

盆地における降雪の予備的研究

— 1985年新庄市でのレーダー観測 —

八木鶴平* ・ 上田 博** ・
中村 勉*** ・ 中村秀臣**** ・ 阿部 修**** ・ 沼野夏生***

国立防災科学技術センター

A Preliminary Study on Snowfall over a Basin — 1985 Radar Observation in Shinjo City —

By

Tsuruhei Yagi and Hiroshi Uyeda

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Tsutomu Nakamura, Hideomi Nakamura, Osamu Abe and Natsuo Numano

Shinjo Branch, National Research Center for Disaster Prevention

Shinjo-shi, Yamagata-ken 996, Japan

Abstract

Snowfall observations were made with a 3.2-cm weather radar in the Shonai and Shinjo region, from January 20 to 25, in 1985. The study was conducted in order to observe regional differences in snowfall, especially that which comes to and falls in a basin.

On winter out-break of the polar air mass, the Shonai plain facing the Sea of Japan is directly swept by snow storms, which generally move eastwards; cross over the Dewa hills (600 to 800 m above sea level) and/or pass through the Mogami gorge, getting into the Shinjo basin.

The results for 1985 observations are: 1) the movements of snowfall echoes were ruled by the synoptic upper winds at the height of the echo existence, having no relations with underlying terrain like hills and gorges. And 2) the horizontal distribution of precipitation, summed up from the radar reflectivities at the echo height, showed no significant differences between snowfalls which fell over hills and those which fell over gorges. These observational facts suggest that a snowfall echo, which might be called a snow cloud, does not tend to go through lower gorges more readily than high hills.

* 第1研究部異常気候防災研究室, ** 同(現在北海道大学理学部),

*** 新庄支所, **** 同雪害防災第1研究室

The vertical structure of the snowfall echoes observed at the same time will soon be reported elsewhere.

A repetition of this 1985 experiment will be carried out again in 1986, to get more meteorological data for snowfall disaster measurements.

1. まえがき

降雪の地域特性を調べる一環として、山形県の新庄盆地において、1985年1月20日から1月25日まで、降雪のレーダー観測を行った。本報告はそれらの解析結果のうち主として降雪エコーの移動がどのような気流に支配されるかということおよびレーダーでみた降水分布と丘陵・峡谷といった盆地の風上側の地形との関わり方について述べる。降雪エコーの鉛直構造の特徴については別に報告する予定である。

2. 位置づけ

1985年の新庄市における観測について述べる前に、まず本研究の位置づけとして、観測を実施した新庄盆地を含む東北地方の盆地地形と気候学的な降雪の分布状況をながめてみる。

図1が東北地方の概括的な地勢である。海拔200 m以下の領域を点彩し、斜線で山脈・丘陵を表わした。概観して、西から順に出羽丘陵・朝日山地および奥羽山脈、北上山地と3本の山岳の列が南北に走っている。そして出羽丘陵・朝日山地と奥羽山脈に挟まれて北から花輪・大館および横手、新庄、山形、米沢と盆地地形が連なっている。しかしこれらは同一の河川流域によるものではなく、それぞれ西流して日本海に注ぐ米代川および雄物川、最上川の流域にある盆地である。このような東北地方の地形を秋田・盛岡あたりで東西断面をとると概念として図の下のような模型が描ける。すなわち、盆地地形は二箇所に見られる。もう少し南に下がって山形・仙台あたりでの東西断面においては盆地地形は一個所である。そしてこれらの盆地には、海岸平野とともに当然のことながら東北地方の大きな都市が形成され、それらの都市を南北に結ぶように主要鉄道・道路が存在するため、降雪災害防災上重要な地域としてとらえることができる。

このような盆地での降雪、特に西高東低の気圧配置で卓越する季節風時の降雪の状況は、温かい日本海上で発生・発達した対流性の積雲・積乱雲あるいはいわゆる雪雲が、北西風ないし西風に乗って、まず海岸沿いの能代平野、秋田平野、本庄平野、庄内平野などのそれぞれの平野に降雪をもたらす。次いで出羽丘陵・朝日山地を越えあるいは雄物川、最上川といった川沿いの低地・峡谷を抜けて前述の西部東北地方の盆地のそれぞれに至り、ここでも雪

