

レーダエコーと降雪分布について(第2報)*

岡村 敏夫**

要旨

前回の報告(岡村・舟田, 1979)では, 約10分間隔のレーダエコーを用いて, エコー分布の地域特性および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の比較について述べた。今回は1979年1月の新潟レーダの特別観測の資料と同じ計算モデルを用いて, 雪片が地上まで落下するのに要する時間をいろいろ変えたときの降雪量と降雪分布について調査した。その結果, 地上までの落下時間が30分前後の場合が実測と最もよい対応を示すことがわかった。

1. まえがき

レーダエコー域と降雪域は一致する場合もあるが, 一般にはかなりのずれがあることが多い。このずれは主として, 高層風により雪片が落下中に流される効果によるものと考えられる。ずれに関係する因子としては, 風の水平・鉛直分布はもちろんであるが, 雪片の生成層の高さ, 降雪域内外の上昇・下降流の分布および雪片の落下速度などがあげられる。

前回の調査では, 風は水平方向には一様で鉛直方向にはシアのある(2層)風を, また氷晶や雲粒の併合により生成され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(落下高度)としては900 m, および雪片の落下速度としては60 cm/secの値をそれぞれ用いた。そして, レーダエコーから降雪量を求める計算モデルの中に, これら雪片の移動・落下の効果を入れた方が, 実測の降雪量とよりよい対応を持つ計算結果が得られることを示した。

今回の調査では, 同じ計算モデルを用い, 落下高度と落下速度を変えて, レーダエコーから求めた降雪量(計算値)と実測の降雪量(観測値)とを比較し, 落下に要する時間の違いが降雪量や降雪分布に及ぼす効果についてみた。なお, 調査対象は1979年1月15日09時~16日09時の日降雪量とした。

2. 資料

2.1. レーダ資料

1979年1月13日22時~1月16日14時の新潟レーダの特別観測のうち, ここで扱った資料は15日09時01分から16日08時51分までの24時間分, 142回の資料である。観測は, アンテナの高度角を+0.5度, 観測レンジを200 kmにそれぞれ固定して約10分間隔で行われた。このようにして得られたエコーパターンを電子計算機で処理するためのデジタル化は, 前回の報告に用いた1978年の資料の場合には, PPI写真をもとに人手で行ったが, 今回の資料は気象レーダ映像処理装置を用い, その出力を利用した。この装置は既存のレーダ装置に付加して用いられるもので, MTIプロセッサ, カラーディスプレイプロセッサ等の機器より構成され, A/D変換, 地形エコーの抑圧等の処理後, 最終的にはエコーパターンを200×200個のデジタルデータとしてカセットテープに収録する装置である。同時に処理状況および結果はカラーテレビでモニターできる。デジタルデータのメッシュサイズは2 kmで前回と変わらないが, この装置を用いることによりエコー強度の階級は3階級から6階級に増加した。階級は弱(2~4 mm/hr), 並1(4~8 mm/hr), 並2(8~16 mm/hr), 強1(16~32 mm/hr), 強2(32~64 mm/hr)および非常に強(64 mm/hr~)の6階級である。

2.2. 計算モデル

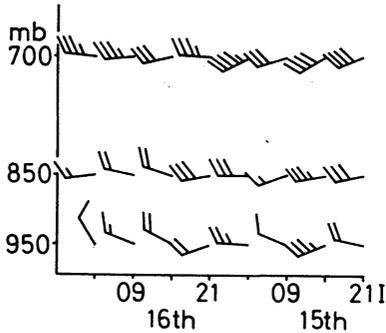
前回の報告と同じである。概略を記すと, まず, エコーを850 mbの風で10分間移動しながら(タイムステップは1分), 降水強度を積算する。次に, これを落下高度における雪片の相当降水強度として, この高度から地

* Study on Relationship between Radar Echo and Distribution of Snowfall Depth (2).

** Toshio Okamura, 東京管区気象台。

—1980年7月28日受領—

—1980年9月25日受理—



第1図 輪島の風シケンス (1979年1月14日 21時~16日15時).

