レーダサイトからの距離によりエコーを探知している高度が異なるなどを考慮して、以下に述べるような非常に単純化したエコーの移動・落下のモデルを考えた。

エコーが観測されている高度にかかわらず、エコーの移動にはすべて850 mbの風を用いた。

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = -V \cdot \nabla Z$$

ここで、Zは3階級で表わされているエコーの降水強度

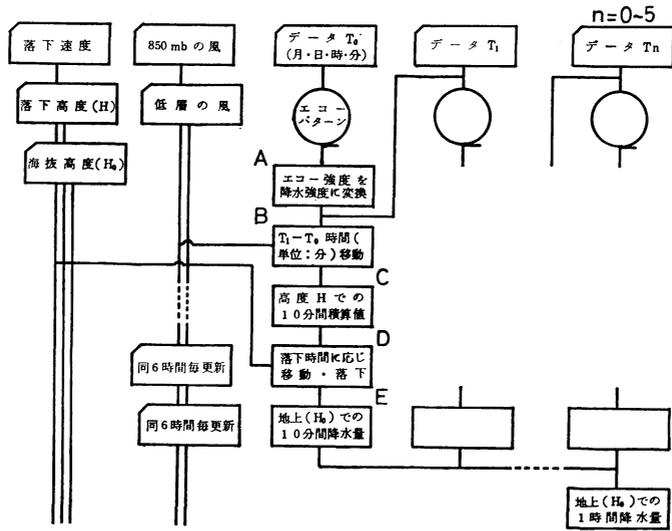
\* Study on Relationship between Radar Echo and Distribution of Snowfall Depth.

\*\* Toshio Okamura, 東京管区気象台.

\*\*\* Hisayuki Funada, 東京航空地方気象台.

—1979年7月7日受領—

—1979年9月18日受理—



第1図 デジタル化したエコーパターンより1時間降水量を計算する流れ図。

(エコー強度),  $V$  は 850 mb の風である. 移動のタイムステップは1分とし, エコーパターンを10分間(資料の時間間隔により4~17分の値をとるが, ここでの説明は便宜上10分とする)移動させ(B), すべてのメッシュについて降水強度の積算値を求め, これを落下高度における雪片の相当降水強度とした(C).

$$R_H = \int_0^t \frac{\partial Z}{\partial t} dt = \int_0^t (-V \cdot \nabla Z) dt = \sum_{i=1}^{10} (Z_i \Delta t)$$

ただし,  $R_H$  は落下高度  $H$  における雪片の相当降水強度,  $Z_i$  は1分ごと ( $\Delta t = 1$ ) の移動により得られる降水強度である. この高度から地上までさらに低層の風を用いて, 雪片を移動させながら落下させた(D). ただし地形の起伏を考慮するため, 第2図に示した地形図をもとに地表面の海拔高度を, エコーパターンと同じ2 km メッシュで, 0, 200, 500および1000mの4階級で求めた.

$$\frac{\partial R_H}{\partial t} = -V \cdot \nabla R_H$$

$$R_0 = \int_0^t \frac{\partial R_H}{\partial t} dt = \int_0^t (-V \cdot \nabla R_H) dt = -V \cdot \nabla R_H t_F$$

$$t_F = \frac{H - H_0}{v}$$

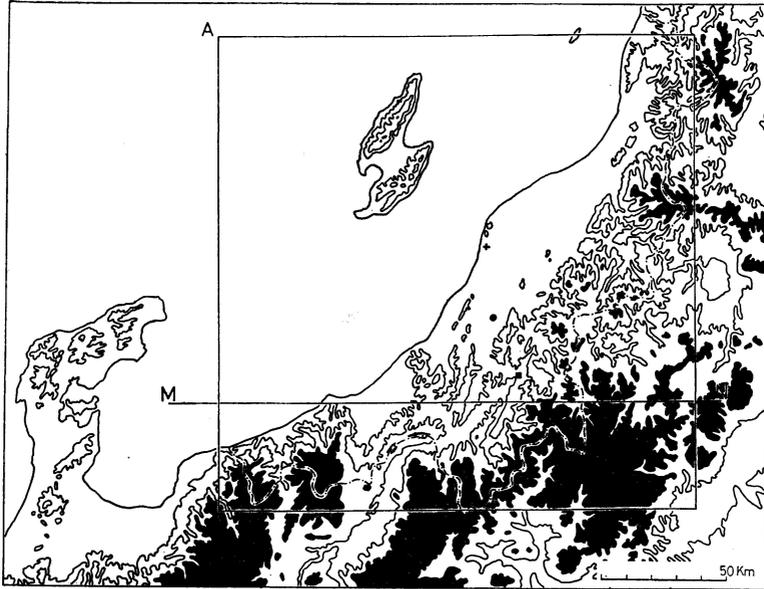
ただし,  $V$  は低層の風,  $R_0$  は地上における相当降水強度,  $v$  は落下速度,  $t_F$  は落下に要する時間で, 海拔高度によりメッシュごとに異なる値をとる ( $t_F < 0$  のメッ

シユは  $R_0 = R_H$  とした). このようにして地上の各メッシュで得られた  $R_0$  は, そのメッシュでの降雪の10分間降水量に相当する(E). 逐次, 10分後のエコーパターンを同様に処理して積算することにより, 求めたい期間の降水量が計算できる(F).