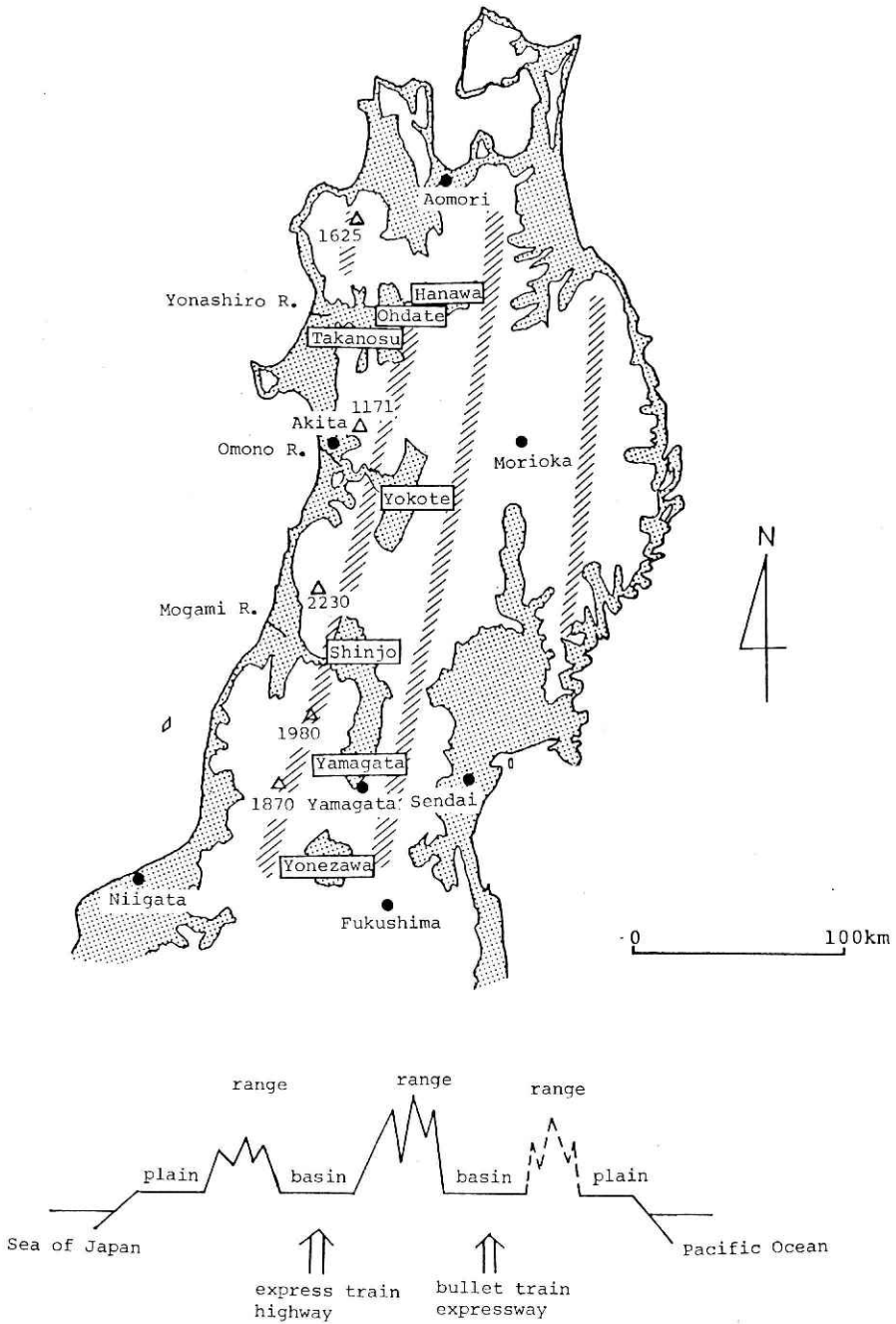


図1 東北地方の地勢の概要.

Fig. 1 Rough terrain aspects of the Tohoku district. Dotted areas are under 200 m above sea level. Hatched areas are mountain ranges. is the name of a basin. The lower figure is a west-east cross section of terrain.

を降らせる。しかし奥羽山脈のさらに東へとは降雪が続かないようである。1月の月降水量分布を表わす気候図（たとえば和達監修「日本の気候」第16図（1953））によると、100mmの等値線が大体山脈に沿って南北に走り、その東側（太平洋側）では100mm以下と少なく、西側（日本海側）の200mmや300mm、400mmといった領域が存在することは極端に対照的である。すなわち降雪をもたらす雪雲は東北地方の脊梁である奥羽山脈は越し難いが、東西北部の比較的高度の低い出羽丘陵・朝日山地を越えて、内陸の盆地には到達することになる。本報告およびそれに続く今後の研究はこのような西部東北地方のそれぞれの盆地地形とそこで降雪の地域的な関わりについて調べることを目的とする。

3. 観測方法

1985年は新庄盆地を対象とした。観測を実施するため、波長3.2mの可搬型レーダーを新庄市の小高い丘（新庄市体育館前駐車場、海拔140m）に設置した。図2の白丸印である。図中山形県内について海拔500m以上と1,000m以上の山地をそれぞれ斜線と網目で陰をつけた。2,230mの鳥海山と1,980mの月山を南北に結ぶように出羽丘陵が走り、酒田市のある庄内平野と新庄盆地とを隔てている。この丘陵は山頂で海拔600mから800mである。ま

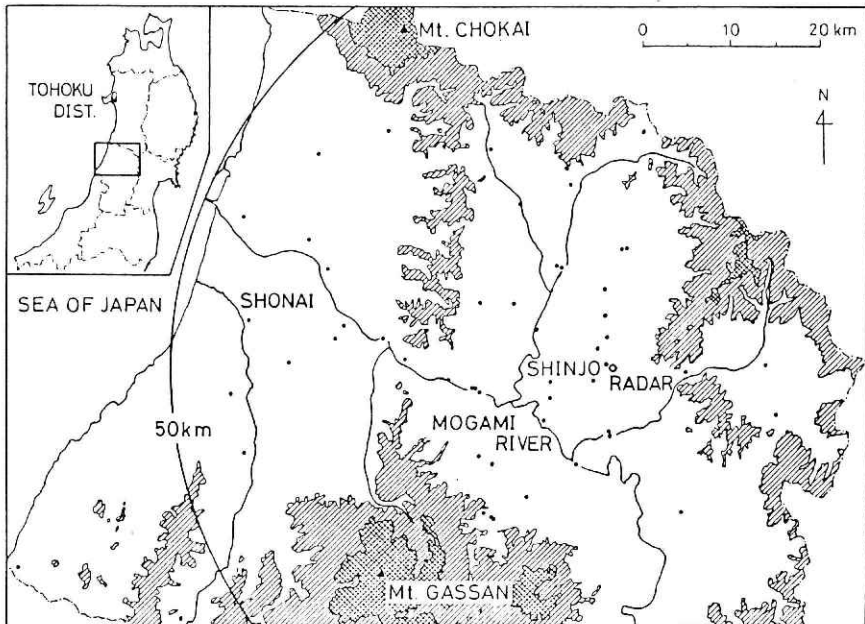


図2 レーダー観測範囲と庄内・新庄地方の地形。

Fig. 2 Radar range and the terrain.