上までさらに低層の950 mbの風で雪片を移動しながら落下させる。ただしエコーのデジタルメッシュと同じメッシュで、地上の海拔高度を、0, 200, 500および1,000 mの4階級で求めて地形の起伏を考慮している。このようにして地上の各メッシュで得られる量は降雪の10分間降水量に相当する。逐次、10分後のエコーパターンを同様に処理し積算することにより、求めようとする期間の降水量を計算するものである。

エコー強度から降水強度への換算は、「弱」から「非常に強」までのそれぞれの強度の代表強度として、3, 6, 12, 24, 48および96 mm/hrを設定した。風は輪島の風(第1図)を一様風として用い、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。またレーダエコーより求まる量は降雪の相当降水量であるが、降雪量への換算には雪の密度を前回と同じ0.063(新雪のかわき雪)と仮定した。

2.3. 雪片の落下高度と落下速度

前回の調査では、雪片の落下高度および落下速度としてそれぞれ、900 m, 60 cm/secの値を用いたが、前者は並エコーの中間高度に相当しており、後者は長岡における降雪粒子の実測データから梶川(1974a)の式より求めた値である。佐藤・宮沢(1968)は落下高度としてはエコー頂高度を、落下速度は150 cm/secを用いている。

落下高度を求めようとする場合、まずエコーの高度そのものを知る必要がある。しかしながら特別観測はエコー強度の観測のみで、高度に関する資料は得られていない。冬期の北陸以北の日本海側の雪エコーのエコー頂は比較的lowく、北海道南部で2 km(桑田, 1964)、東北では2.5 km(加藤, 1973)そして北陸西部でも3 km(清水・川畑, 1972)程度である。これらの値から新潟付近では2.5~3 kmになるが最高高度の平均では4 km

第1表 仙台、輪島における -12°C と -16°C の高度(1月15日09時~16日09時)

	上層気温	15日09時	15日21時	16日09時	平均
仙台	-12°C	1410 m	1670 m	1670 m	1583 m
輪島		2010	1710	1900	1873
仙台	-16°C	2260 m	2220 m	2320 m	2267 m
輪島		2520	2220	2470	2403
					2032 m

前後の値が得られている(新潟地方気象台, 1973)。

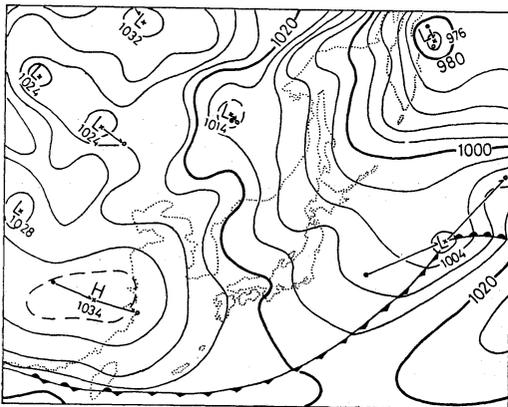
次に、雪片の生成層の高さを知らなければならない。雪の結晶の成長はほとんど温度により決定される。結晶形により異なるが、最も一般的な樹枝状の雪の結晶は、 -10°C ないし -20°C (たとえば中谷, 1947)で、また、 -12°C から -16°C 付近(たとえばメイソン, 1962)で成長すると言われている。後者の温度をこの期間の仙台および輪島の上層気温に適用すれば、第1表のようになる。 -12°C および -16°C のおよその高度は、1,700, 2,300 mで、この層の平均高度は2,032 mとなる。また、2,000 mの高度は前回の報告のエコー強度の鉛直分布から、並エコーのエコー頂のほぼ上限高度であることがわかる。

