

山岳地形の影響を受けた冬期のレーダーエコーの
形態と気流
— 寒冷前線の通過に伴う降水の事例 —

中井 専 人*

防災科学技術研究所

遠藤 辰雄+

北海道大学低温科学研究所

**Radar Echo Morphology and Airflow Influenced by a Mountain Range
in Winter Monsoon Period.
— A Case of Cold Frontal Precipitation —**

By

Sento Nakai*

National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Japan

and

Tatsuo Endoh+

Institute of Low Temperature Science, Hokkaido University, Japan

Abstract

Radar echoes passed over the Dewa Hills (mountain range whose averaged height of the ridge is 0.6km) in winter monsoon period were observed utilizing a Doppler radar to investigate the process of orographic modification of precipitating clouds. Rawinsonde observations were held on both sides of the Dewa Hills simultaneously. A series of echoes appeared after passage of a cold front were analyzed.

Reflectivity of the echoes increased and the echo top descended above the Dewa Hills. The echoes showed characteristic shape and the echo top ascended to the leeward of the Dewa Hills. Inversion layer depth on the windward of the Dewa Hills were the same as that on the leeward. Height difference between the echo top and upper limit of the mixed layer showed the same characteristics.

Stratification change, precipitation particle growth and a mountain wave on the leeward of the Dewa Hills are discussed and the conclusions are as follows.

* 気圏・水圏地球科学技術研究部 大気変動研究室, + 雪氷気候物理学部門, * Atmospheric and Hydrospheric Science Division, Atmospheric Process Laboratory, + Cryosphere Climate Physics Section

Airflow above the Dewa Hills near echo top level was curved downward. It is suggested that falling velocities of part of precipitation particles increased because of riming growth accelerated by dynamical alteration of the airflow. Part of the remained particles were blown up by the mountain wave and sorting of the precipitation particles occurred on the leeward of the Dewa Hills. The mountain waves were characteristic of extending downstream in the layer below the inversion layer level.

Key words : radar echo, mountain range, mountain wave, precipitation particles

キーワード: レーダーエコー, 山岳地形, 山岳波, 降水粒子

1. はじめに

寒気の吹き出しや低気圧の通過に伴って冬期に日本海に現れる雲は、厚さ3～5 kmの混合層内で発達する対流性のものがほとんどである。雲の多層構造は見られないことが多く、気象衛星画像に現れる雲パターンはレーダーエコー（以後、単にエコーという）として現れる降水域のパターンとの対応が比較的良い。典型的なパターンとしては、筋雲に対応して現れるLモード（風向に平行）とTモード（風向に斜交又は直交）のエコーがある。また、渦状擾乱のエコー、北海道西岸の帯状雲に伴うエコーなども良く知られたものであり、その形状の変化、移動に伴う地上気象要素の変化等が調べられてきた（Asai and Miura, 1981, Kobayashi *et al.*, 1989など）。

エコーの形態の変化から降水機構を論じる方法は、特に降雨に対する地形の効果の研究でよく用いられているが（Takeda and Takase, 1980, Parsons and Hobbs, 1983, Harimaya and Tobizuka, 1988, Iwanami *et al.*, 1988など）、地形の影響下における降雪のエコーについても応用されている。例えば、Takeda *et al.* (1982) は海岸でのレーダー観測と地上観測の結果について、降雪雲の上陸に伴い降雪粒子の霰化と分別が起こったとして説明している。また Uyeda and Yagi (1987) は、山岳地形の風下における2層構造のエコーの解析から、上空から降下する薄い層状のエコーと下層に存在したエコーとの間にseeder-feederメカニズム（Bergeron, 1965）が働いた可能性を指摘している。また、米国では、地形性の降水についてレーダーによるエコーの観測と航空機による雲水量、氷晶数密度等の測定とを組み合わせた観測が行われている（Rauber, 1992）。

現在ではドップラーレーダーの利用によってエコーの立体的な形態と気流構造を同時に調べられるようになってきている。例えば、季節風と陸風前線の収束によって発達した降雪雲に伴うエコーについてその形態の変化と発達のメカニズムを明らかにした研究（Ishihara *et al.*, 1989, Tsuboki *et al.*, 1989）、筋雲に伴うエコーの形態と下降流の解析から地上での吹雪発生のメカニズムを議論した研究（真木・中井ほか, 1992）などがある。また、計算機の進歩に