た月山北麓を最上川が西流し、峡谷を作っている。東方の県境は脊梁である奥羽山脈に至る。レーダーを中心とした扇形の領域が観測範囲で方位角で大体 240° から 30°、距離で 50km である。これはちょうど庄内平野から出羽丘陵あるいは最上川峡谷を経て新庄盆地に至る雪雲が観測できる態勢である。平野および盆地にある黒い小さな点は地上の降水量等を測定するための国立防災科学技術センター新庄支所が臨時に展開した 11 個所の観測点および気象庁、建設省、山形県などの観測点である。

写真 1 にレーダーから見た新庄盆地と遠方の出羽丘陵を示す。

表 1 に今回のレーダー観測の概要を示す。PPI による降水強度の測定時間は毎日 08 から

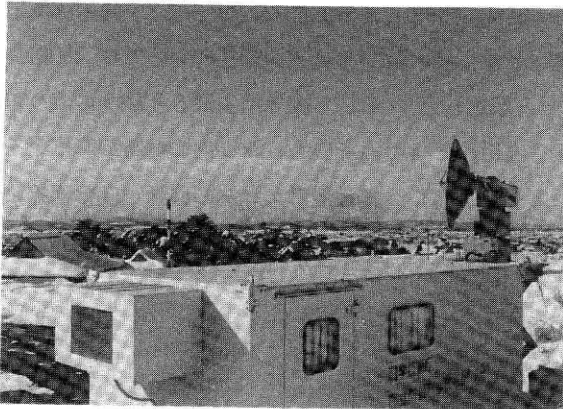


写真 1 レーダーからみた新庄盆地と出羽丘陵。

Photo. 1 View of the northern Shinjo basin and the Dewa hills from the radar site.

表 1 1985 年の新庄市におけるレーダー観測の概要

Table 1 Outline of 1985 radar observations in Shinjo City.

OBSERVATION TIME	ECHO TOP HEIGHT (km)	MAX. ECHO INTEN.	ECHO MOVEMENT (AZ, m/s)
0800~1200 JST, 20 JAN., 1985	4.7	ISO 2	250°, 22
1400~1800 JST, 20 JAN., 1985	2.6	ISO 2	275°, 21
2000~2400 JST, 20 JAN., 1985	3.4	ISO 2	285°, 20
0800~1200 JST, 21 JAN., 1985	2.1	ISO 1	295°, 16
1400~1800 JST, 21 JAN., 1985	1.7	ISO 1	—
2000~2400 JST, 21 JAN., 1985	1.6	NORMAL	290°, 15
0800~1300 JST, 22 JAN., 1985	1.8	NORMAL	285°, 11
1300~1800 JST, 22 JAN., 1985	2.6	ISO 1	255°, 19
2000~2400 JST, 22 JAN., 1985	2.9	ISO 1	275°, 23
0800~1300 JST, 23 JAN., 1985	2.1	ISO 1	290°, 12
1300~1800 JST, 23 JAN., 1985	2.5	ISO 2	285°, 16
2000~2400 JST, 23 JAN., 1985	1.6	ISO 1	280°, 16
0800~1300 JST, 24 JAN., 1985	1.6	NORMAL	295°, 12
1300~1800 JST, 24 JAN., 1985	1.7	NORMAL	280°, 16
2000~2400 JST, 24 JAN., 1985	1.2	NORMAL	290°, 17
0800~1200 JST, 25 JAN., 1985	2.9	ISO 2	285°, 16

から12時および14時から18時、20時から24時の3回を原則とし、それぞれ等エコー（ISO）測定は15分間隔で、それ以外はNORMAL エコーの30秒毎の連続記録とした。PPI 観測の空中線仰角 2.5° とした。この仰角でのレーダービーム高度は距離10kmで0.4 km、30 kmで1.3 kmである。レーダー画像の撮影記録はパルスカメラを使用した。

4. 解析方法

雪雲のレーダーによる降水強度の測定においては、レーダー反射因子 Z (mm^6/m) と降水強度 R (mm/h) の関係を決めなければならない。ここでは通常広く用いられている $Z = 2,000 R^{2.0}$ を仮定し（Gunn and Marshall, 1958）、ISO 1, 2, 3, …で、降水強度 $1\text{mm}/\text{h}$ 、 $2\text{mm}/\text{h}$ 、 $4\text{mm}/\text{h}$ 、……に対応させた。降水強度 $1\text{mm}/\text{h}$ 以下については、NORMAL エコーが存在すれば便宜的に $0.5\text{mm}/\text{h}$ と仮定した。そして後で示す図5と図9のように、半径10kmから30kmについて、方位角 10° と距離5kmの扇形のメッシュ内の毎時の降水量を見積った。この時、地形エコーは目視により除去した。また積雪エコーの移動速度は明瞭に追跡できるものについて5分間の移動距離と方向により求めた。

5. 結果

5.1 概要

図3に1985年1月20日から1月25日の6日間の観測期間の地上天気図を示す。このうち、

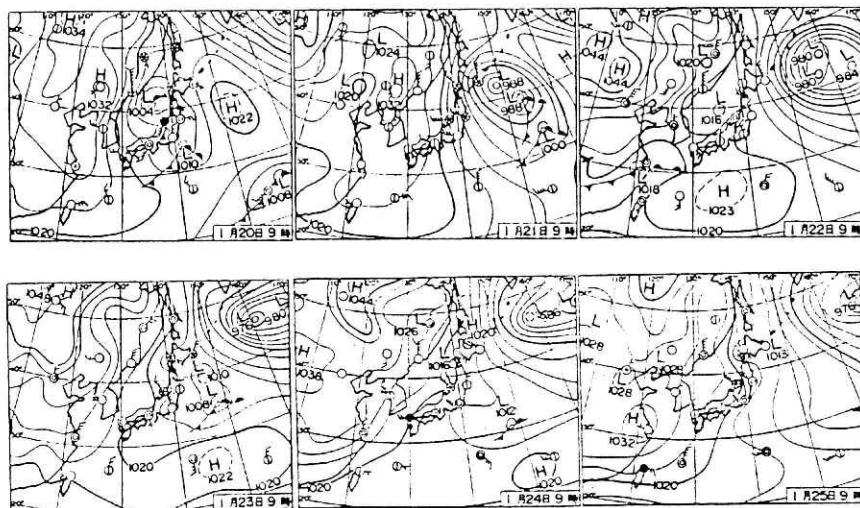


図3 観測期間の地上天気図（日本気象協会（1985）より）。

Fig. 3 Surface map from January 20 to 25 (after "Kisho" Vol. 29, No.3).