雪片の落下速度は降雪粒子の大きさや形状により大きく変わり、従来から数多くの測定値や実験式が出されている。雪片の落下速度については孫野(1953)が、雪片も含めた降水粒子の落下速度については梶川(1974b)が、それぞれまとめている。また、降水粒子の発生、成長および落下等、降水粒子の全般については雲物理の面から藤原(1967)がまとめている。雪片には単結晶のもの、単結晶の凝集物およびこれら単結晶や凝集物の雪片に雲粒をつけたもの等があり、雲粒付着がさらに進めば雪あられ、ひょうになる。しかしながら単結晶だけで降ることは本州の平地では非常に少なく、ほとんど凝集雪片ないし雲粒付である(藤原, 1967)。それぞれの雪片に対する落下速度の典型的な値は、単結晶で30~60 cm/sec, 雲粒付結晶で100 cm/sec, そしてあられで180 cm/sec(中谷, 1938)である。

今回の調査では前回の値に加えて、雪片の落下高度として -12°C ~ -16°C の層の平均高度2,000 m, 落下速度として雲粒付結晶の典型速度100 cm/secの値を新たに用い、それぞれの組み合わせで4つのケースについて試みた。さらにエコーの降水強度の積算のみの場合、850

第2表 ケースA~Fの説明

ケース	落下高度	落下速度	落下時間	備考
A	—	—	—	積算のみ
B	—	—	—	850 mb の風での移動のみ
C	900m	100 cm/s	15.0分	落下時間はいずれも0mの高度まで落下するのに要する時間
D	900	60	25.0	
E	2000	100	33.3	
F	2000	60	55.6	

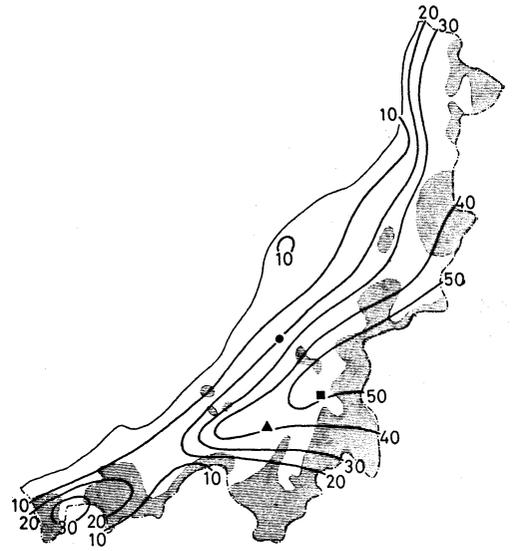


第2図 地上天気図 (1979年1月15日21時). 図中, 矢印を付した実線は15日09時から16日09時の間の高・低気圧の経路.

mb の風による移動のみで落下の効果を含めない場合の2つのケースも加えて, 合わせて6ケースになる (第2表). なお, 地上までの落下時間はケースによっても異なるし, また同じケースでもメッシュの海拔高度により異なる. 表中の値はいずれも 0 m の海拔高度まで落下するのに要する時間である.

2.4. 気象概況と降雪分布

1月10日の09時に日本海北部にあった 1,012 mb の低気圧は, 10日夜から急激に発達しながら北海道の北東海上を, 北東ないし北北東進して, 12日09時にはカムチャッカ半島の東の 54.5°N, 167°E に達し 952 mb まで発達した. その後, この低気圧はほぼ停滞しながら次第に衰弱し, 16日によく消滅した. 一方, この間大陸の高気圧はそれほど優勢なものではなく, 10日と12~13日には日本の南岸を, 15日には東海上をそれぞれ弱い低気圧が通過している. 調査対象期間の15日09時から16日09時は, 大陸の高気圧の一部が移動性となり東シナ海から



第3図 日降雪量の観測値 (1979年1月15日09時~16日09時: 単位 cm). ●は長岡, ■は小出および▲は十日町の観測点を (第4, 5, 6図も同じ), 陰影部は海拔500m以上の地域を (第6図も同じ) それぞれ示す.

