

レーダエコーと降雪分布について (第3報)*

岡村 敏夫**

要 旨

第1報(岡村・舟田, 1979)および第2報(岡村, 1980)では, 簡単な雪片落下のモデルを仮定して, レーダエコーから計算で求めた降雪量と実測の降雪量との比較を行い, 雪片の落下を考慮した効果や, 落下時間の違いが降雪分布に及ぼす影響等について述べた. 今回は山雪型と山・里混合型の2つの例について, レーダ資料は等高度面エコーを用い, 計算モデルは風の抜いの中に下層風の水平シアールをとり入れ, 同様な調査を行った. さらにレーダを利用した冬期の降水量の短時間予測のための基礎調査として, 雪エコーの移動と持続性等の調査を行った. その結果, 山雪型では, 雪片の移動・落下の効果を入れた方が実測とよりよい対応を持つ計算結果が得られ, エコーパターンは持続性も大きく, 一方, 山・里混合型では, エコーと降雪(水)量の対応は山雪型の場合と比べかなり悪く, またエコーパターンの持続性も小さい等のことが明らかになった.

1. まえがき

気象レーダの利用分野, つまり役割は多岐にわたるが, 代表的なものとして降水の実況把握と, その短時間予測への利用の2つがあげられる.

前者は, レーダで測定される反射強度を時間積分することにより降水量を推定するもので, 前報まではこれに含まれる. しかしながら, 雨の場合と同様, 測定値の精度などに問題があるほか, 特に雪の場合には, 落下中の雪片が受ける風の影響のために, レーダエコー域と降雪域が一致しないことが多い. 従って積分操作の中にこれらの影響を考慮する必要がある.

前報までの, PPIのレーダエコーと風による移動を考慮した計算モデルを用いて行ったエコー域と降雪域の比較では, 雪片の地上までの落下所要時間が30分程度(雪片の落下高度 2000 m, 落下速度 100 cm/sec)の場合に, 実測と最もよい対応を示す等の結果が得られた.

この報告では, 等高度面レーダエコー〔CAPPI(例えば小平・立平, 1972)〕と, 鉛直方向の風を2層から4層に増やし, そのうち最下層の風に対しては水平シアール

をとり入れる方式に改良した計算モデルを用いて, エコーより計算で求めた降雪(水)量(計算値)と実測の降雪(水)量(観測値)の比較を行った.

後者の短時間予測への利用に関しては, 雨についてはこれまでも多数の報告がなされているが, 雪についてはほとんどない. その理由として, 短時間の降雪資料の入手が困難であること, 短時間に限れば雪の降水としての量は暖候期の降水に比べ1桁小さく, それに伴う災害の起こり方も緩慢なことが多いため, 暖候期の雨量予報に比べそれほど切実な要望がなかったことなどがあげられる. しかしながら資料に関しては, 温式雨量計を備えた気象庁の地域気象観測システム(AMeDAS)の展開により, 降水量として毎時の資料の入手が可能になった. また社会のニーズに関しては, 積雪地帯の産業構造や生活様式の急激な変化に伴い, 交通網, 特に道路の通年確保が当然なこととなり, その安全な通行や除雪対策等の面から, 短時間の降積雪情報の必要性が高まってきている.

この報告では, まず短時間降水量で計算値と観測値の対応を調べ, 次にエコーパターンの移動について相互関関数によりその特性を調べ, 最後にこれらの結果を利用して降水量の短時間予測を試みた.

なお, 調査対象期間は, 山・里混合型の例として1980年2月3~4日(ケースI)を, 山雪型の例として同7~8日(ケースII)を選んだ.

* Study on Relationship between Radar Echo and Distribution of Snowfall Depth (3).

** Toshio Okamura, 気象庁産業気象課(前 東京管区気象台).

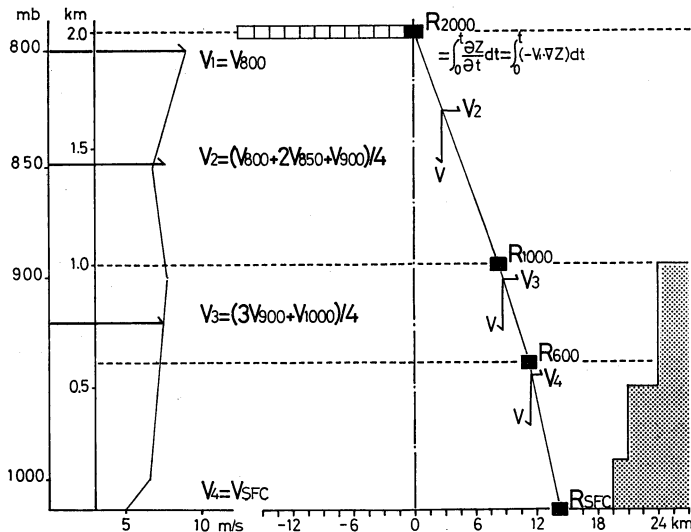
—1981年4月1日受領—

—1981年7月14日受理—

第1表 レーダ資料の比較.

年度	付加装置	観測モード	観測時間 間隔	アンテナ 仰角	エコー強度階級 階級数 強度幅 mm/hr	観測 レンジ	デジタル化 のメッシュ サイズ	記録 方式
52 (第1報)	地形エコー抑圧装置	PPI	10分	+0.5度 一定	3 W: 1~4 M: 4~16 S: 16~	140 km	2 km	写真
53 (第2報)	気象レーダ映像処理装置 (上記装置も含む)	同上	同上	同上	6 W: 2~4 S1: 16~32 M1: 4~8 S2: 32~64 M2: 8~16 VS: 64~	200 km	同上	カセット テープ
54 (第3報)	等高度エコー作成用 集積装置 (同上)	CAPPI	30分	-0.4~ +10.0度 (14ステ ップ)	6 VW: 0.5~1 M1: 4~8 W1: 1~2 M2: 8~16 W2: 2~4 S: 16~	150 km	1.5 km	同上

注 1) 昭和52年度のデータは、引き伸ばした写真をもとに、レーダサイトを中心とした 240×240 km の領域を人手によりデジタル化した。
 2) 昭和53~54年度のデータのデジタル化は、上記付加装置により行われた。



第1図 レーダエコーより地上の降水量を求める模式図.