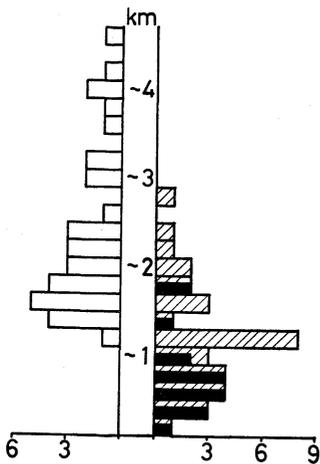
2.2 落下高度

まず, 雪エコーの強度の鉛直分布をみるため, 2月1日10時から19時の間に撮影されたレーダのRHI写真のうち, 並や強エコーが観測されているもの34枚から, 並エコーのエコー頂とエコー底, 弱エコーのエコー頂の高度別度数分布を作成した(第3図). 弱エコーのエコー底は, ほとんど地上に達していた. 図から, 弱エコーのエコー頂は4000mを超えるものもあるがだいたい2400m程度, 並エコーは600~1200mの高度に多く分布していることがわかる.

次に, 氷晶や雲粒が併合して雪片となり, 上昇流に打ち勝って最終的に落下し始める高度を見積もることは困難である. 一般に, 樹枝状の雪の結晶は-12°Cから-16°C付近で成長すると言われている(たとえばメイソン, 1962)が, この温度を31日21時の輪島の上層気温に適用すれば, だいたい1500~2000mの高度に対応している. また, ドップラーレーダを用いた降雪雲の上昇・下降流の分布の解析(柳沢, 1962)では, エコー通過時には800~1000mの高度より低い高度に下降流が分布し



第2図 新潟県およびその周辺の地形図、等高線は200と500m、黒く塗ったところは1000m以上。枠Aは第10図の範囲を、M-Nは第11図の断面の位置を、+はレーダサイトをそれぞれ示している。●は長岡、■は小出の観測点を示す（第10,12,13,14図とも以下同じ）。



第3図 弱エコーのエコー頂（白）および並エコーのエコー頂（斜線）とエコー底（黒）の高度階級別（200mごと）度数分布。

ていることが示されている。

この調査では、降雪に寄与するエコーは主として並以上のエコーと考えて、落下高度を並エコーの真中の高度に相当する900mとした。上の層で上昇、下降を繰り返

し成長した結晶が雪片となり、900m付近から落下を開始すると考えても、前述のことからそれほど無理な仮定ではないだろう。

### 2.3 落下速度

融解直径  $D$  から雪片の落下速度  $V$  を求める実験式として、Langleben により提出された次の一般式がよく知られている。

$$V = KD^n$$

ただし、 $K$ 、 $n$  は地上気温や雪片の構成要素により決まる定数である。この調査では、梶川（1974）の次の式を用いた。

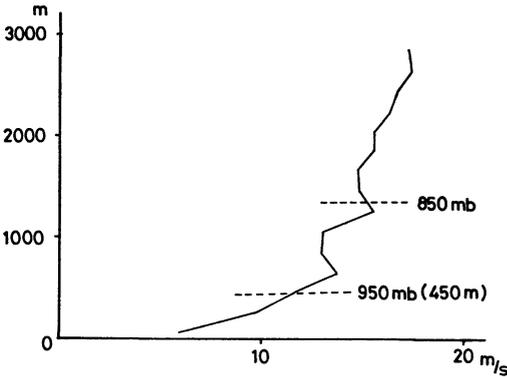
$$V = 509 D^{0.667} \text{ (主に雲粒付立体結晶からなる雪片)}$$

$$V = 394 D^{0.667} \text{ (主に雲粒付六花からなる雪片)}$$

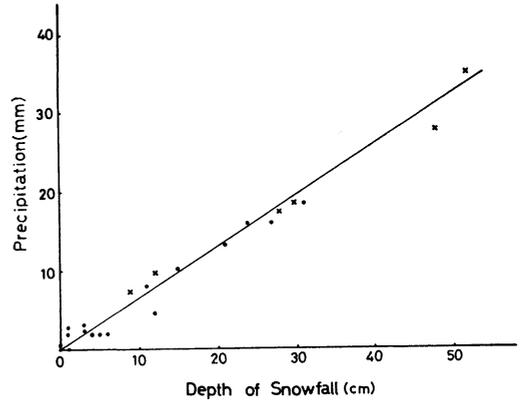
ただし、 $V$  は cm/sec、 $D$  は cm の単位である。実際の計算にはさらに上の2式を単純平均し、 $D$  を mm 単位に直した次の式を用いた。

$$V = 97 D^{0.667}$$

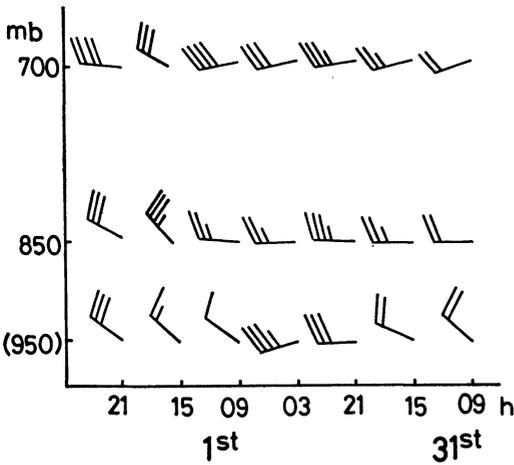
一方、融解直径は国立防災科学技術センターの異常気候防災研究室が、1月31日08時45分から2月1日10時40分の間に17回にわたり長岡で行なった観測資料の提供を受け、それを用いた。融解直径の観測値の範囲は0.3



第4図 輪島, 新潟の平均風速の鉛直分布. 1月31日 09時~2月1日 21時.