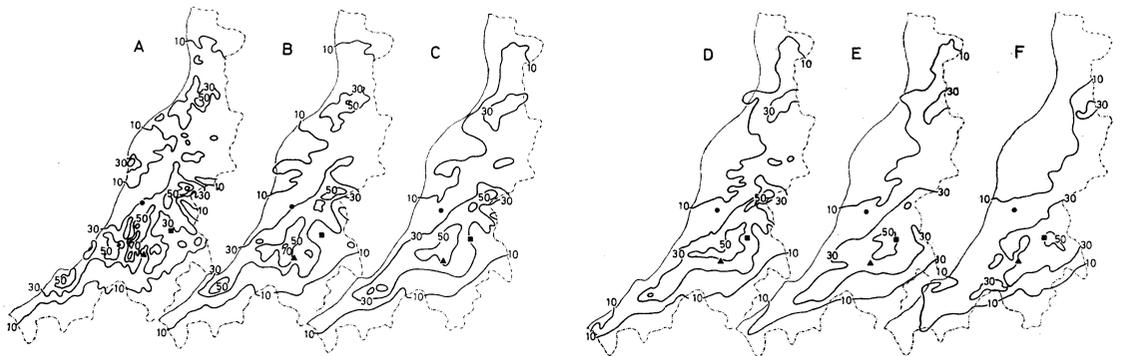
西日本方面に張り出し, 一方, カムチャッカ半島の東と日本の東海上には低気圧があり, 一応冬型の気圧配置になっていた. しかし, 日本付近では等圧線の間隔もゆるく, 特に日本海では袋状に低圧部をなしていて, 冬型としては比較的弱い方である (第2図). この期間の降雪分布は第3図に示した. なお用いた降雪の資料は新潟県内の気象官署, 地域気象観測所, 地域雨量観測所および国鉄の観測所53地点である. このうち国鉄の観測所の資料は, 08~16時と16~翌日08時の2回の観測値の合計であるが, 他の観測所の09時日界の日降雪量と同じ扱いをした.

3. 結果および考察

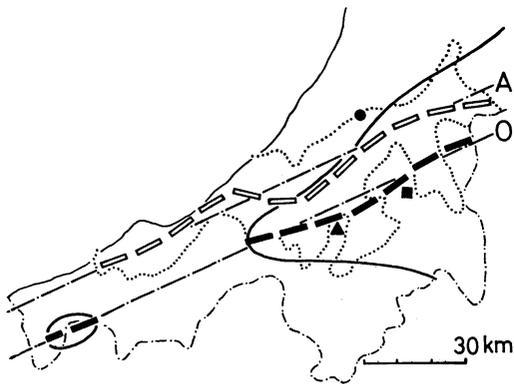
3.1. 日降雪量の観測値と計算値の分布の対応

日降雪量の観測値の分布は第3図に示したが, ケースAからFまでの日降雪量の計算値の分布は第4図に示した.

まず, 観測値の分布の特徴をあげると, 新潟県の南西から中・南部にかけての地域に, 西南西から東北東の走向を持つ帯状の多雪域が顕著である. このような降雪分布は, 冬季の卓越風, 西ないし北西風の場合ではかなり一



第4図 日降雪量の計算値 (1979年1月15日09時~16日09時:単位 cm). 图中, A~Fはケース名を表わしている.



第5図 日降雪量の観測値と計算値 (ケースA) の分布のずれ. 実線は観測値, 点線は計算値の 30 cm の等値線, 黒と白の太破線はそれぞれ観測値と計算値の分布の中心軸, 鎖線O, Aは分布の中心軸の走向を示している.

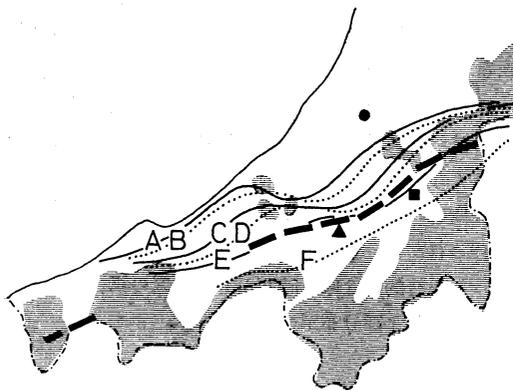
一般的に出現する分布で (河村, 1968), 上層風の風向とそれに伴う地形の効果によるものである. 第3図の分布でも降雪量の等値線の走向は, 南部では上で述べたとおり, 北部では南南西から北北東で地形の走向とほぼ一致している.