観測した降雪は、1月20日は日本海北部に中心を持つ低気圧の東進に伴う前線の通過による降雪であり、1月21日から1月25日は西高東低の比較的弱い季節風による降雪であった。表1のエコー頂高度(第2欄)、エコーの最大反射強度(第3欄)、エコーの移動速度(第4欄)でその相違を見てみると、前線の通過に伴った1月20日の降雪では、鉛直断面観測(REI)でのエコー頂高度は時刻帯により変動しているが大体4km位であったのに対し、1月21日以降の季節風型降雪はおおむね2kmの高さであった。最大反射強度でも1月20日はISO2まで出現したが、1月21日以降はISO1かほとんどNORMALであるという比較的弱い降雪であったといえる。一方エコーの移動速度では1月20日は方位角で大体250°から290°へ時計回りに時間と共に変化し、速さでは約20m/secを維持したことが解析された。しかし1月21日以降は、おおむね一貫として280°から290°、すなわち降雪エコーは西北西から東南東へ向う移動を示し、速さは15m/sec前後であった。

以上のように観測期間中二種類の型の降雪が観測されたので、次節以下に低気圧性の降雪である1月20日と弱い季節風による降雪である1月24日の事例について、それぞれ降雪エコーの移動と上層風の関係およびレーダーでみた降水分布などについて解析結果を述べる。

5.2 1985年1月20日の事例

1月20日午前9時の天気図では低気圧が日本海の北部、津軽海峡の西部にあり前線が日本海沿岸にかかっていた。写真2に午前9時の静止気象衛星の可視映像を示す。矢印で指したあたりが庄内・新庄地方で、写真でみられるような明瞭な前線性の雪雲群の一部を観測したことになる。写真3は午前9時のISO1のPPI画像である。観測できるのは前述したように方位角で240°から30°までであるが、降雪エコーは北西象限のレーダーより距離10kmから40kmに分布している。図2の庄内・新庄地方の地形と比べるとちょうど出羽丘陵の西麓から新庄盆地北部にかけて降雪エコーがかかっているのが分る。

午前9時に日本海北部にあった低気圧は21時には北海道まで東北東進し、前線は日中早い時期にレーダー観測領域を通過した。図4はこの低気圧の東北東進に伴う秋田での上層風の日変化を表わす。9時と15時、21時の地上(S)から350mbまでのそれぞれの風の hodograph である。全層にわたって非常に顕著な時計回りの風向の日変化が現われている。秋田はレーダー観測領域から約100km北方に位置する。気象庁の高層気象観測としては仙台の方が距離として近いが、図1に示すように仙台は日本海側にある庄内・新庄からみると脊梁である奥羽山脈の東側の太平洋沿岸にある。したがって同じ日本海沿岸にある秋田の高層資料の適用が、今回観測した庄内・新庄地方の降雪エコーの移動と比較するに当っては、若干の距離の遠さにもかかわらず妥当であると思われる。図4で各時刻の hodograph と重複してAからKまでのアルファベットがプロットしてある。これは図の左側に示した時刻でのいくつかのエコーの移動速度を示す。すなわちエコーの移動速度をベクトルとして示し、個々の記

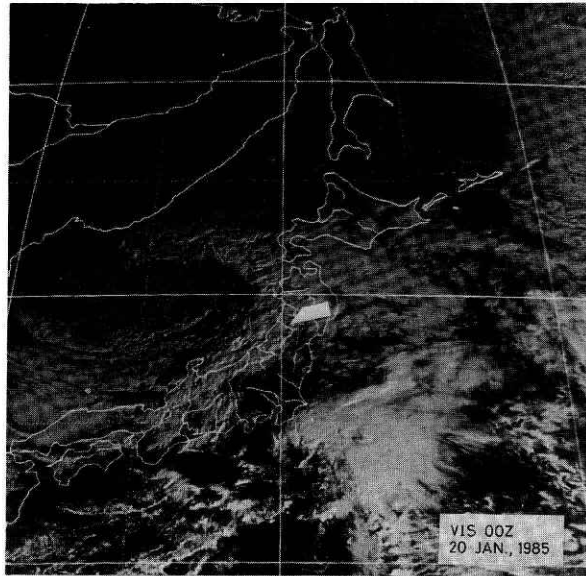


写真2 静止気象衛星GMS-3の1月20日午前9時の可視画像。白い矢印はレーダー観測領域の辺を指す。

Photo. 2 Visual picture of GMS-3 at 0900 JST, January 20, 1985. Arrow shows the observation area.