第6図 新潟, 高田における降雪量と降水量の関係. 期間は1月30日~2月1日, xは24時間, oは6, 12時間の値.



第5図 風シーケンス.

~3.1 mm で, その内 0.3, 0.5 および 0.7 mm の個数で全体の個数のおよそ 93%, さらに, 0.9 mm までで 97% を占めている. 融解直径別の落下速度を個数で荷重平均した場合, 0.3~0.7 mm で単純平均した場合および 0.3~0.9 mm で単純平均した場合の落下速度は, それぞれ, 54.2, 60.3 および 67.9 cm/sec となる. この調査における落下速度は 60 cm/sec とした.

2.4 上層風

上層風に関する資料は, 31日 09時~1日 03時は輪島の風, 1日 09時以降は輪島, 新潟の平均風(ベクトル平均)を用いた. なお, 31日 15時は欠測となっているが前後の時間から平均して求めた. 第4図に 50 m から 2850 m まで 200m ごとの, 輪島, 新潟の 31日 09時から 1日

21時の間の平均風速(スカラー平均)の鉛直分布を示した. 50~650m の鉛直シア率は  $1.32 \text{ m}\cdot\text{sec}^{-1}/100\text{m}$  と大きい, 650~2850 m では  $0.11 \text{ m}\cdot\text{sec}^{-1}/100\text{m}$  と小さく, 下層に比べ上層では比較的一様な風速分布をしている. シア率の小さい上層は積雲対流の混合作用によるもので, この期間の対流雲の平均雲底高度が 650m 前後にあることを意味しており, この高さは並エコーのエコー底の高度にはほぼ一致している.

落下の際雪片を移動させる低層の風は, 落下高度と地上の中間高度である 450m の風で代表させた. 第5図には, エコーの移動に用いた 850 mb, 雪片の移動に用いた 450m ( $\approx 950 \text{ mb}$ ) および 700 mb の風のシーケンスを示した. 風は, 6時間ごとに更新して適用時間は観測時刻の前後3時間とした. また, 領域内の風はすべて一様とした.

2.5 降水量より降雪量への換算

レーダエコーより直接求める量は降雪の相当降水量(mm 単位)であるが, 降雪量との比較のため, 最終的には以下のようにして cm 単位の降雪量に換算した. 第6図に, レーダの特別観測期間を含む 1月30日~2月1日の新潟, 高田の 6, 12, 24 時間降雪量と対応する時間降水量(ともに実測)の散布図を示した. 降雪量が 5~6 cm 以下の少ないところでは降水量との対応は悪くなるが, この図より次のような換算式を得た.

$$\text{降雪量 (cm)} = 1.6 \times \text{降水量 (mm)}$$

相関係数は 0.91, 式の標準偏差は 2.3 cm である. また, この式で雪の密度を計算すると, 0.063 になり, 雪質は

最も密度の小さい新雪のかわき雪に相当する。

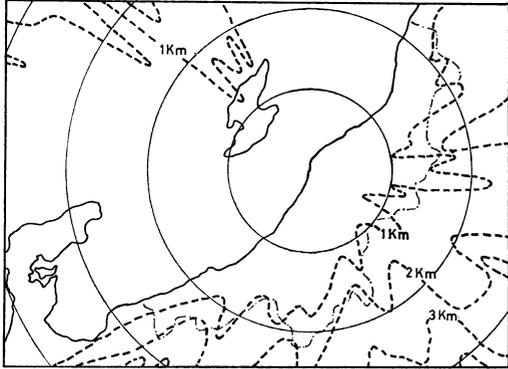
2.6 降雪観測網と等ビーム高度

第7図に、降雪の観測所の配置を示した。図中○印は気象台関係の観測所（気象官署、農業気象観測所、乙種観測所、丙種観測所、地域気象観測所）を、×印は国鉄

の観測所をそれぞれ示している。降雪量の観測は、気象官署（新潟、高田、相川）は09、15、21時の1日3回、その他の気象台関係の観測所は09時1回、そして国鉄の観測所は08、16時の2回である。時間のずれ、観測回数の違いはあるが、国鉄観測所の資料（8時日界に相当、ただし2回の合計値）も9時日界の日降雪量として扱った。なお、調査対象領域である新潟県は、一部を除きほぼ新潟レーダの1kmの等ビーム高度線の内側に位置している（第8図）。