次に, レーダーエコー域と降雪域のずれをみるため, 計算値の分布のケースAと観測値の分布を比較する. ケースAは移動・落下の計算モデルのところを風をすべて 0 m/sec として求めた日降雪量で, エコーの出現状況を降雪量に換算した積算強度で表現したものに相当している. 新潟県の北部の平野部に, 計算値ではかなりまとまった降雪域が見られるが, 観測値の方には対応する降雪

域が存在しない. 一方, 北部の県境の山岳地帯では, 計算値は 10~20 cm 程度なのに対し, 観測値の方は 30 cm 以上で, 県境ほど多くなる分布をしている. つまり北部ではレーダーエコー域と降雪域の対応が悪い. これら地域はレーダーサイトからの距離は 30 ないし 100 km, 山岳地帯の一部を除き新潟レーダーの 1 km の等ビーム高度線の内側に位置しており, エコーの探知に関しては特に障害となるようなものも考えられない. 原因としては, 北部の山岳地帯は観測の空白域で観測値の分布の精度に多少問題がある (福島県の国鉄のデータを一部用いて描いている) こと, エコーや雪片を流す風系が南部の地域とはかなり異なっていて輪島の上層風で代表できないこと, などが考えられるが, 明確なことはよくわからない.

これに対し, 新潟県の南部の地域では, 量的な対応は別として, 一応エコー域と降雪域の対応が良いことがわかる. 南西から中・南部の山間・山岳地帯に, 計算値・観測値とも前述の帯状の多雪域が認められる. 両者とも帯状分布の中心の軸の走向は 240~250 度ではほぼ同じであるが, 走向の直角方向に観測値の方が 7~15 km, 平均で 12~13 km ほど南東方向にずれている. またこの期間の 850 mb の卓越風向である西風の方に対しては, 観測値の方が中心軸の走向で約 30 km 風下側にずれて分布している. これらの状況を第5図にまとめて示した.

さらに, 雪片が地上まで落下するのに要する時間の違いが, 計算値の分布の形や, 観測値の分布とのずれに及ぼす効果をケースBからFでみていく. 全般的な特徴としては, 落下時間が長くなるほど値が平滑化され, 分布の形は滑らかに, かつ極大値は小さくなり, より内陸の方にずれて行くことがわかる. ケースAでみたように, エコー域と降雪域の対応の悪い県の北部では, 当然のこ



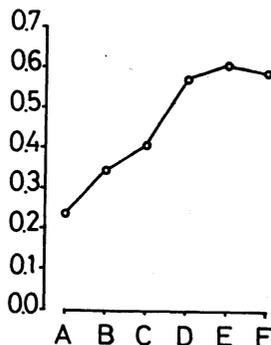
第6図 計算値の帯状降雪域 (30 cm 以上) の中心軸のケースによる違い。图中、A~Fはケースを表わしており、太破線は第5図の説明に同じ。

とながらレーダーエコーを基本にした計算方式により得られるケースB~Fのどのケースでも観測値との対応は悪い。南部の帯状降雪域は、落下時間の増加につれて内陸の方にずれると同時に極大値も小さくなり、多雪の範囲も狭くなっている。ここでは一応、分布のずれだけに注目して、第6図に各ケースの帯状多雪域 (30 cm 以上) の中心軸の位置を示した。風による移動が全くないケースAと最長の落下時間で移動の最も大きいケースFにおいて、中心軸の卓越風向である東西方向のへだたりは、南西端の丘陵・平野部で 60 km, 北東端の県境山岳付近で 40 km 程度で、モデルで地形の起伏を考慮した効果が多少ではあるが表われている。図から明らかなように、ケースEが観測値の分布の軸と最もよく合致している。