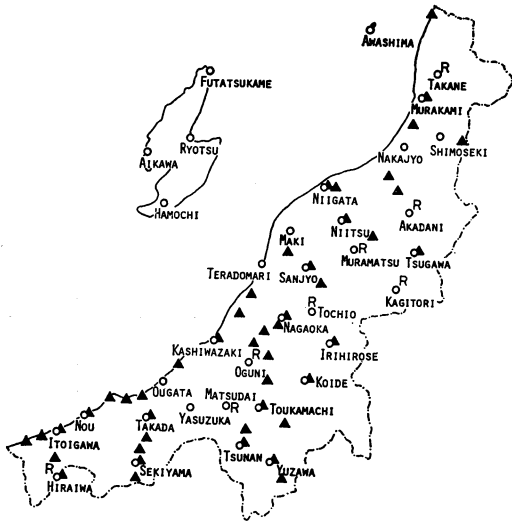
2. 資料

2.1. レーダ資料

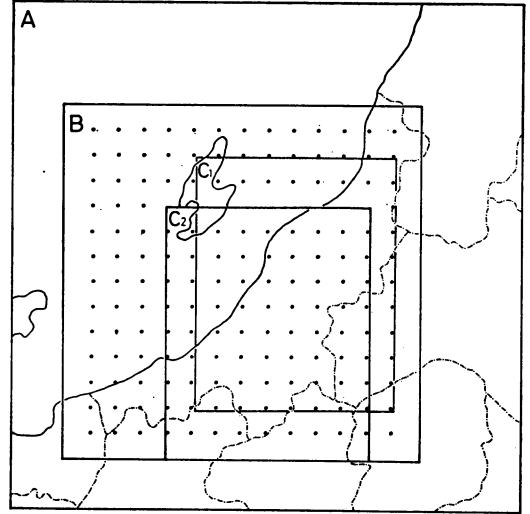
1980年の冬期の新潟レーダの特別観測資料, 250時間余りのうちここで扱った資料は, 2月3日06時~4日10時と2月7日06時~8日10時の各々28時間分である. 特別観測は既存のレーダ装置に等高度エコー作成用集積装置を付加して行われた. この装置は気象レーダ映像処理装置(第2報参照)にCAPPI機能を付加したもので, 仰角操作はマニュアルで行うが, 同時に5つの設定高度

面(今回は1, 1.5, 2, 3および4km)のデジタルエコーパターンが得られる. 第1, 2報そして今回の報告で, レーダ資料の内容が全部異なるので比較のため第1表にまとめて示した.

雪エコーは一般に高度が低いので, 観測対象を150km以内の近距離にしぼり, また強度も弱いので強度の階級数は6で同じであるが観測対象をVWまで広げ, しかも強度の幅を半分にした. なお, メッシュ数は200×200個で固定されているので, 観測範囲の縮小により1個の



第2図 観測点分布, ○は気象庁の地域気象観測所 (気温, 日照, 降水量, 風向・風速の4要素と降雪量), ○にRを付したものは同地域雨量観測所 (降水量と降雪量) および▲は国鉄の観測所 (ここでは降雪のデータのみ利用).



第3図 領域の説明図. Aはレーダーデータの収録領域 (200×200メッシュ), Bは調査対象領域 (140×140メッシュ), C₁とC₂は相互相関関数を求めた領域 (C₁はケースI, C₂はケースII), 黒丸は地上風の格子点 (格子間隔は15km).

メッシュの表わす領域は自動的に小さくなる (1.5km²平方). 観測時間間隔が大きくなったのは, 仰角操作やデータの記録のために, 1回の観測に要する時間が長くなったことによる.

2.2. 計算モデル

レーダーエコーより地上の降水量を求める模式図を第1図に示した. 方法の基本的な部分は前述の風の扱いを除いて前回までの報告と全く同じである.

まず, 5つの等高度面のレーダーエコーのうち代表層として2kmを選んだ. その理由は前回の落下高度の結果を引用したこと, エコー面積がこの高度で最も大きい (高いエコーが少ないことと低高度では地形の影響を受ける) ことの2つである. エコー強度から降水強度への換算は, VW から M2 まではそれぞれの強度幅の最大強度を代表強度として, 1, 2, 4, 8 および 16 mm/hr を, S は 32 mm/hr を設定した.

これらのエコーを2000mの高度の風 (V₁) で30分間移動 (タイムステップ1分) しながら降水強度を積算する. これを2000mの高度における雪片の相当降水強度とし, この高度からさらに低層の風, 2000~1000m間はV₂, 1000~600m間はV₃, 600mから地表面まではV₄で雪片を移動しながら落下させる. ただし, V₁~

V₃は輪島の指定気圧面の風より第1図中に示した式を用いて求める. V₄ (V_{SFC}) については後述する. V₁~V₃は水平方向には一樣な風として用い, 6時間ごと (03, 09, 15, 21時) に更新して適用時間は観測時刻の前後3時間とした. 落下速度Vは, やはり前回の結果から100 cm/secとした. 地表面の起伏 (0, 200, 500 および 1000 m の4階級) を考慮している点も全く同じである.

このようにして地上の各メッシュで降雪の30分相当降水量 (R_{SFC}) が得られるが, 逐次, 30分後のエコーパターンを同様に処理し積算すれば, 任意の期間の降雪の相当降水量を求めることができる. 降水量より降雪量への換算には, 雪の密度を前回と同じ0.063と仮定した.

600mの高度から地上までの層の風V₄として地上風V_{SFC}を用いた. ここで600mの高度は第1報で示したように, 強度が並のエコーのエコー底のはほぼ平均的な高度であり, 平均風速の鉛直分布からは風速の高度に対する増加率が鈍化する対流混合層の下端の高度に相当している. V_{SFC}は新潟県内の地域気象観測所27点 (第2図, 平均で20km²平方に1点の観測点密度) の毎時の資料を用い, 以下に述べる客観解析法によって格子点の風に変換した. 格子点は格子間隔15kmで第3図のように設

定してある。

まず、地点別に4個の毎時の値より3時間平均風を03, 06……24時の3時間ごとに求める。次に全観測点のこれら平均風より荷重平均内挿法(長野, 1976)を用いて格子点の風を計算する。ただしすべての平均操作は、 u, v 成分に分解した後、成分ごとに行い、最終結果を再び合成している。

$$V_{i,j} = \frac{\sum_n W_n V_n}{\sum_n W_n}$$

ただし

第2表 日降雪量(1980年1月30日~2月8日)。
降雪の深さは当日09時~翌日09時。

月・日	降雪の深さ (第1, 2位; 単位 cm)	主な降雪域
1・30	栃尾 11; 鍵取, 入広瀬 10	中・下越地方
31	鍵取 68; 赤谷 62	
2・1	入広瀬 60; 小国 48	ケース I
2	鍵取 70; 入広瀬 65	
3	入広瀬 70; 小国, 鍵取 55	
4	関山 32; 高根 29	
5	関山 75; 平岩 35	上・中越地方
6	津南 119; 湯沢 100	ケース II
7	津南 65; 小出 50	
8	糸魚川 33; 高根 32	

$$W_n = \begin{cases} 1/(1+4r_n^2) & (r_n \leq 5d) \\ 0 & (r_n > 5d) \end{cases}$$

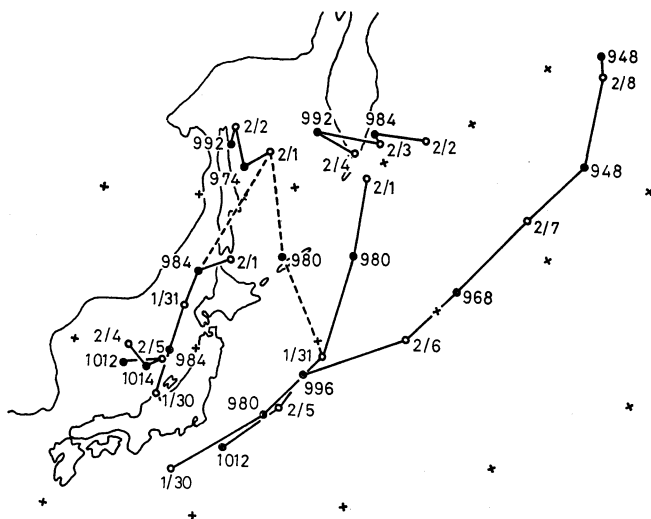
ここで $V_{i,j}$ は求める格子点 (i,j) の風, W_n は重み, V_n は観測点の風, r_n は格子点と観測点の距離(影響半径といわれている)および d は格子間隔である。 $V_{i,j}$ は3時間ごとに更新し、適用時間は平均を求めた期間内とした。