2.7 気象概況

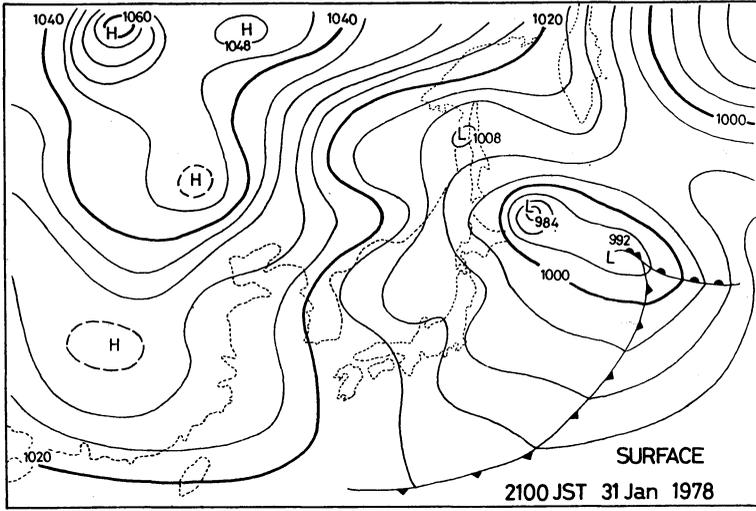
この期間前後の気象経過は、1月26日夜に日本海南部を通った低気圧が北陸地方を通過した後、27日から冬型の気圧配置となり、29日に二ツ玉低気圧の通過により一時的に解消したが、冬型は2月8日まで続いた。第9図は、31日21時の地上天気図で、一応冬型の気圧配置になっているが、日本海では気圧傾度がゆるみ等圧線が袋型になっていて、31日から1日朝にかけては里雪型の気圧パターンであった。



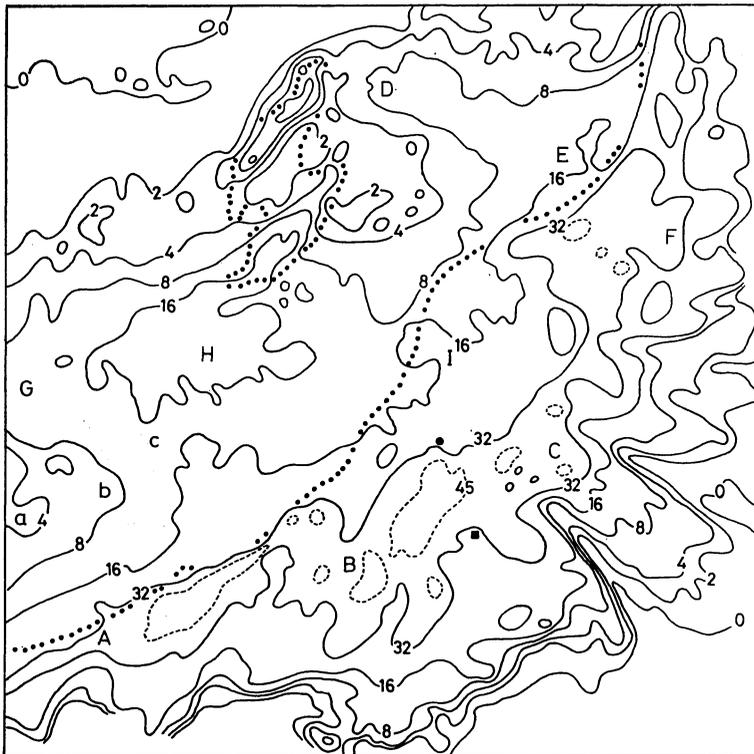
第8図 新潟（弥彦）レーダの等ビーム高度線（破線）およびレンジマーカー（50 km ごと）。



第7図 降雪量の観測点分布。



第9図 地上天気図.



第10図 エコーの積算強度 (単位 mm/day). 1月31日09時~2月1日09時.

### 3. 結果

#### 3.1 レーダエコーの分布

エコーの出現分布を表わすのに、ここでは度数の代わりにエコーの積算強度で表わした。第10図に、1月31日09時01分から2月1日08時49分までの24時間分、144枚のデジタルエコーパターンより求めたエコーの24時間積算強度を示した。これは、移動・落下のモデルのところで、風をすべて0 m/sec として求めた日降水量に相当している。特徴をまとめると、強い所は、

(1) 新潟県南西部の糸魚川付近から福島県境の奥只見付近に達する、西南西から東北東の走向を持つ長さ約120 km、幅20~30 km の帯状域 (A, B, C) が認められる。

(2) 佐渡の北端の弾崎沖から新潟の北東部を経て福島県境の飯豊山付近まで達する、長さ約100 km、幅約20 km の帯状域 (D, E, F) があり、その走向は (1) の走向とほぼ直交している。

(3) 佐渡の北と南の2列の山地に一致して、ともに長さ、幅がそれぞれ40, 10 km の2本の線状域が認められる。

(4) 佐渡の南の線状域と、能登半島の北の方から広がってきていると推定される(第10図の範囲に相当する第2図の枠Aの外はデータなし) 領域は、佐渡の南西沖で一緒になり、さらに東の方に延びて長岡の北まで達している (G, H, I)。大きさは、長さ100 km、幅30~60 km で最も大きい。