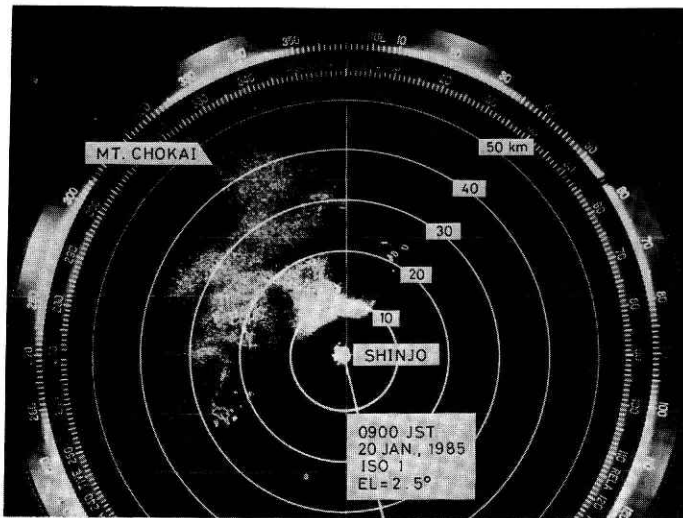


写真3 1月20日午前9時の降雪状況を示すレーダー画像(ISO1)。方位角 0° が真北である。観測範囲は 240° から 30° まででその他の領域は設置した可搬型レーダーの周辺の微地形により死角となっている。

Photo. 3 PPI radar picture (ISO 1) that shows snowfall at 0900 JST, January 20, 1985. 0° is the true north. Observational region was restricted to 240° to 30° in azimuth because of the obstacles behind the transportable radar set on a cliff (140 m above sea level).

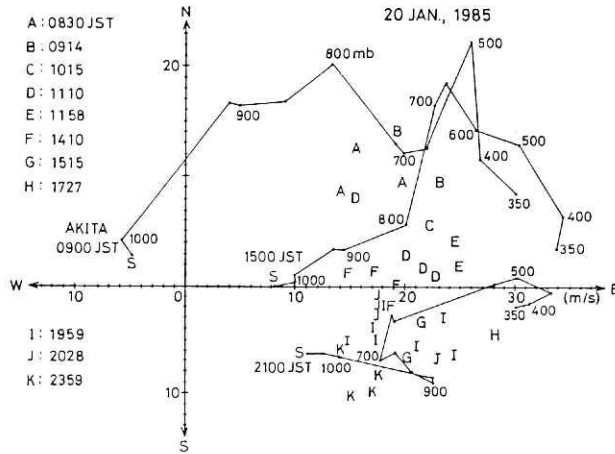


図4 1月20日の9時と15時, 21時の秋田の上層風 hodograph と降雪エコーの移動速度の日変化.

Fig. 4 Upper winds hodograph of Akita (about 100 km north to the radar site), at 0900, 1500 and 2100 JST, January 20, 1985. The times for various echo velocities are listed on the left side.

号はそのベクトルの先端を表わす。エコーの移動速度は、シネフィルムモーションアナライザーによる5分間隔のエコーの図化と目視により決定したための読取り誤差も含めて、同時刻でも若干のばらつきがあって当然であるが、それでも全体として早朝から深夜にかけて降雪エコーの移動速度は時計回りの顕著な日変化を示す。特に hodograph との比較においては大体 800 mb から 700 mb の上層風と比較的良好一致を示すことが分る。ちなみにこの日のエコー頂高度は表1に示したように、大体 2.6 km から 4.7 km であった。これらの観測事実はレーダー観測領域に現われた降雪エコーの存在する高度の総観場の上層風により支配されていたことを意味すると思われる。

次にレーダーエコーから見積った降水量の分布と地形との関係を調べてみる。図5は方位角 10° 毎、距離は 5 km 毎の各メッシュ内の降水量を mm で表わす。この日は連続4時間の観測を3回行ったので12時間の積算値である。あるいは降水強度で重みをつけた上空 1 km 位での高度の降雪エコーの出現率とみなしてもよいだろう。解析方法で述べたように、レーダー受信電力に距離補正を施していない NORMAL エコーを、レーダーからの距離とかかわらず便宜的に 0.5 mm/h の降水強度と仮定したため、当然レーダーに近い側のメッシュの値が遠いメッシュより大きな値に出ている。したがって放射方向のレーダーによる降水量の多寡は論じることができないが、接線方向の、すなわちレーダーから等距離にある円弧上のメッシュ同士の比較は公正であると考えられる。その意味で今、鳥海山から月山にかけて南北に走る出羽丘陵を含む周辺の接線方向のメッシュ同士を比較した場合 4 mm から 5 mm 台で有意な差は

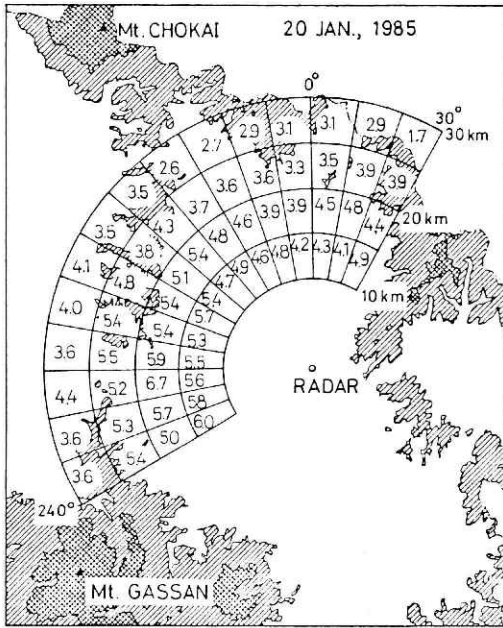


図5 1月20日のレーダーエコーより見積った12時間降水量分布。

Fig. 5 Distribution of precipitation for 12 hours according to radar reflectivity data, on January 20, 1985.