伴い、エコーの形態の3次元的表示による解析の試みもある (Fujiyoshi *et al.*, 1991, 真木・大倉ほか, 1992)。

最近, Fujiyoshi *et al.* (1992) は山岳地形の風下で形成された降雪のエコーをドップラーレーダー観測し, その3次元構造を詳細に調べている。この事例ではレーダーの観測範囲が海上と陸上にまたがっており, 全体的にはエコーは海上で発達, 陸上で衰退という傾向を示した。しかし彼らは雪水量の海岸付近での減少と上陸後の増加を指摘し, それぞれ上陸時の降雪雲内の平均上昇流の減少と山岳を迂回する気流による収束で説明している。

1989年より, 海上から内陸までの降雪雲の一生を解明することを目的として「降雪機構の解明と降雪雲調節の可能性に関する基礎的研究」(科学技術庁研究開発局, 1992)が行なわれている。筆者らはその一環として, 内陸の降雪雲が山岳地形によって変質を受ける過程を明らかにすることを目的とし, 観測とデータ解析による研究を行なっている。

内陸においては下部境界が地表面であるため, 海上で見られるような下からの熱の供給はなく, 降雪雲は衰弱を始めていると考えられる。しかし, 内陸の山岳地形上のエコーについて組織化した対流セルと収束を示唆するドップラー速度分布の存在が報告された例もあり (中井ほか, 1990), 降雪機構に対する山岳地形の影響はまだ良くわかっていない。

本報告では, ドップラーレーダー観測とレーウィンゾンデ観測をもとに, 内陸の山岳地形の上空と風下を対象区域とし, エコーの形態と気流についての事例解析を行なった結果を述べる。解析した事例は雲としては降雪雲に含まれるものであるが, 気温が高かったため地上では降雪と降雨の両方が観測されている。そこで, 以下, 上空の融解していない降雪粒子をさす場合を除き, 「降水」という語を用いる。また, 観測当時は防災科学技術研究所 (NIED) の名称は国立防災科学技術センター (NRCDP) であったが, 本報告では現在の名称を用いる。

2. 観測方法とデータ

1990年2月上旬に「降雪機構の解明と降雪雲調節の可能性に関する基礎的研究」の集中観測があり, 本報告の観測は山形県北部を観測フィールドとして行なわれた (図1)。筆者らの対象とする山岳地形は出羽丘陵 (DEWA HILLS) である。筆者らはその風下の盆地東端の新庄 (SHINJO) にNIEDドップラーレーダー観測点を設置し, レーダーの観測範囲 (図1に示した扇型の範囲) に出羽丘陵が含まれるようにした。また, 海岸付近の酒田 (SAKATA) および盆地のほぼ中央の鮭川 (SAKEGAWA) の2点で出羽丘陵をはさむようにレーウィンゾンデ観測点を設置した。

NIEDドップラーレーダーの主要諸元を表1に示す。最大収録レンジは40km (当時), 波長は3.2cm (Xバンド), 尖頭出力は40kWであり, 約0.1mm/hour以上の降水について反射強