2.3. 気象概況

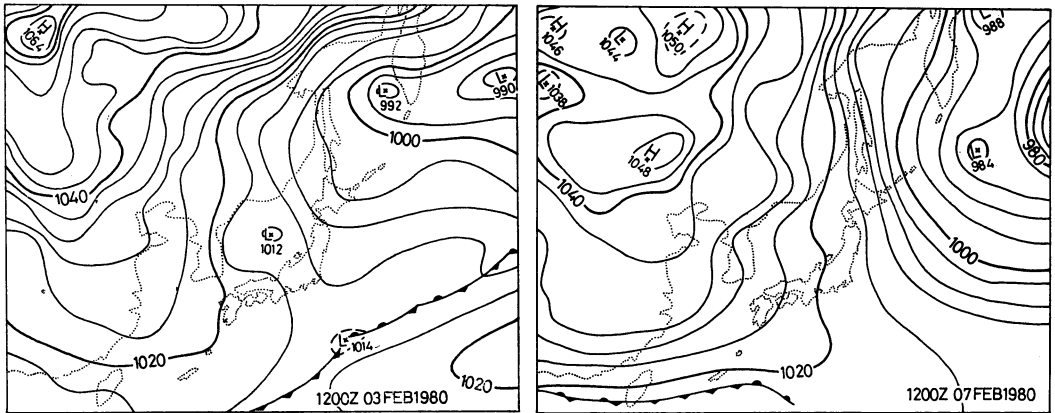
調査対象期間を含む1月30日から2月8日までの新潟県の降雪資料を第2表に、主な低気圧の経路を第4図に示した。表からわかるように、この期間の降雪は1月31日~2月3日と2月5~7日の2つに分けることができる。

前者は1月30日から2月1日にかけて日本列島をはさんで日本海と本州の東海上を発達しながら北北東~北東進した2つの低気圧によるもので、低気圧はその後、樺太北部とカムチャッカ半島付近に停滞し、中越(県の中・南部地域)の海岸~平野部から山間部にかけてと下越(北・東部地域)の山間部を中心に4日連続の大雪となった。

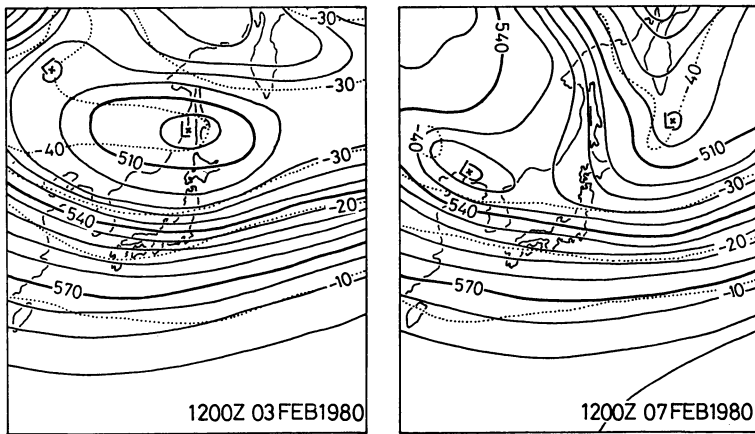
後者は4日から7日にかけて南岸から本州のはるか東海上を発達しながら東北東~北東進した低気圧によるもので、上越(南西部地域)と中越の山間・山岳部を中心に大雪となった。特に日本海の小低気圧の消滅した6日以降は中越の山間部で大雪となり、日降雪量が1mをこ



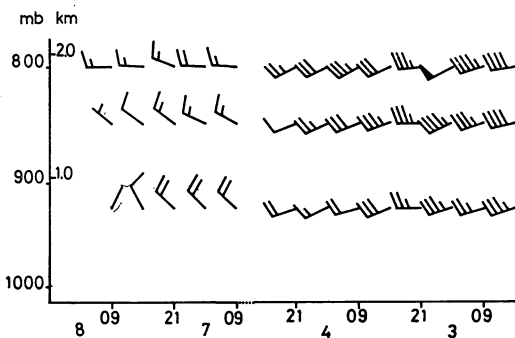
第4図 主な低気圧の経路(1980年1月30日~2月8日)。白丸は09時(数字は月/日)の、黒丸は21時(数字は中心示度, 単位 mb)の位置、+は緯経度線10°の交点の位置を示す。



第5図 地上天気図.



第6図 500 mb 天気図.

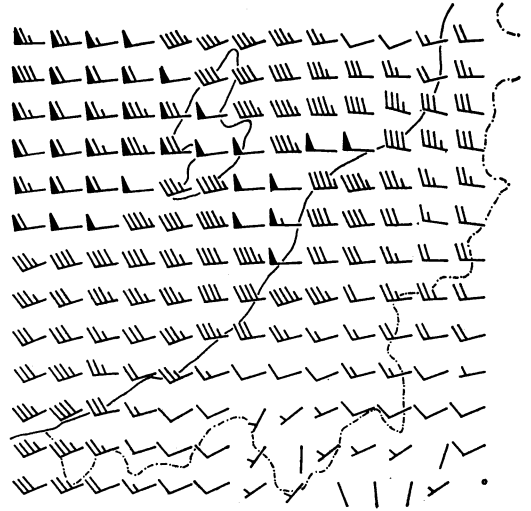
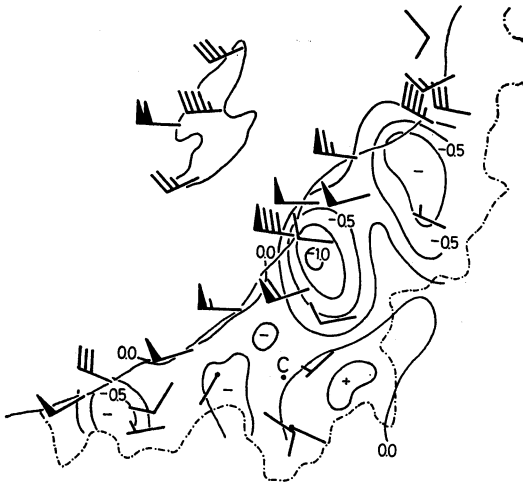


第7図 V_1 , V_2 および V_3 のシーケンス (1980年2月3日03時~8日09時).