なく、ほとんど同様であると思われる。特にレーダーから西方にある最上川峡谷（出羽丘陵の切れ目）の上空において丘陵上空より大きな値であるとはいえない。またレーダーの北方すなわち新庄盆地の北部においても、東西方向にほぼ様な値を示していることが分る。

図6はレーダー観測時間に合せた12時間の地上の降水量分布である。単位はmmである。庄内平野で5～6mm、新庄盆地北部で6～10mmの降水があった。最上川峡谷で6～10mmとなっているが、出羽丘陵には観測点がないため、レーダーではほぼ同様であったエコー高度での降水量分布が地上でも存在するかどうかはこの分布図からは判断できない。参考のため新庄盆地の日降雪深を図7に示した。単位はcmである。これはレーダー観測時間外の降雪も含んでいる。図では、日降雪深が標高の高い観測点で大きくなっていることが分る。最上川峡谷から東方の川沿いで比較的値が小さい。

5.3 1985年1月24日の事例

観測期間中1月21日以降は、前に述べた通り、弱い季節風型の気圧配置が持続した。写真4に1月24日午前9時の静止気象衛星の可視画像を示す。日本海北部では沿海州からの寒気の吹き出しを示す筋状の雲列が明らかで、レーダー観測領域を含む東北地方西岸に至っている。このような季節風時のホドグラフは図8のようになる。図4と同じく秋田の9時と15時、21時で、地上から500mbまでの上層風を表わすが、ほとんど日変化がないことが分る。これは西高東低の冬型気圧配置の持続を意味すると思われる。一方朝から深更に及ぶエコーの

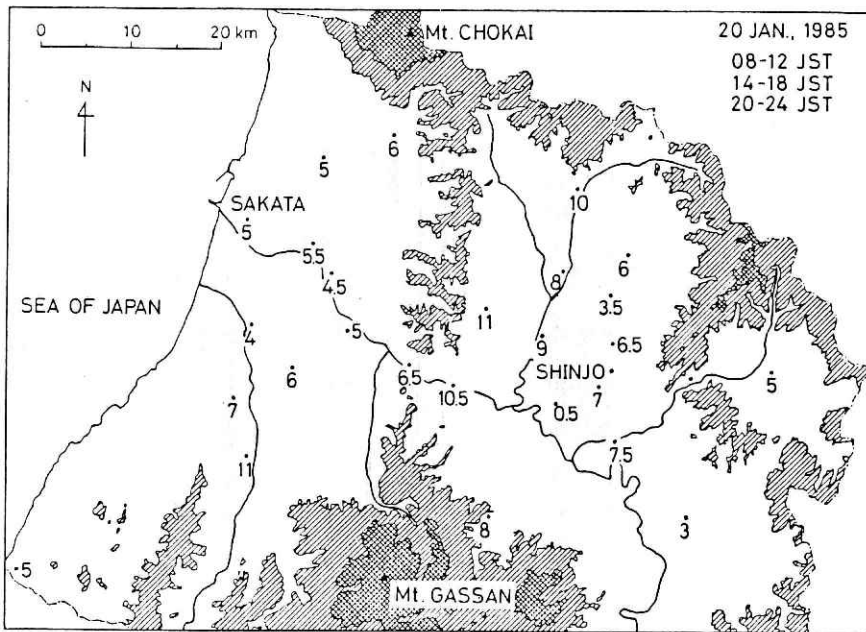


図6 1月20日のレーダー観測時間に合わせた地上の降水量分布.

Fig. 6 Distribution of precipitation on the ground for the same period as the radar measurement on January 20, 1985.

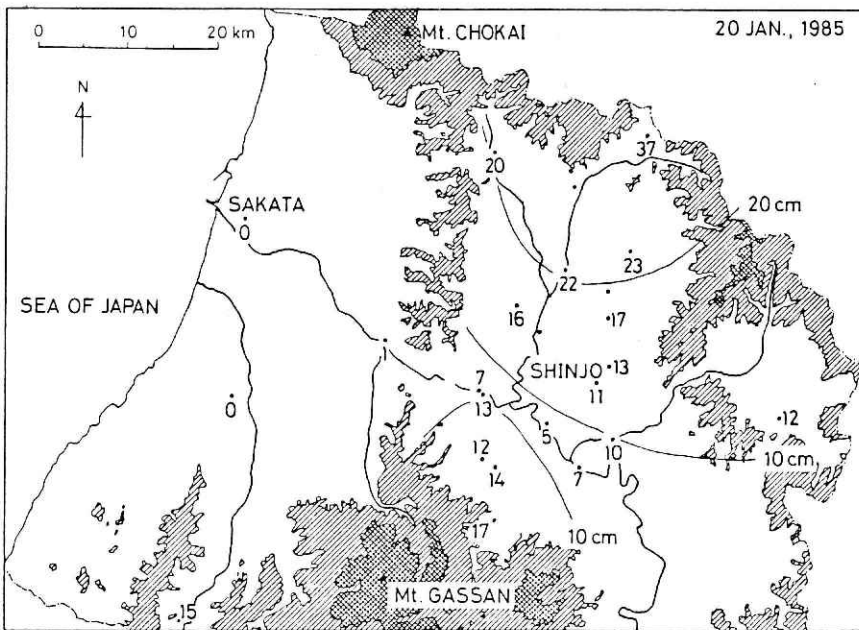


図7 1月20日の新庄盆地の日降雪深.

Fig. 7 Daily depth of newly fallen snow in the Shinjo basin on January 20, 1985.