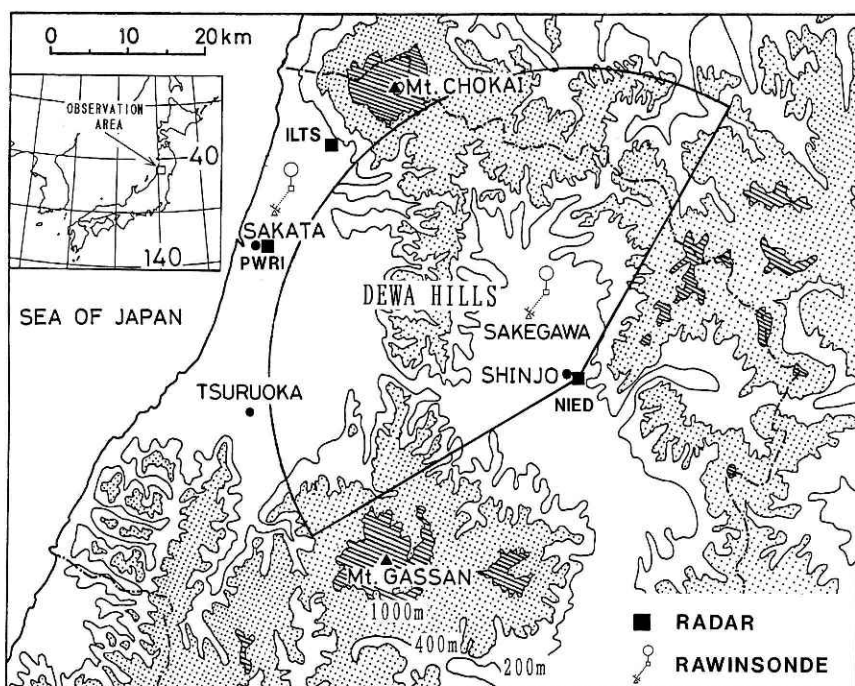


図1 観測フィールドの地形と観測点の配置。レーダー観測点を「■」と研究機関名で示す；NIED：防災科学技術研究所(ドップラーレーダー)，ILTS：北海道大学低温科学研究所(ドップラーレーダー)，PWRI：土木研究所(二重偏波・ドップラーレーダー)。扇形はNIEDドップラーレーダーの観測範囲。レーウィンゾンデゾンデ観測点はイラストで示す(SAKATA, SAKEGAWA)。この他、気象研究所によってドップラーレーダー、地上観測点、雲粒子ゾンデ観測点などが設置された(科学技術庁研究開発局, 1992)。「●」は気象官署およびアメダス観測点。

Fig.1 Topography of the observation area and arrangement of observation sites. Radar observation sites are shown by '■'; NIED: National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention (Doppler radar), ILTS: Institute of Low Temperature Science, Hokkaido Univ. (Doppler radar), PWRI: Public Works Research Institute (dual polarization Doppler radar). Effective coverage of NIED Doppler radar is indicated by a sector. Rawinsonde observation sites are shown by icons. Meteorological stations and AMeDAS observation points are shown by '●'.

度、ドップラー速度、ドップラースペクトル幅を観測できる。また、このレーダーは自在なアンテナ走査が可能であり、観測する対象に合わせてPPI, CAPPI, Sector RHIなどの走査を組み合わせるプログラムすることができる (Maki *et al.*, 1989)。

1990年2月に新庄で用いた走査プログラムを図2に示す。注目すべきエコーがあり短い時間間隔で追跡するときにはプログラム1、通常はプログラム2を使用した。プログラム3はエコーを監視しながら待機する場合に使用した。プログラム1、2のCAPPI走査では降水雲の背が低いことを考慮して仰角を低く設定してある。

出羽丘陵は近似的にはほぼ南北に一樣な形状をしているため、2次元性を仮定して鉛直面

表1 防災科学技術研究所ドップラーレーダーの主要諸元.

Table 1 Main specifications of NIED Doppler radar.

アンテナ形状	パラボラ (直径2m)
ビーム幅	1.2°
アンテナ駆動速度	水平 5段階可変 (1, 2, 3, 6, 15rpm) 垂直 最大90°/5sec
アンテナ走査	PPI, PHI, CAPPI, Sector PPI, Sector PHI, Positioning
送信周波数	9415MHz
送信尖頭出力	40kW
送信パルス幅	0.5 μ s
パルス繰り返し周波数	2000Hz
最小受信感度	-110dBm
データ処理距離範囲	40km (1991年に64kmに拡張)
データ処理分解能	距離250m, 角度1.0° または距離62.5m, 角度0.5°
収録データ	レーダー反射強度, ドップラー速度, ドップラースペクトル幅
反射強度信号処理	距離補正 (ON/OFF可能) 地形エコー除去 (MTI方式, ON/OFF可能)
反射強度分解能	0.3dBZe
ドップラー信号処理	パルスペア方式
折り返し速度	± 16 m/s
速度分解能	0.125m/s