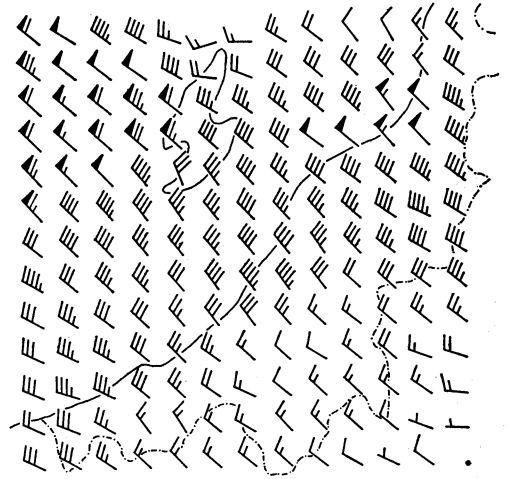
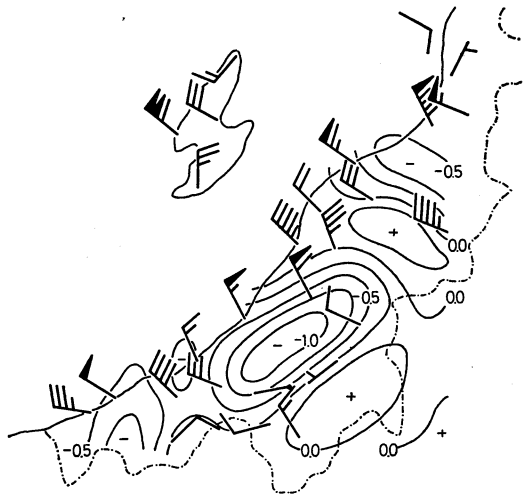
えるところが出た。

このように総観場は、前半は里雪型の、後半は山雪型の特徴をそれぞれ示している。この調査では前述のように3日と7日をそれぞれの降雪型の代表例として選んだ。ただ、降雪域からみた場合、3日の例は典型的な里雪というより混合型に近いので山・里混合型として扱うことにする。なお、山雪、里雪は豪雪時の降雪地域の違いから来る呼称で、山や里の区分に厳密な定義づけがなされているわけでないが、分類やそれぞれの特徴、その他に関して従来から多くの報告がある(深石, 1961; 宮沢, 1962, 1963 など)。ここでは主として藤田(1968)のまとめを参考にして分類した。

両日の地上天気図と 500 mb 天気図を第5, 6図に、



第8図 地上風 (1980年2月4日00~03時の平均風)。左は観測点における分布と右の解析図より求めた発散 (単位は $\times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$)、右は解析図。ペナン \downarrow は5 m/sec, 矢羽根は1 m/sec, 短矢羽根は0.5 m/secをそれぞれ示す。



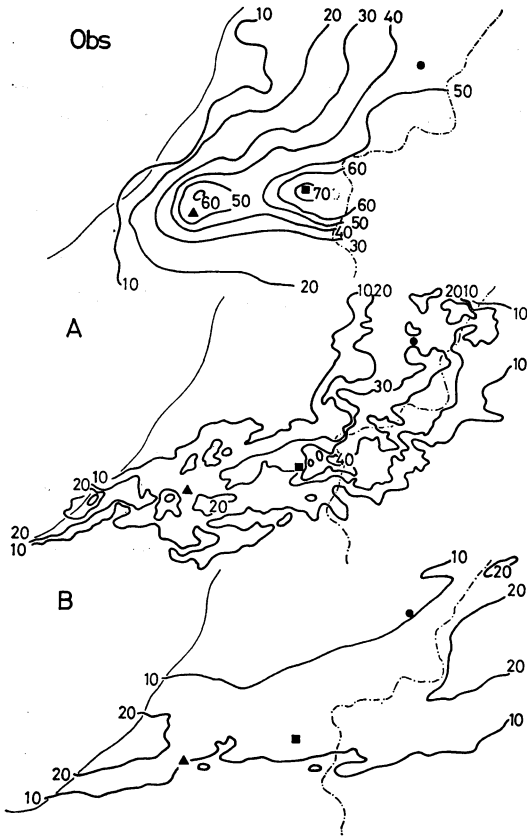
第9図 地上風 (1980年2月7日09~12時の平均風)。説明は第8図に同じ。

またエコーや雪片の移動に用いた上層風のシーケンスを第7図にそれぞれ示した。さらに各降雪型のときの地上風の分布の例を第8, 9図に示した。ケースIの地上風は、西南西~西の風が海上や海岸・平野部で強く、内陸部では全般に風向は定まらず風速も弱い。ケースIIでは、北西~北北西の風がやはり海岸・平野部で強く、南部の内陸部では風速も弱い。両者ともこのパターンはほぼ期間中維持されていた。

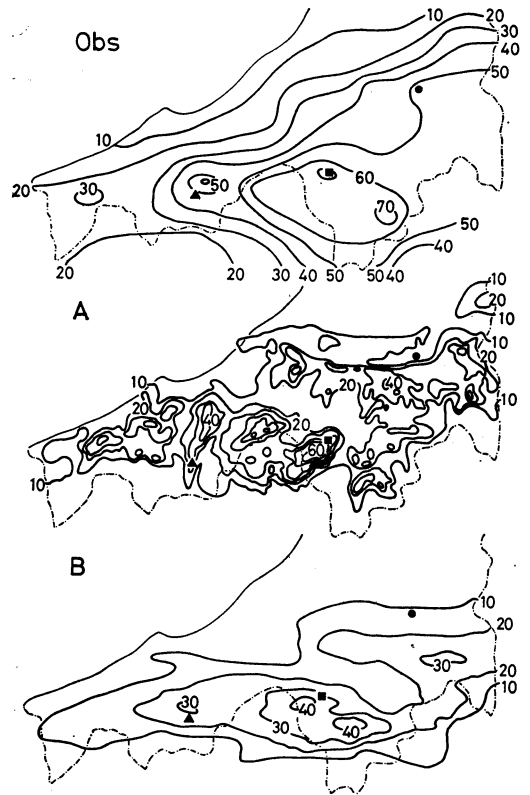
3. 結果および考察

3.1. 日降雪量の観測値と計算値の対応

調査対象日を含む10日間の降雪の概況は前述したが、対象日をケース別に詳しくみると、ケースIでは、海岸近くから小国、入広瀬を経て福島県境を結ぶ帯状域が中心で、60~70 cmに達している。また、この帯状域の北の平野部でも広い範囲で10~30 cmの降雪があり、山間部ほど多い分布をしている。一方、ケースIIでは、降



第10図 日降雪量, ケース I (1980年2月3日09時～4日09時). 上より観測値, 計算値A, 計算値B (単位 cm). ●は津川, ■は入広瀬, および▲は小国の観測点を示す.



第11図 日降雪量, ケース II (1980年2月7日09時～8日09時). 図の配列は第10図に同じ. ●は小出, ■は津南, および▲は関山の観測点を示す.