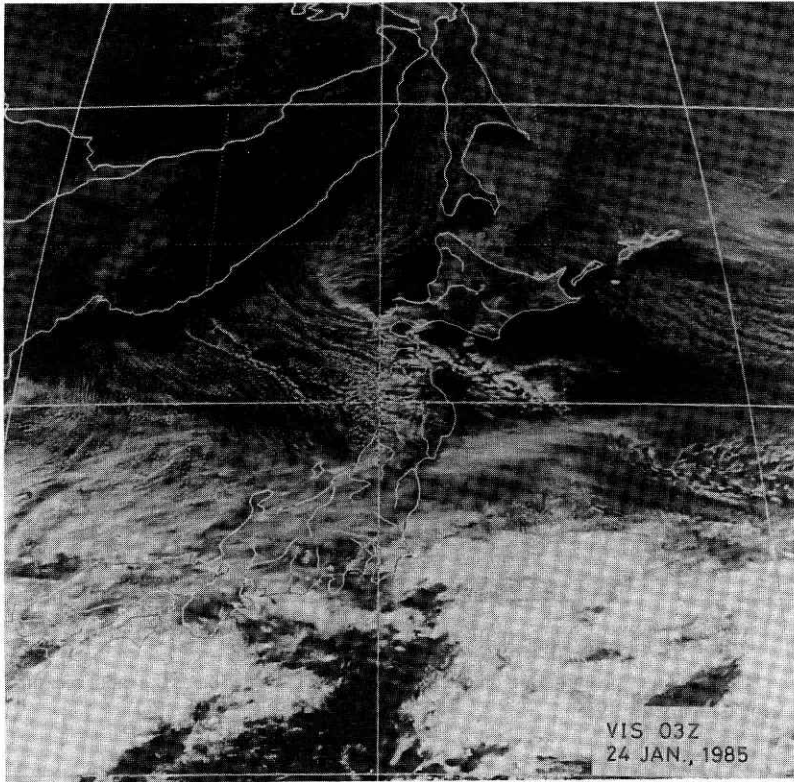


写真4 静止気象衛星GMS-3の1月24日午前9時の可視画像。

Photo. 4 Visual picture of GMS-3 at 0900 JST, January 24, 1985.

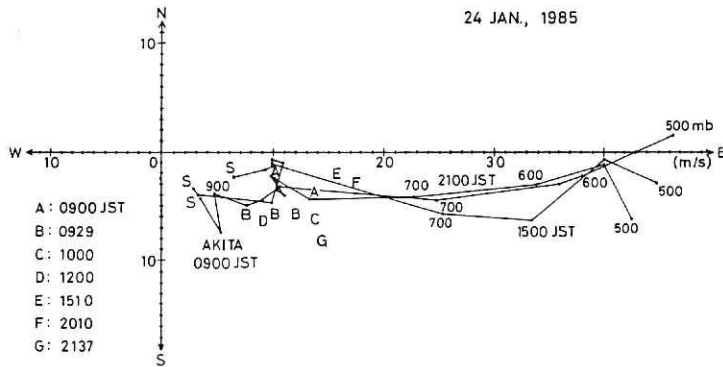


図8 1月24日の9時と15時、21時の秋田の上層風 hodograph と降雨エコーの移動速度の日変化。

Fig. 8 Same as Fig. 3, but for January 24, 1985.

移動速度は終日 800 mb の高度の風と良く一致している。この日の REI 観測によるエコー頂高度は、表 1 に示したように、2 km に達していない。これらの観測事実はやはりエコーの移動が総観場のエコー高度の風に支配されていたことを示していると考えられる。

図 9 は表 1 に示した観測時刻の 14 時間のレーダーエコーから見積った降水量の水平分布である。1 月 20 日の低気圧性降雪ほどは多く降らなかった。特に出羽丘陵北部と新庄盆地北部及び山岳地帯に降雪エコーがなかった。またほとんど ISO 1 のレーダー反射強度は測定されず、NORMAL エコーの積算がほとんどであるため、全体的に値が小さく、またレーダーに近いメッシュに集中している。しかし全体として出羽丘陵南部から最上川峡谷、月山北麓にかけての降雪状況を見る限り、レーダーエコーの高度での降水量分布という意味で、最上川峡谷に特別大きな値は、出ていないことは分る。図 10 は 1 月 24 日の新庄盆地の日降雪深である。盆地北部には降っていないが月山北麓の風下（東側）で標高の高い所で降雪深が大きい。このことは図 9 のレーダーから求めた降水量分布と基本的に対応している。この日のレーダー観測時刻に対応した降水量分布は、図の掲載は省略したが、肘折（図 10 の 33cm の日降雪深を記録した観測点）で 3 mm であった外はほとんど降水は記録されなかった。

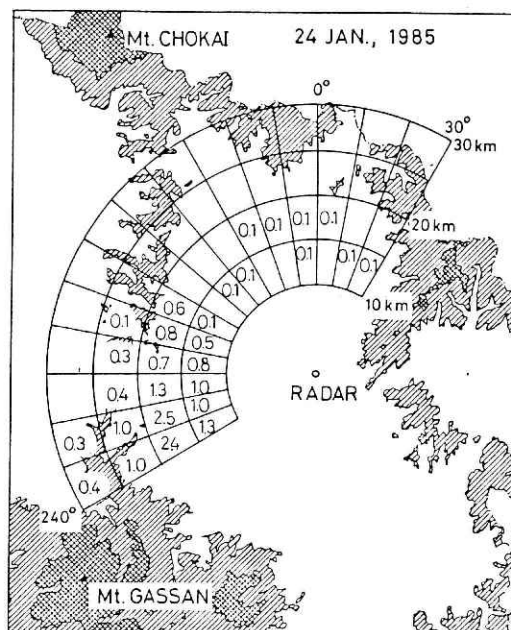


図 9 1 月 24 日のレーダーエコーより見積った 14 時間降水量分布。

Fig. 9 Same as Fig. 4, but for January 24, 1985.

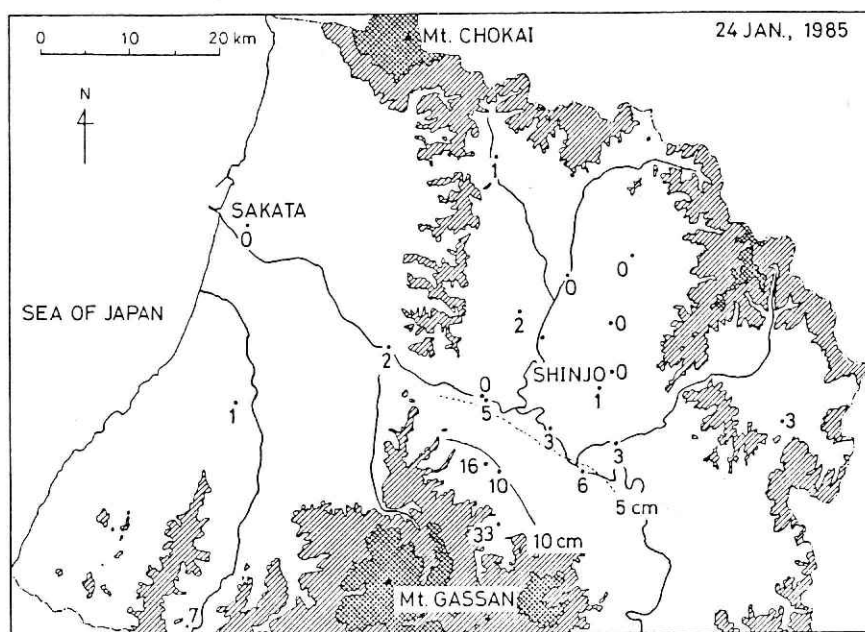


図10 1月24日の新庄盆地の日降雪深。

Fig. 10 Same as Fig. 6, but for January 24, 1985.