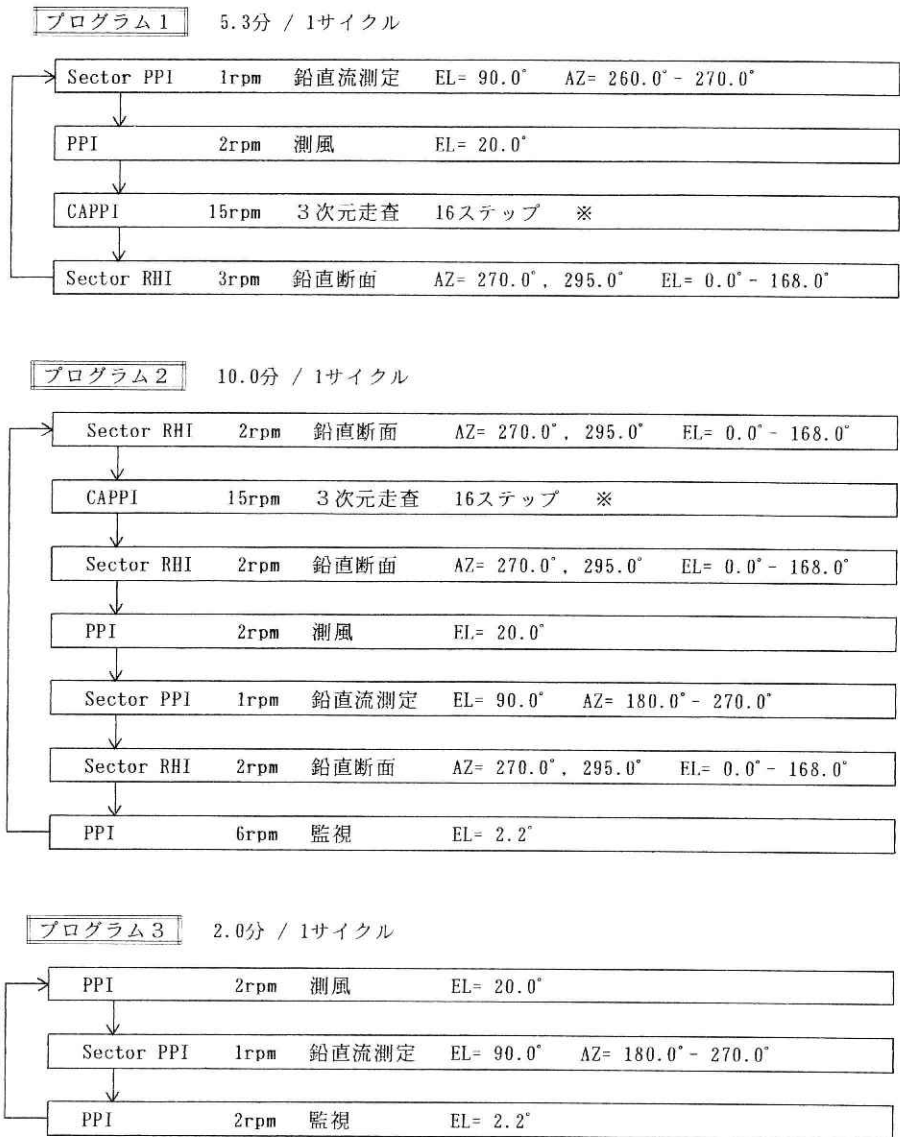
上で議論することがある程度可能であり, 本報告でも3.4節, 3.5.2) 小節, および4章でこの方法を用いている. 鉛直面データとしては, 方位角295のSector RHI走査のデータを直交座標上に変換して使用した. 直交座標の格子点間隔は水平, 鉛直ともに0.25kmであるが, 新庄観測点の標高が0.14kmであったため, データは鉛直方向には標高0.39kmから始まる0.25km間隔の格子点上に計算された. 作図にあたっては, 水平距離をX(km)で表し, レーダーの位置を原点として115°方向を+, 295°方向を-とした. 鉛直方向については, レーダーのデータは高度0.14kmから, それ以外のものは高度0kmから作図した. 以下, 本報告の高度表示は全て標高である.

集中観測のデータのほかに, 気象庁発行の天気図および気象庁の現業地上観測データを解析に使用した.