雪の中心は県南部の山間・山岳地帯で、関山から津南を経て上越国境のせき稜山脈を結ぶ帯状域で 50~70 cm に達している。

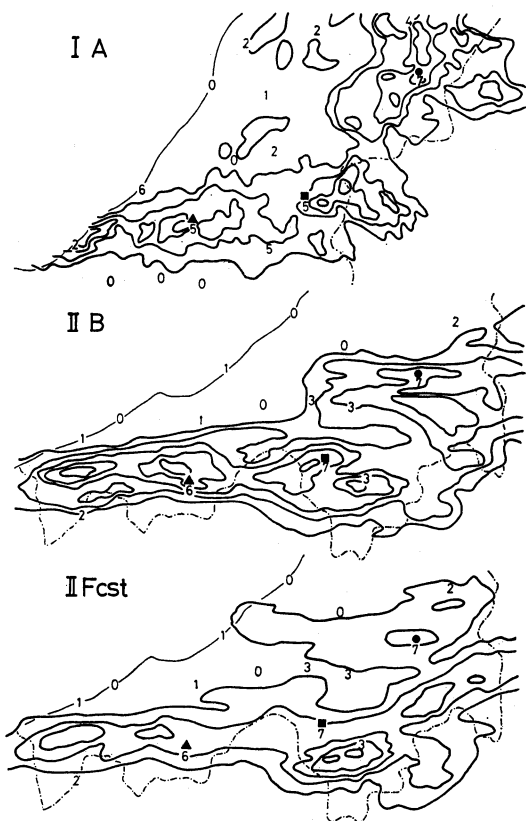
帯状域の走向は、ケース I では西南西から東北東、ケース II では西北西から東南東で、幅はいずれも 20~35 km である。また、走向が地上の卓越風向となす角度は、ケース I は 10~15 度で小さく、ケース II は 30~60 度でかなり大きい。エコーの走向と風に関しては三瓶・川添 (1976) の報告があるが、その分類に従えば、ケース I は一部 LL 型 (下層風向と平行な走行を持つ線状配列のエコー)、ケース II は LT 型 (下層風向と大きな角度を持つ線状配列のエコー) になる。

以下、計算値の A、B は便宜的に次のような意味で用いることにする。

計算値 A : 前述の移動・落下の計算モデルのところ

で、風をすべて 0 m/sec としたときの降雪(水)量。
計算値 B : 前述の計算モデルに基づき、風の効果を入れた降雪(水)量。

まず、計算値 A と観測値の分布を比較する。ケース I では、帯状域の走向や北部の山脈に平行した分布など大まかには対応があるといえるが、細部に関しては必ずしも対応していない。特に量的には、沿岸以外で観測値の方が計算値の 2~3 倍である。中でも北部の平野では計算値が 10 cm 以下なのに対し 10~30 cm の降雪を観測している。一方、ケース II では、同様に帯状域の走向など大まかなところでは非常によく合っている。量的には極値でみる限り両者とも 60~70 cm でケース I ほどの差はない。ただ、多雪域に関しては観測値の方がかなり内陸方向にずれて分布している。また、計算値ではほぼ同じ走向の 2 本の帯状構造が南北にあるが、観測値では



第12図 3時間降水量の計算値(等値線は1mmより1mmごと)と予測値1(等値線は1mmより2mmごと)。上よりケースI A(2月4日00~03時), ケースII B(2月7日09~12時), ケースIIの予測値1(2月7日09~12時), 観測点の記号は第10, 11図に同じ。数値は各観測点における観測値(単位mm)。

北の帯状域は余りはっきりしない。これは南のものに比べ北のものが強度も弱くかつ幅も狭いということもあるが、雪の現観測網の分解能にもより、この場合には把握できなかった。

次に計算値Bについてみると、ケースIでは、帯状域の中心はやや北にずれて、量は10~20cm程度でAに比べ観測値との差はさらに大きくなっている。そして、北部の平野および山間部の計算値はほとんど10cm以下で、観測値の分布とは大幅に異なっている。一方、ケースIIでは、計算値BはAに比べ、降雪の中心は帯状域の走向に沿って全般に東に移動し、同時に値の平滑化が進み、量は10~20cm少なくなっている。量的な対応は

第3表 日降雪量の観測値と計算値の相関係数および標準誤差(cm)(資料数64)。

		計算値A	計算値B
2月3日 (ケースI)	相関係数 標準誤差	0.56 16.0	0.37 19.1
2月7日 (ケースII)	相関係数 標準誤差	0.71 17.1	0.83 17.3

第4表 3時間降水量の観測値と計算値、観測値と予測値の相関係数および標準誤差(mm)(資料数315)。

		計算値A	計算値B	予測値1	予測値2
2月3日 (ケースI)	相関係数 標準誤差	0.53 2.2	0.46 2.5	/	/
2月7日 (ケースII)	相関係数 標準誤差	0.60 1.9	0.64 1.2		

別として、極大域の位置や多雪域の広がりに関しては観測値の分布と非常によく合っている。ただ、計算値A, Bとも北の帯状部分については、量、分布の位置とも観測値との差が大きい。

このように分布に関しては、ケースIは計算値Aの方が、ケースIIは計算値Bの方がそれぞれ観測値との対応がよい。

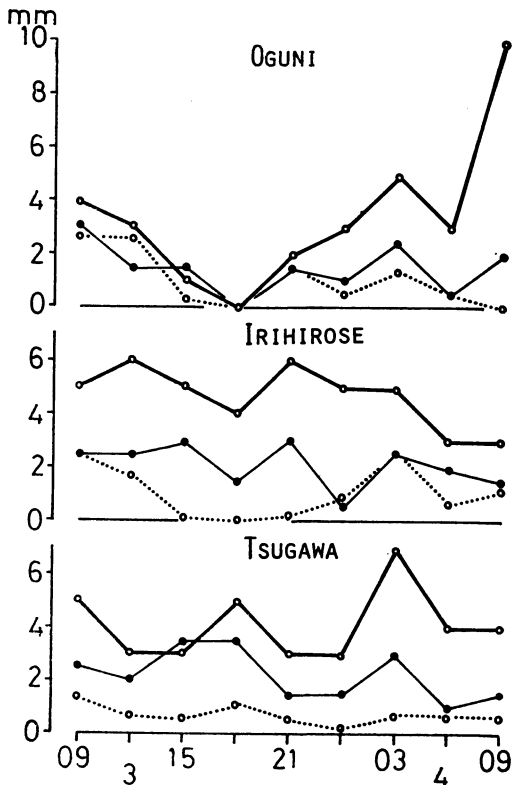
さらに、新潟県内64の観測所(第2図)における日降雪量の観測値と計算値の相関係数を第3表に示した。全般的にはケースIIに比べケースIの方が相関係数は小さく、前述のケースIの分布の対応の悪さを示している。また、標準誤差はいずれもかなり大きい、これは観測値の方がかなり大きいためである。計算値別では、ケースIはAが、ケースIIはBがそれぞれ相関がよいことは、前述のとおりである。

なお、第1, 2報の1978年1月31日と1979年1月15日の場合について、ここで定義したA, Bに相当する計算値と観測値との相関係数をみると、1月31日が0.70と0.77、1月15日が0.23と0.60でいずれも計算値Bの方が大きい。