6. 考察とまとめ

冬の東北地方に特有な天気現象である降雪の観測的研究はあまり多くない。なぜなら日本列島は大陸東岸に位置しながら、対馬暖流を有する日本海での水蒸気と熱の冷たい大気への多大な供給のため、寒気の吹出し時にはその日本海側地方において大量の降雪をもたらす。このような日本海側の豪雪は圧倒的に北陸地方において顕著に現われることが多く、豪雪に関する大きな観測研究プロジェクトは石川県や富山県、新潟県において実施されるからであろう（たとえば松本（1967）、若浜（1986）など）。

加藤（1973）は気象庁の秋田レーダーの観測・調査をもとに、降雪エコーの代表的なエコー頂高度の月別変化やエコーパターンの気圧配置による統計的な型分けを行った。またエコー型による日降水量分布の特徴などを調べた。秋田レーダーの定時観測は半径150kmから200kmで行われ、秋田県と青森県の西部、山形県をその観測範囲とする。こういった広域（今回の新庄市での観測に比べ）で見た場合、地形に関する配慮は海上の外、平野部と山岳部という粗い分類になり、丘陵・峡谷・盆地といった気象現象でいえば大体メソスケールに相当するような規模の着眼はしない場合が多いと思われる。また新庄盆地はたまたま鳥海山系の影になり秋田レーダーからは見えない。このような事情もあって、今回庄内・新庄地方を対

象にレーダー観測を実施したことは初めてのことであり、同地方にとっては貴重な資料になると思われる。

従来同地方では季節風時の最上川峡谷は庄内平野の降雪を集め、あたかも雪雲の通り道であるかのように信じられている。今回のレーダー観測の解析結果がこの事を全面的に否定した訳ではない。なぜなら、確かに図5や図9に見られるように、1 km程度の高度のレーダーエコーから見積った降水量分布においては出羽丘陵の上空も峡谷の上空も降雪エコーが同じように存在したことになる(図5の1月20日はいわゆる季節風型の降雪ではなかったが、基本的には図4のホドグラフに見られるように西成分の強い上層風であった)。また図4や図8にみられるように降雪エコーの移動速度は、大規模な総観場の上層風に支配されていた。すなわち降雪エコーは、この場合雪雲といっても支障はないが、その移動に関しては出羽丘陵や最上川峡谷とは関係がないようである。しかし、地上ではどうであろう。実際、少ない地上風のデータによる粗い解析ではあるが庄内平野の地上の西風は、最上川峡谷へ収束するかのように見える時もあった。また竹内(1986)は庄内平野で西寄りの強い地上風が卓越する時に、庄内平野南部の西風と庄内平野北部の北西風が庄内平野中部で収束することを解析している。今回の観測においては、更に詳しく調べなければ、結論づけることは出来ないが、レーダービーム高度より下層では降雪粒子は、もし顕著な収束が存在すれば、峡谷への吹き寄せといったことが起っても不自然ではないと考えられる。ただこの事を観測事実として証明するには、丘陵地においても多くの降水量データを取得し峡谷のデータと比較しなければならないことになり、野外観測としては非常に困難な作業となるだろう。

最後に、1985年のレーダー観測では、降雪が全体的に弱くまたエコー頂高度が高くなかったため、降水強度の見積りにNORMALエコーを用いざるを得なかった。このためレーダーからみて放射方向の降水量分布の比較は出来なかった。すなわち庄内平野から出羽丘陵を山越えしてくる気流の雪雲に対する影響は分らなかった。Smith(1979)は滑昇流による山岳の降雨機構を三つの型に分けて論じているが、新庄盆地での降雪機構を調べる研究においても風上に位置する出羽丘陵の役割は残された重要な問題点であり、今後の観測に待たれるところである。

謝 辞

レーダー観測の実施に当り、可搬型レーダーの設置場所と観測作業上の種々の便宜を御提供いただいた山形県新庄市に深謝します。また地上の気象データをいただいた気象庁と建設省東北地方建設局、農林水産省林業試験場、山形県および静止気象衛星のデータをいただいた気象庁と建設省東北地方建設局、農林水産省林業試験場、山形県および静止気象衛星センター並びに降水量等地上観測の実施に御協力いただいた戸沢村役場外地元関係各位に厚く感謝します。

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) 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**.
- 3) 松本誠一 (1967): 北陸豪雪はなぜおこるか, *科学*, **37**, 239 - 245.
- 4) 日本気象協会 (1985): *気象*, **29**・**3**, 20 - 21.
- 5) Smith, Ronald B. (1976): The influence of mountains on the atmosphere, *Adv. Geoph.*, **21**, 87-230.
- 6) 竹内衛夫 (1986): 山形県庄内平野中部の局地強風について, *天気*, **33**, 219 - 231.
- 7) 和達清夫 (1953): 「日本の気候」第5刷, 東京堂 (監修).
- 8) 若浜五郎 (1986): 北陸の雪の特性, *雪氷*, **48**, 14 - 20.

(1986年7月3日 原稿受理)