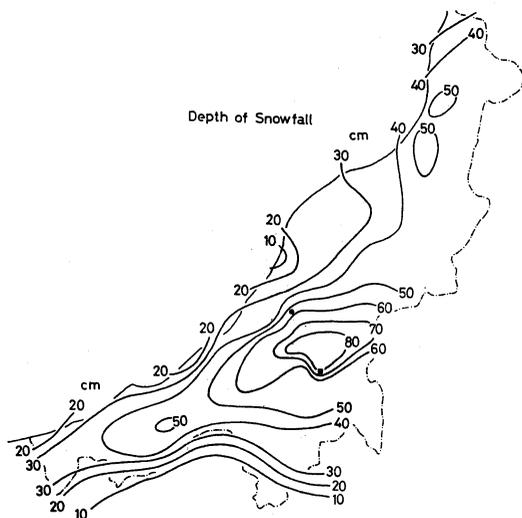
一方、弱い所は、

(1) せき稜山脈の県外側では、一部川筋の低地を除き急激に弱くなり、特に三国山脈の南および南東側で顕著である。

(2) 佐渡の北と南の山地の南東側に孤立して、それぞれ24×8 km、8×6 km 程度の大きさを持つ領域があり、さらに、佐渡島全体の南東側に長さ幅とも約50 km の弱い領域が明瞭に認められる。また、形は余りはっきりしなくなるが、新潟市以南の新潟平野のはほぼ全域に弱い領域が認められる。

(3) 能登半島の東側から延びてきていると推定される舌状の弱い領域 (a, b, c) があり、形は佐渡島の場合ほど鋭くないが幅は30~40 km、長さは能登半島の西岸から測って100~130 km にも及んでいる。能登半島の標高は500m 前後なので、高さのおよそ200倍の距離のところまで延びていることになる。

(4) 佐渡の北西30~50 km の海上では等ビーム高度



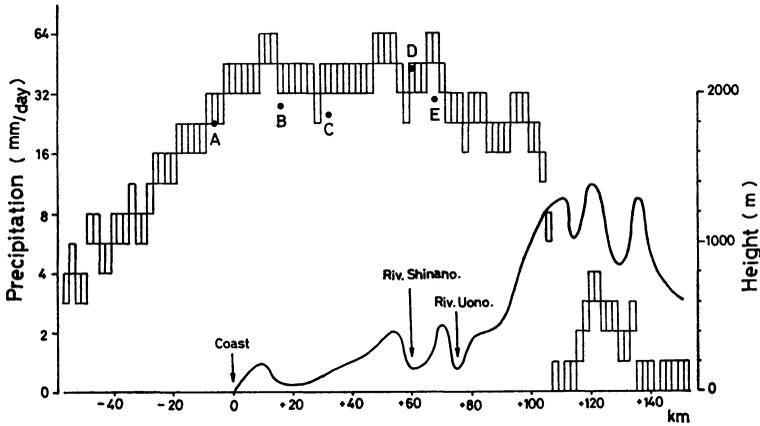
第12図 日降雪量(単位 cm). 1月31日09時~2月1日09時.

線の影響でエコーは探知されにくく、積算強度はほとんど0である。

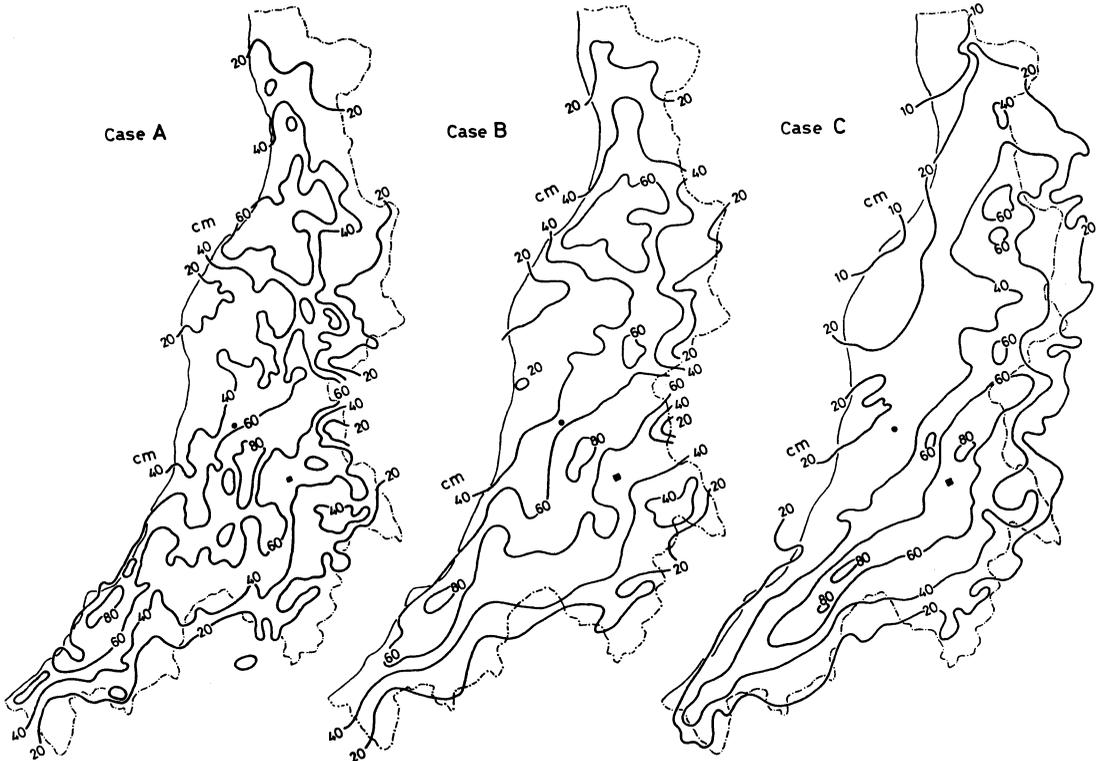
このようなエコーの出現分布の状況を、第2図の地形図と対応してみると、佐渡島と能登半島および新潟県の海岸線の影響を受けていることがよくわかる。また、海側の積算強度32 mm/day の等値線は、新潟県の南西および北部では海岸線に、また、中央部では小さな出入りは無視するとして200m の等高線にほぼ一致している。