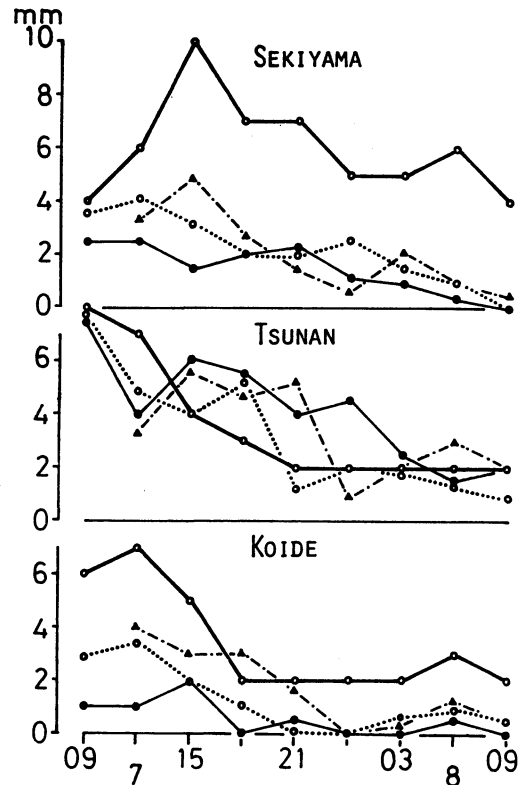
3.2. 降水量の短時間予測

3.2.1. 3時間降水量の観測値と計算値の対応

今までは、日単位でのレーダエコーと降雪の対応についてみてきた。しかしながら「レーダを利用した予測」の立場から考えれば、むしろ短い時間が対象となる。従



第13図 3時間降水量の時間変化図 (ケース I ; 2月3日09時~4日09時). ○—は観測値, ●—は計算値A, ○---は計算値Bを示す.



第14図 3時間降水量の時間変化図 (ケース II ; 2月7日09時~8日09時). 観測値と計算値A, Bは第13図に同じ. ▲---は予測値1を示す.

ってここではまず、短い時間単位での両者の対応を考察する。

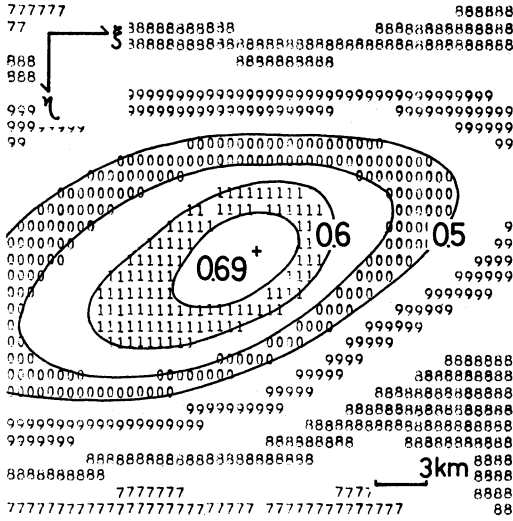
すでに述べたように、一般に降雪の相当降水量は小さく、大雪時でも 10 mm/hr をこえることはきわめてまれである。そこで基本の単位として3時間降水量を対象に選んだ。なお、この時点では積雪(降雪も含めて)の自動観測システムは未だ展開されていないので、前述の AMeDAS の毎時降水量を利用した(観測点数 35, 第2図)。資料数はケース I, IIとも当日06時から翌日09時までの9個の3時間降水量の35地点分で合計315個になる。

まず、3時間降水量の観測値と計算値の相関係数を第4表に示した。日降雪量と同様、全般的にはケース II に比べケース I の方が相関係数は小さく、また計算値別では、ケース I はAが、ケース II はBが相関係数は大きい。そしてケース I のBを除き、日降雪量の場合と比較し3時間降水量の方が相関係数は小さい。このように時

間が短いほどエコーと降水との対応は悪くなる。

次に計算値の分布の例を第12図に示した。ケース I, IIとも観測値との相関係数の大きい方、すなわちIはAを、IIはBを示した。なお、この図の期間の平均風は第8, 9図に示してある。ケース I では、強風域の南端の風速シアの大きいところ(同時にここは強い収束域の南の縁でもあるが)に強い降水域が位置している。一方、ケース II では、降水域の中心は弱風域の中にあり、弱い収束~発散の領域に位置している。

さらに、帯状降雪域上にはほぼ位置する小国, 入広瀬, 津川(ケース I)および関山, 津南, 小出(ケース II)の地点における3時間降水量の時間変化を第13, 14図に示した。これらから明らかなように、ケース I では計算値Aが、ケース II では計算値Bが、観測値の時間変化との対応はよい。降水量に関しては日降雪量の場合と同様、観測値の方がかなり大きい。

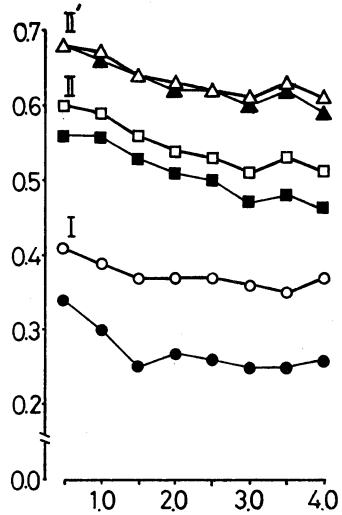


第15図 ケース II, 2月7日07時30分と08時00分のエコーパターンの相互相関関数.

3.2.2. エコーパターンの移動

短時間予測では、スケールの小さい気象現象も対象としなければならない。しかしながら、これら中小規模現象を、3次元的にしかも直接観測するシステムは今のところない。レーダは間接的ではあるが、水晶や雪片、雨滴等を媒介としてこれら現象の一面面をとらえている。このレーダの観測データ(具体的にはエコーの形状や強度、高度、性質等)をイニシャルとする予測手法は、エコーパターンの補外を基本とする運動学的手法が一般によく用いられている。レーダーエコーの客観的補外に関しては、いくつかの方法が考えられるが、立平(1980)のまとめによれば、i) エコー域の重心の補外、ii) 相互相関関数による補外、iii) 線型速度場による補外、iv) 上層風による移流があるが、2章で説明した計算モデルは、30分ごとの実況パターンの間をうるタイムステップごとのパターンを得るため iv) の上層風による移流の方法をとっている。ここでは短時間予測のための補外速度を得る目的で ii) の相互相関関数による方法でエコーパターンの移動を調べた。

時刻 t_1 と t_2 におけるエコーパターンの各メッシュにおけるエコー強度をそれぞれ $z_1(x, y)$, $z_2(x, y)$ とするとき、その間の相互相関関数 $C_{12}(\xi, \eta)$ は、



第16図 現在のエコーパターンと30分～4時間後まで30分ごとのエコーパターンの相互相関関数(平均値)。II'はケースIIで2月7日20時30分までの値である。△, □, ○は相互相関関数を、▲, ■, ●は $\xi=\eta=0$ としたときの相関係数をそれぞれ示す。

$$C_{12}(\xi, \eta) = \frac{\iint z_1(x, y) \cdot z_2(x+\xi, y+\eta) dx \cdot dy}{[\iint \{z_1(x, y)\}^2 dx \cdot dy]^{1/2} [\iint \{z_2(x, y)\}^2 dx \cdot dy]^{1/2}}$$