3.2. 観測点における日降雪量の観測値と計算値の対応

降雪分布のところで述べた新潟県内の観測所53点の日降雪量について、ケース別による観測値と計算値の相関係数を第7図に示した。移動および移動・落下の効果を入れ、落下時間を長くすると、相関係数は急激に大きくなるが、25分以上では余り差はなくなる。ケースEで最大値0.60が得られ、さらに落下時間の長いケースFは小さくなる傾向がある。

同じ資料を用い、Critical Success Index (CSI) (たとえば Bellon-Austin, 1979) による比較を行った。CSI は予報値や推定値の検証に用いられるスコアの1つで、次式で定義される。



第7図 日降雪量の観測値と計算値の相関係数、縦軸は相関係数、横軸はケース。

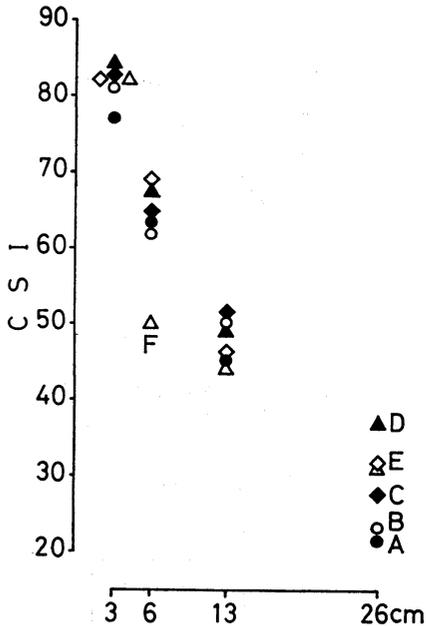
第3表 CSI の定義で用いられる示数

		観測値	
		<しきい値	≥しきい値
計算値	<しきい値	W	Y
	≥しきい値	Z	X

$$CSI = 100 \left(\frac{X}{X+Y+Z} \right)$$

ただし、X, Y, Z の説明は第3表に示した。X は適中で Y, Z はともに不適であるが、Y は見逃しに Z は空振りに相当している。しきい値はレーダーエコーの強度階級の降水強度の下限の数値 (mm/hr) である、2, 4, 8, 16, 32, 64に合わせて、密度 0.063 を考慮して降雪強度に換算した、3, 6, 13, 26, 51, 102の値 (ただし cm/day) を設定した。日降雪量の観測値、計算値の最大は、48 cm, 61 cm であるので、しきい値が 51 cm 以上の場合の CSI はすべて0になる。

このようにして求めた CSI のケースごとの値を第8図に示した。CSI はしきい値を大きくするにつれて、指数関数的に小さくなっていることがわかる。しかしながらこのことは、必ずしも適中率の低下だけによるものでなく、降雪量が多くなるほど出現率が急激に小さくなることにも大きく影響される。今の場合、同一ケースでの降雪量 (しきい値) の違いによる CSI の違いや、また、CSI の値の大きさそのものは余り重要でなく、各ケース間の CSI の相対的な大小関係が重要である。しきい値が 13 cm 以下では、6 cm のケースF, 3 cm のケースAを除き、ケースによる差は余り大きくないが、



第8図 日降雪量の観測値と計算値から求めたケースごとのCSI. 图中, A~Fはケース, 横軸はしきい値.

しきい値が26 cmの場合には明らかに差が認められる。相関係数のときと同様、移動および移動・落下の効果を入れ、落下時間を長くすると、CSIの値は大きくなる。ただし、相関係数の場合と異なる点は、ケースDで最大36.8となり、E、Fで小さくなっていることである。

4. まとめ

結果をまとめると次のようになる。

(1) レーダーエコー域と降雪域の対応は、新潟県の南西～中・南部では、降雪域の方が風下側に約30 kmずれて分布していた。北部では、レーダーエコー域と降雪域を対応させることは困難であった。