さらに、小さなスケールの地形がエコーの出現分布に及ぼしている影響をみるため、第2図のM-Nに沿う地形とエコーの積算強度の断面を第11図に示した。なお、M-N断面の方向は、この期間の850 mb の風向とほぼ一致している。図の横軸は、海岸からの距離を、長方形は積算強度を表わしている。積算強度は、観測点のあるメッシュでは0.1 mm 単位で求めているが、それ以外のメッシュでは $\sim 1$ ,  $\sim 2$ ,  $\sim 2\sqrt{2}$ ,  $\sim 4$ ,  $\sim 4\sqrt{2}$ ... ということになり2.0 mm 以上は $\sqrt{2}$ 倍ずつのきざみの階級値で表示または処理しているので、長方形は左の縦軸に示した強度幅の中の値であることを意味している。

積算強度は、海岸線までは指数関数的に(図ではスケールの関係で直線的)強くなっている。しかしながら、陸地に入ると強度の増加は鈍化し、海岸線から70 km ほど入った内陸で減少に転じている。海岸から70 km までの陸地部分では、地形の起伏に応じて、山の頂上



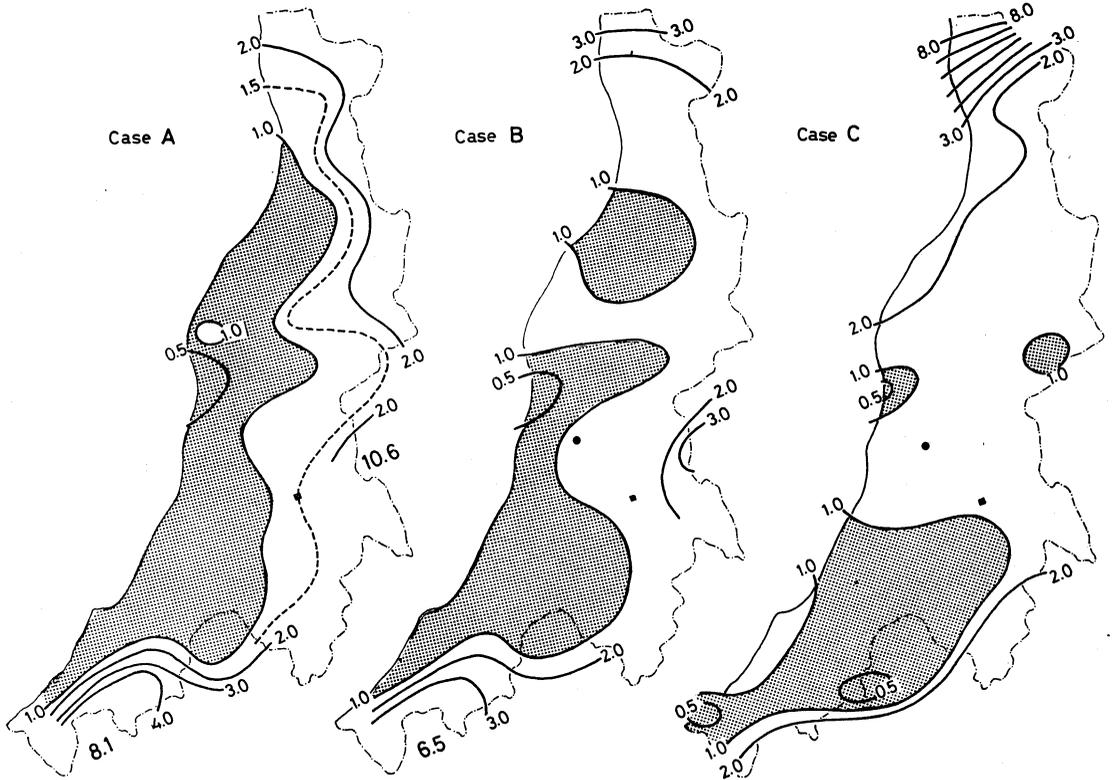
第11図 地形，エコーの積算強度断面 (M-N)，●はA：能生，B：高田，C：安塚，D：十日町，E：六日町の降水量 (観測値)。



第13図 日降雪量の計算値 (単位 cm)。1月31日09時～2月1日09時。

(尾根) 付近で増加，谷 (川筋) の付近で減少が認められる。さらに，内陸奥の山間，山岳地帯では漸減しており，せき稜山脈を越えた 100 km 以東では急減している。以上のことは，この期間の気圧パターンは前述のよ