で表される。 $C_{12}(\xi, \eta)$ はエコーが強度、形状を変えないでそのまま移動または停滞したとき最大値1をとる。従って、2つのエコーパターンが最もよく合致(Best Matching)したところで $C_{12}(\xi, \eta)$ の最大値が得られ、 ξ, η はそのときのパターンの変位量の x, y 成分を表すものと考えることができる。実際の計算に際しては、1.5 km メッシュデータ4個から3 km メッシュデータを作成し用いた。新しいメッシュのエコー強度は4個の平均とした。また、相互相関関数の値は対象とする領域の大きさにも左右される。そこで、ケースIについては第3図の C_1 の領域に、ケースIIについては C_2 の領域に限定した。なお C_1 と C_2 はともに 40×50 メッシュ ($120 \text{ km} \times 150 \text{ km}$) で等面積である。ここでは時刻 t_1 におけるイニシャルパターンと、 t_1 より30分から4時間後まで30分ごとの時刻 t_2 におけるパターンの間で、位置をずらしながら相関係数を計算した(計算例を第15図に示した)。30分ずつイニシャルタイムをずらしながら計算するので、データ数としては両ケースとも当日06

第5表 相互相関関数の最大値が得られたときの変位量. 単位はメッシュ数で1メッシュのサイズは3 km.

ケース	変位量	相互相関関数を求めたエコーの時間間隔 (t_2-t_1)							
		0.5時間	1.0時間	1.5時間	2.0時間	2.5時間	3.0時間	3.5時間	4.0時間
I	$ \xi $	2.7	2.9	3.2	3.2	3.0	3.1	3.3	2.7
	$ \eta $	1.5	2.2	2.6	2.1	2.8	2.9	2.8	2.9
II	$ \xi $	1.5	0.9	1.1	1.1	1.1	1.4	1.3	1.6
	$ \eta $	0.7	0.6	0.5	0.8	0.7	0.9	1.0	1.0

時から翌日10時の間で48個になる。これら最大の相関係数が得られたときの変位量48個の平均の ξ (東西), η (南北成分)を第5表に, 同じく最大の相関係数, 48個の平均の時間間隔(t_2-t_1)別の变化を第16図に示した。まず, 変位量はケースIが10 km程度, ケースIIが3~5 kmで上層風速を反映してケースIの方が全般に大きい。しかしながら両ケースともエコーの時間間隔による変位量の違いはほとんど認められず, いずれも風速より推定される変位量に比べてはるかに小さい。エコーの観測高度である2000 m付近の上層風はケースIで20 m/sec, ケースIIで10 m/sec程度で, この風でパターンが移動するものとすれば30分でそれぞれ36 km, 18 kmの変位が起こることになる。もちろんエコーパターンの変位とエコーセルの移動とは区別して考える必要があるが, 上記の結果よりエコーパターンに関しては, 冬期の季節風場においては降雪型の別を問わず, 4時間程度先までに限って言えば, ほぼ定常状態とみなすことができる。

次に, 相互相関関数について考察する。 ξ, η は変位量を表すものと考えることができたが, 相互相関関数の値そのものは, エコーパターンの移動中における変形の程度(持続性)を示す尺度として利用できる。第16図よりケースIは0.41~0.35, ケースIIは0.60~0.51でほぼ時間間隔が大きくなるほど値は低下している。しかし低下の程度はそれ程大きくない。また, 前段でパターンの変位量は小さいという結果を得たが, このことより $\xi=\eta=0$ としたとき, つまりエコーパターンは移動しないとされたときの2つのパターンの間の相関係数も同時に16図に示してある。その結果, ケースIは, 0.34~0.25, ケースIIは0.56~0.46でBest Matchingの場合と比べ0.05~0.1程度の低下が認められる。しかしケースIIではその差は小さい。

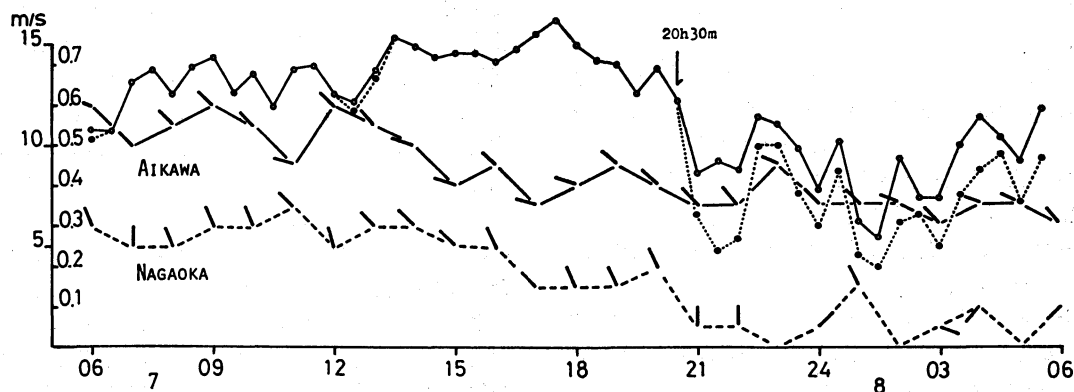
このように全般的にはケースIIの方がケースIより相互相関関数(係数)の値はかなり大きい。つまりケース

IIでは, パターンの変位量も小さいし, 強度まで合せてパターンの変形の程度も小さいことになる。そして最も単純な「現在のエコーパターンが停滞し持続する」という予測手法でも, 2.5時間後の実況エコーパターンとの相関係数は0.5が得られる。このことは従来から経験的に知られている「山雪型の場合には降雪域は余り移動しないし, しかも持続する」という事実と符合している。

なお, この結果は, 前節でケースIIについて得た結論, すなわち, 風による効果を考慮した方がよいということと矛盾するものではない。つまり, この節ではエコーパターンの移動・停滞・持続性を見ているのに対し, 前節で見たものは, そのエコー(すなわち上空)から地上への落下の過程だからである。

山雪型の場合, 県南部の山間・山岳地帯にはりついたように分布するエコーを維持するものは, 下層風による地形上昇や海上・海岸部から流されてくるエコーセルが主因と考えられる。これらの消長を左右するものは風の強さであろう。そこで季節風の強さを示す代表点として佐渡の相川と新潟平野の南部の内陸に位置する長岡を選び, 毎時の風速とその時刻と30分後の2枚のエコーパターンの間の相互相関関数の変化を第17図に示した。同時に $\xi=\eta=0$ としたときの相関係数も示してある。図から明らかなように, 7日20時30分まではパターンの変位量はほとんど0でしかも相関係数の値も大きい。それ以降は値の変動も大きいし, パターンの変位も認められる。相関係数の大きい期間の一応の目安として相川の風速が8~10 m/sec以上, 長岡の風速が4~5 m/sec以上があげられる。風向については, 相川は特に顕著な変化は見出せないが, 長岡では東成分が入ると風速は急に弱まり, 相互相関関数も低下する。

2月7日20時30分までの資料で平均して求めた相互相関関数と $\xi=\eta=0$ としたときの相関係数を前出の第16図に示したが, 0.68~0.6前後とさらに0.1程度向上することがわかる。このように強い季節風が吹いている期間