(2) 雪片の落下高度を900と2,000 m, 落下速度を60と100 cm/secのそれぞれ2通りずつの値を仮定して、簡単な降雪量計算モデルを用いてレーダーエコーから計算で求めた降雪量と実測の降雪量(日量)を比較し、雪片が地上まで落下するのに要する時間の違いが、降雪分布と降雪量に及ぼす効果を調べた。その結果、

i) 降雪分布は落下時間33.3分(落下高度2,000 m, 落下速度100 cm/sec)の場合が計算値の分布と実測の分布とが最もよく一致していた。

ii) 新潟県内53カ所の観測点の実測の値と、計算から求めた値の相関係数は、i)と同じ33.3分の場合に最大0.60が得られた。

iii) ii)と同じ資料で求めたCSIでは、26 cm未満の日降雪量に対しては、落下時間の違いによる差は余り大きくない。26 cm以上に対しては落下時間25.0分(落下高度900 m, 落下速度60 cm/sec)の場合に最大36.8が得られた。

iv) 総合的には落下時間が30分程度の場合に最も実測に近い値および分布が得られる。

5. あとがき

新潟レーダーでは1980年の冬も特別観測を行った。観測は前記、気象レーダー映像処理装置にさらに等高度エコー作成用集積装置を付加し、5層の等高度面のエコーパターン(CAPPI)を30分ごとに収録するという方式で行われた。一方、新潟県内のAMeDAS四要素観測網の展開も終了し、従来は入手が困難であった降水量、風向・風速等の気象資料が、短い時間間隔でしかも広い範囲で得られるようになった。現在、これら資料を用い、計算モデルの検討(その骨子は下層風を今の一樣風から水平シアのある場を用いる方式に改める)も含め調査を進めている。

謝辞

この調査は、科学技術庁特別研究促進調整費による「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)の一環として行ったものである。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が行ったものである。関係各位に厚くお礼申しあげる。

また、中西 盈 前東京管区気象台技術部長、大石正二 前同調査課長 および 舟田久之 前同調査官の3氏には、終始、御激励と御指導をいただいた。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、調査課の磯野良徳調査官からは有益なコメントをいただいた。以上の方々に、心より感謝の意を表する。

文献

Bellon, A., and G.L. Austin, 1979; The Evaluation of Two Years of Real-Time Operation of a Short-Term Precipitation Forecasting Procedure (SHARP)¹, J. Appl. Met., 17, 1778-1787.

- 藤原美幸, 1967: レーダー気象学のための雲物理, 気象研究ノート, 90, 138-181.
- 梶川正弘, 1974 a: 雪片の落下速度の測定, 秋田高専研究紀要, 9, 83-87.
- , 1974 b: 降水粒子の落下速度について, 天気, 21, 317-332.
- 加藤一靖, 1973: 東北地方にみられるレーダーエコーの特徴について, 天気, 20, 631-647.
- 河村 武, 1968: 降雪の微細気候, 気象庁技術報告, 66, 313-319.
- 桑田富夫, 1964: 函館レーダーによるエコー頂高度について, 昭和39年北部管区気象研究会誌, 211-215.
- 孫野長治, 1953: 雪片の落下速度, 雪氷の研究, 1, 19-28.
- 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.
- 中谷宇吉郎, 1947: 雪の研究, 岩波書店.
- , 1938: 雪, 岩波書店.
- 新潟地方気象台, 1973: エコー高度の調査について, 昭和47年度レーダー技術打合せ会資料, 東京管区気象台, 66-69.
- 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.
- 佐藤幸夫, 宮沢清治, 1968: エコー域と降雪域, 気象庁技術報告, 66, 337-348.
- 清水喜允, 川畑仁, 1972: 福井レーダーによるエコー頂高度について, 昭和47年度東京管区地方研究会誌, 5, 53.

気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
月例会「長期予報・大気大循環」	昭和56年3月11日	日本気象学会	気象庁
日本気象学会昭和56年春季大会	昭和56年5月27日～29日	日本気象学会	日本教育会館
第18回理工学における同位元素研究発表会	昭和56年6月29日～7月1日		国立教育会館
IAMAP Third Scientific Assembly	1981年8月17日～28日		西独ハンブルグ市
グローバル水収支の変動に関するシンポジウム	1981年8月9日～15日		英国オックスフォード