うに里雪型であり，下層の季節風も弱く，レーダエコーは海岸平野部，200～500m程度の丘陵地帯に多く分布して，せき稜山脈の風上側の山間地帯ではむしろ少ない状況を示している。また，せき稜山脈の風下側で少ないの



第14図 日降雪量の比（観測値/計算値）の分布。

は、レーダの探知能力の低下もあるが、実際エコーがなくなっていることによる。

3.2 エコーと降雪の対応

第12図に、実測の降雪量（以下観測値と呼ぶ）の分布を示した。高田の南西から小出の北に達する帯状分布が顕著である。また、第13図にレーダエコーより求めた降雪量（以下計算値と呼ぶ）の分布を示した。第13図は、左よりエコーを移動しないで積算した場合（以下ケースAと呼ぶ）、850 mb の風で移動して積算した場合（ケースB）、850 mb の風で移動し、さらに450mの高度の風で移動・落下させて積算した場合（ケースC）の計算値の分布をそれぞれ示している。ケースAは、第10図の積算強度の分布を降雪量に換算したものである。ケースBは、移動・落下のモデルのところで、450mの風を0 m/sec として計算した場合に相当しており、落下の効果は入っていない。また、第14図に新潟県内の60カ所（ただし島は除く）の観測点で求めた観測値と計算値の比（観測値/計算値）の分布を示した。

まず、全体的には降雪分布の形状、降雪量の値ともかなりよく合っていることがわかる。島および国鉄の観測所を除く42の観測点における日降雪量の観測値と計算値の相関係数は、ケースAは0.70、ケースBも0.70、およびケースCは0.77で、ケースCで最もよい相関係数が得られた。

ケースAでは、新潟県の南西～中・南部の帯状の多雪域は、計算値より観測値の方が10～15 km 東ないし南東方向にずれている。この帯上の高田の南と長岡の南東の2カ所に極大が計算、観測とも認められるが、前者は30 cm ほど計算値が多い。中央部の新潟平野ではともに少なく、40 cm の等値線からわかるように、新潟市の東～南東を除きよく合っている。北部では、観測値の二つの極大は形、値とも多少異なるが計算値の方でも比較的よく表現されている。全体的には、第14図に示したように、海岸平野部では観測値の方が少なく山間山岳部では逆になっている。

ケースBの計算値は、エコーの移動に用いた 850 mb

の風が平均風速で 15 m/sec 程度と冬型気圧配置時としては比較的弱いこと、短い時間間隔のエコーパターンを用いていることなどの理由から、ケース A と比べ多雪域が 4~5 km 東ないし南東方向の内陸よりはずれたほかは、分布が平滑化されただけでケース A と大きな相違はない。ただ、中央部の平野ではケース B の方が観測値の分布により近くなっている。比の分布では、1.0 の等値線が北部ではより海岸の方に移動して計算値、観測値の開きが大きくなっている一方で、南部ではより内陸の方に移動してその開きが少なくなっている。

ケース C では、前述の帯状多雪域は東端部で多少計算値の方が内陸に入りすぎているが、ほぼ観測値の分布と一致している。中央部の平野では 10~20 cm 観測値の方が多くなっており、北部は、ケース A、ケース B に比較し最も悪く多雪域は計算値の方が南東に 10~15 km ずれて分布している。比の分布では、ケース B で述べた現象がさらに顕著に表われている。

このように、新潟県の北部ではケース A が、中央部ではケース B が、南部ではケース C がそれぞれ観測値と計算値の対応が最もよくなっている。つまり、南部に行くほど風による移動の効果、落下による移動の効果が累積して計算値と観測値の差が少なくなっている。この調査では、風は中・下層とも一様な風を用いたが、ここでの結果はシアアのある風の様子を示唆している。

### 3.3 まとめと考察

第10図に示した、1月31日のエコーの積算強度分布にもみられるように、新潟県の南西部から中部の内陸に比較的太い帯状のレーダーエコーが出現するのは、里雪型あるいは山雪と里雪の混合型のときにはよくみられる現象で、この分布型のときのエコー域と降雪域に関する調査がある(佐藤・宮沢, 1968)。また、同じ図の中にみられる、佐渡の北端から飯豊山、阿賀野川流域に至る帯状エコーは、山雪型で北西季節風が吹走しているときにはよく出現することが同じ調査の中に示されている。このように1月31日のエコーの出現状況は、北部では山雪、南部では里雪時の特徴をそれぞれ示している。これら北部と南部の走向の異なる2本の帯状エコー分布は、主に風とそれに伴う地形の効果によるものと考えられ、特に、北部のものは佐渡島の、南部のものは能登半島および新潟県南部の地形の走向の影響を強く受けていることが確かめられた。

また、陸地に近づくほどエコーの積算強度が急増しているが、このことはエコーの発達比較的陸地に近いと

りろで起こっていることを示していると同時に、海岸の影響が考えられる。季節および発生原因は異なるが、エコー強度、高度とも 50 km 以内の海域で急速に増大、特に上陸直前に発達するという報告がある(加藤, 1973)。また、海岸の影響については、雪エコーが海岸線に接近するとその移動方向が、その場所の海岸線に沿うように向きを変える傾向があるという報告がある(立平, 1968)。新潟県の南西海岸は、今回のように西風の場合には最適な走向を持っており、第10図に示したような海岸線付近で傾度が大きく、かつそれに平行したエコー分布になったものと思われる。