第17図 現在のエコーパターンと30分後のエコーパターンの相互相関関数と相川, 長岡の地上風の時間変化図。実線は相互相関関数を, 点線は $\xi=\eta=0$ としたときの相関係数をそれぞれ示す。

はエコーパターンの持続性は特に大きい。

3.2.3. 持続性予測の1例

今までの結果をもとに, 山雪型であるケースIIについて持続性予測を試みた。予測対象は同じく3時間降水量である。その意味は, 前述のように量的には冬期の降水量の基本単位と考えられることと, 移動なしの予測でも強い季節風の吹走時には3~4時間後のエコーパターンと0.6前後の相関係数が得られ平均的にも0.5前後の値が得られるという結果を引用したことの2つである。

具体的な方法は, 「レーダから求めた前1時間の降水量が先3時間持続する」という方法であり, 前1時間の降水量は30分隔てた2つのエコーパターンより落下の効果を入れて求めた降水量, つまり計算値Bに相当する降水量である。ここで予測値1, 予測値2を次のように置くことにする。

予測値1: 上記の方法で求めた3時間降水量。

予測値2: 予測値1 × (観測値の平均/計算値Bの平均)。

予測値1のパターンの例は第12図に, また関山, 津南および小出における予測値1の時間変化は第14図にそれぞれ示してある。予測値2は予測値1をいわゆるレーダ雨量係数と呼ばれている量(具体的な値はケースIIの計算値Bの場合1.4)で補正したものに相当している。なお他のケースのレーダ雨量係数はケースIAとIBはそれぞれ2.4, 3.7, ケースIIAは1.2でケースIIの方が小さい。

各予測値と観測値の相関係数は第4表に合わせて示してある。前のところで全体としては対応させる時間が短いほど計算値と観測値の相関が悪くなることを述べた

が, 一方で日降雪量よりも3時間降水量の場合の方が, 計算値A, Bの別による観測値との相関係数の違いは少ない。つまり時間が短いほど風による移動の効果が顕著でない。2つの実況パターンの積分値をイニシャルとする予測値1, 2とも, これら6つの実況パターンを積分して得られる計算値A, Bと観測値の間の相関係数はほぼ同じ値が得られている。このことはエコーパターンの持続性のよさと雨量係数の小ささ(観測値そのものの小ささも含めて)を裏付けていることになる。

4. まとめ

結果をまとめると次のようになる。まず, 日降雪量に関して,

- (1) レーダエコー域と降雪域の対応は, ケースI(山・里混合型)では余りよくない(相関係数0.56)。ケースII(山雪型)では分布に多少のずれはあるが量的にはケースIに比べかなり対応はよい(相関係数0.71)。
 - (2) レーダエコーを用いた計算モデルに従い, 2000mの高度から落下速度100cm/secで雪片を落下・移動させ求めた降雪域と実況の降雪域の対応は, ケースIではほとんど対応はとれない(相関係数0.37)。一方, ケースIIでは量の面で多少の不足はあるが非常によく対応している(相関係数0.83)。
- 次に, 冬期の短時間降水量予測のための基礎調査としての3時間降水量とエコーパターンの移動に関しては,
- (3) レーダエコー域と3時間降水量の対応を相関係数でみたとき, ケースIは0.53, ケースIIは0.60, また同上モデルより求めた降水量と実況の降水量はケースIでは0.46, ケースIIでは0.64で日降雪量の場合と比べ

全般的には相関係数は小さくなっているが同じ対応が得られた。

- (4) 相互相関関数によりエコーパターンの変位量と持続性を調べた。変位量はケース、時間間隔の別を問わずいずれも小さい。持続性はケースⅠに比べケースⅡの方は大きく(相互相関関数; Ⅰは0.4前後, Ⅱは0.6前後), 特に山雪型の強い季節風場では, エコーパターンはほとんど移動せず持続性も大きい(相互相関関数0.6~0.7)。

上の結果をもとにケースⅡについて, 現在のエコーの状況がそのまま継続するという最も単純な手法を用い, 3時間降水量の予測を試みた。その結果,

- (5) 予測値と観測値の相関係数は0.60で30分間隔の実況エコーパターンの積算値と全く同じ結果が得られた。

雨量係数で補正するとさらにより結果が得られる。

このように山雪型に関しては第1, 2報の結果と一致する結果が得られたし, 予測に関連した調査でもほぼ期待した結果が得られたが, 山・里混合型に関しては問題点が多い。今回のケースⅠも含めて第1, 2報でも述べたように, 新潟県の中・北部の降雪についてはレーダーエコーとの対応はきわめてよくない。原因としては, 下層の風の代表性, 相当降水量から降雪量への変換の密度, 平坦な海岸・平野部から比較的短い距離でいきなり急峻な山岳部になる地形等が考えられるが, 今後の課題としたい。

5. 謝 辞

この調査は, 科学技術庁特別研究促進調整費により実施したもので, 第1, 2報で述べた「豪雪時における降雪の監視システム並びに降雪過程に関する総合研究」(昭和51~53年度)に引き続き行われた「なだれ災害発生予測手法の開発に関する総合研究」(昭和54~55年度)の一環をなすものである。また, 解析に用いたレーダーの特別観測も, 同研究の一環として新潟地方気象台および一

部東京管区気象台が協力して行ったものである。科学技術庁と気象庁の担当官をはじめ, 特別観測を担当された新潟, 東京の関係各位に厚くお礼申しあげる。

また, 第1~3報を通して, 上記2つの総合研究の研究委員でもある気象庁予報課長 立平良三 博士からは御指導をいただいた。さらにこれら一連の報告の中で, レーダー資料の利用やその処理に関する考え方の基本的な部分は, 同氏の論文や解説, 報告等を参考にさせていただいたところが非常に多い。併せて感謝の意を表する。

さらに, 気象庁電子計算室の牧野義久 技官には, レーダー資料の整理, 編集で御協力いただき, 東京管区気象台の佐々木良一 技術部長, 磯野良徳 調査官ならびに中井公太 技官には, 本報告の内容に関する討論と校閲を受けた。以上記して謝意を表する。

文 献

- 藤田敏夫, 1968: 山雪と里雪, 気象庁技術報告, 66, 285-293.
 深石一夫, 1961: 新潟県における降雪分布について, 天気, 8, 395-402.
 小平信彦・立平良三, 1972: 気象レーダーの構成, 気象研究ノート, 112, 293-295.
 宮沢清治, 1962: 北陸地方の豪雪について, 研究時報, 14, 703-718.
 ———, 1963: 北陸不連続線と“里雪”, 気象研究ノート, 14, 60-62.
 長野美文, 1979: 客観解析, 電子計算室報告, 別冊第22号, 24-41.
 岡村敏夫, 舟田久之, 1979: レーダーエコーと降雪分布について, 天気, 26, 763-773.
 岡村敏夫, 1980: レーダーエコーと降雪分布について(第2報), 天気, 27, 865-871.
 三瓶次郎・川添信房, 1976: 冬季, 寒気ドームの通過に伴う東北地方日本海側におけるレーダーエコーの形状と特性の変化, 研究時報, 28, 189-200.
 立平良三, 1980: レーダーによる雨量測定と短時間予報, 気象研究ノート, 139, 79-108.