このエコー分布と降雪域の関係については、第10、12図に示したように、必ずしもよい対応があるとは言えない。パターンのずれ、両者の値の違いは、エコー強度の階級設定、エコー強度から降水強度への換算、降水量から降雪量への換算の方法等にもよるが、主な原因は、雪片がレーダーエコーとして探知されてから地上に落下するまでの時間、距離によるものであろう。落下に関連する要素の主なものとしては、風の水平・鉛直分布、落下高度および落下速度が考えられる。しかしながら、落下高度と落下速度はいずれも雪片の移動距離に関係する量であるので、最終的には風の水平・鉛直分布の問題に帰することになる。

同じ期間のエコー資料を用いた雪エコーの移動(10分ごとの写真による移動追跡)の調査(大平・松本, 1978; 新潟県地方気象台, 1978)から、新潟県の北部と南部で風のシアアがあることが認められる。この期間の流れの特徴は、全般的には北部はだいたい西北西~北西の流れで南部は西南西~西であるが、南部が西南西~西で北部が東のうず性の流れの場も示されている。

また、1日09時から5日03時まで6時間ごとに新潟で行なわれた低層レーウィンゾンデの特別観測の資料を用いた、輪島、新潟の2750m以下の低層風の比較調査で、新潟の方が風速で+5 m/sec、風向で約10度北偏しているという報告もある(下山, 1978)。

これら報告から、新潟県の南部では西風の、北部では北西風の場が考えられ、エコー分布も前述のようにそれに対応している。ここでは、移動に関しては2層、落下に関しては1層で、それぞれ一様な風を用いたが、ケース A、B、C の計算値と観測値の対応の相違は、この一様な風という仮定が無理であることを示している。

第12図に示した1月31日の日降雪量にみられるような分布は、冬季の卓越風、西ないし北西風の場で大雪時に

はかなり一般的にみられる分布で(河村, 1968), 带状域の上の高田, 十日町, 奥只見および阿賀野川流域などが, 新潟県でも特に雪の多い地方として知られている事実を表わしている。

#### 4. あとがき

この調査の目的は, レーダで観測された雪エコーから地上の降雪に至る機構を明らかにし, エコーと降雪量の定量的な関係を求めることにあったが, ここで得られた結果は必ずしも満足できるものではない。しかしながら, 将来の展望としては, 現在展開中で近い将来には今回の調査対象地域(新潟県)にも設置が予定されている気象庁の隔測積雪深計のシステムと併用すれば, 降雪量監視, 主に山岳地帯や海岸平野部と思われるが観測空白地域の降雪量の推定等に, 非常に有効な情報を与えるものと考えられる。

本文は, 東京管区気象台の地域気象調査資料(舟田・岡村, 1979)より要約, 一部加筆したもので, この調査を進めるにあたり研究費のお世話をいただいた, 科学技術庁ならびに気象庁の諸先輩に, 雪片の観測資料の提供を受けた 国立防災科学技術センター 八木鶴平異常気候防災研究室長に, また, 厳冬期の山の上での長時間にわたるレーダ観測により多くの資料を作成された新潟地方気象台の諸兄に対して厚くお礼を申し上げるとともに, 御指導いただいた 前東京管区気象台長 松本誠一博士, 気象庁予報課長 立平良三博士, 東京管区気象台 中西盈

技術部長, 同 大石正二調査課長および同 三浦四郎技術課長に謝意を表す。

#### 文 献

- メイソン, B.J. (大田正次, 内田英治訳), 1962: 雲と雨の物理, 総合図書, 75-77.
- 舟田久之, 岡村敏夫, 1979: 北陸大雪時の降雪について, 東京管区気象台地域気象調査資料, No.47, 9-34.
- 梶川正弘, 1974: 雪片の落下速度の測定, 秋田高専研究紀要, 9, 83-87.
- 加藤一靖, 1973: 東北地方にみられるレーダエコーの特徴について, 天気, 21, 551-560.
- 河村 武, 1968: 降雪の微細気候, 気象庁技術報告, 66, 313-319.
- 新潟地方気象台観測課, 1978: 豪雪時の雪エコーの移動と新潟県の降雪について, 東京管区地方研究会誌, 11, 15-17.
- 大平銀司郎, 松本貴代己, 1978: 大雪時のレーダエコーと降雪の関係, 東京管区地方研究会誌, 11, 12-14.
- 佐藤幸夫, 宮崎清治, 1968: エコー域と降雪域, 気象庁技術報告, 66, 337-348.
- 下山紀夫, 1978: 高層観測地点の低層風から新潟の低層風を推定する調査, 北陸豪雪研究委員会会議資料(未出版).
- 立平良三, 1968: 雪エコーの発生・移動, 気象庁技術報告, 66, 320-328.
- 柳沢善次, 1968: 北陸降雪エコーの鉛直構造, 気象庁技術報告, 66, 328-337.