3. 1990年2月3日の事例

3.1 総観場

図3は1990年2月3日21JST (日本標準時; Japan Standard Time) の地上天気図である. 寒冷前線が三陸沖に解析されており, 観測区域はその後面に位置している. 09JSTと21JSTの前線の位置より観測区域における寒冷前線の通過は16JST頃であったと推定される. アメダス



EL : 仰角 AZ : 方位角

※ CAPPI走査の仰角は、17.0°, 15.4°, 13.8°, 12.2°, 10.8°, 9.4°, 8.0°, 6.8°, 5.6°, 4.6°, 3.6°, 2.8°, 2.1°, 1.5°, 1.0°, および0.6°である。

図2 1990年2月に新庄で使用した走査プログラム。
Fig.2 Antenna scan programs used at Shinjo in February 1990.

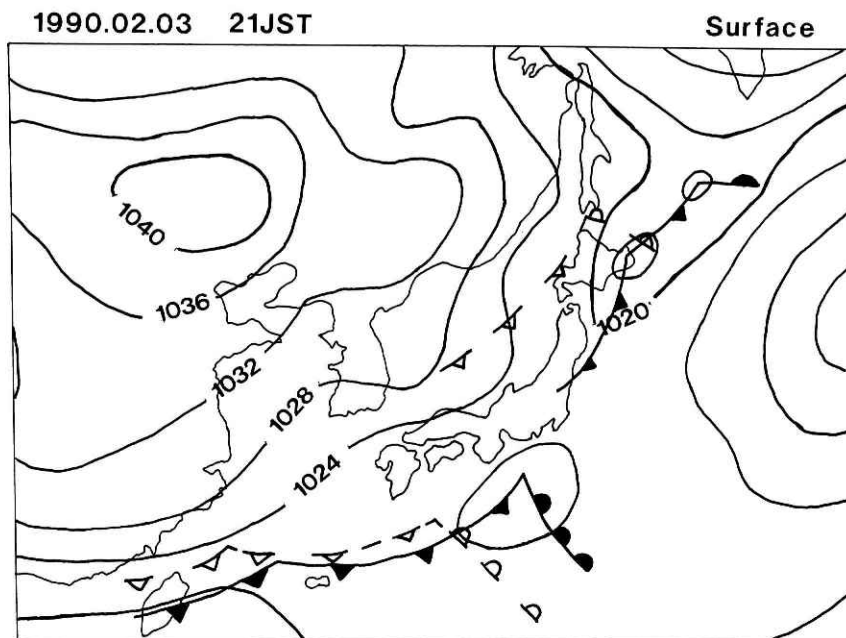


図3 1990年2月3日21JSTの地上天気図。同日09JSTの前線の位置を白抜きと破線で示す。
Fig.3 Surface weather map at 21JST, 3 February 1990. Fronts at 09JST, 3 February 1990 are shown by open marks and broken lines.

データによると観測区域でのまとまった降水は2月3日16JSTから22JSTまでであり、この降水は寒冷前線の通過に伴うものであったといえる。

3.2 降水粒子の相

降水時の地上気温は酒田で $+3.2^{\circ}\text{C}$ から $+4.7^{\circ}\text{C}$ 、新庄で -1.4°C から $+0.2^{\circ}\text{C}$ であった。気温が高いため酒田では降水開始から終了まで雨が、新庄では雨、みぞれ、雪、霰が交互に降った。レーウィンゾンデ観測によると気温が 0°C 以上となるのは酒田では0.9km以下(1603JST)、鮭川では0.4km~0.8km(1600JST)または0.3km~0.5km(2033JST)に限られた(図4)。NIEDドップラーレーダー観測点では1801JSTに凍雨が観測されており、降水粒子の一部には落下中に固相→液相→固相と変化したものが存在したことがわかる。

出羽丘陵の風上では、気温 0°C 以上の層が存在する高度約1km以下はレーダーから影となっている。出羽丘陵の風下では、高度約0.5km以下に大きな反射強度値がしばしば現れており、気温のプロファイル(図4)等からこれは降雪粒子表面の融解によるものと判断される。従って、観測されたエコーは出羽丘陵風下の地表近くを別にすれば降雪粒子からのエコーと考えて良い。

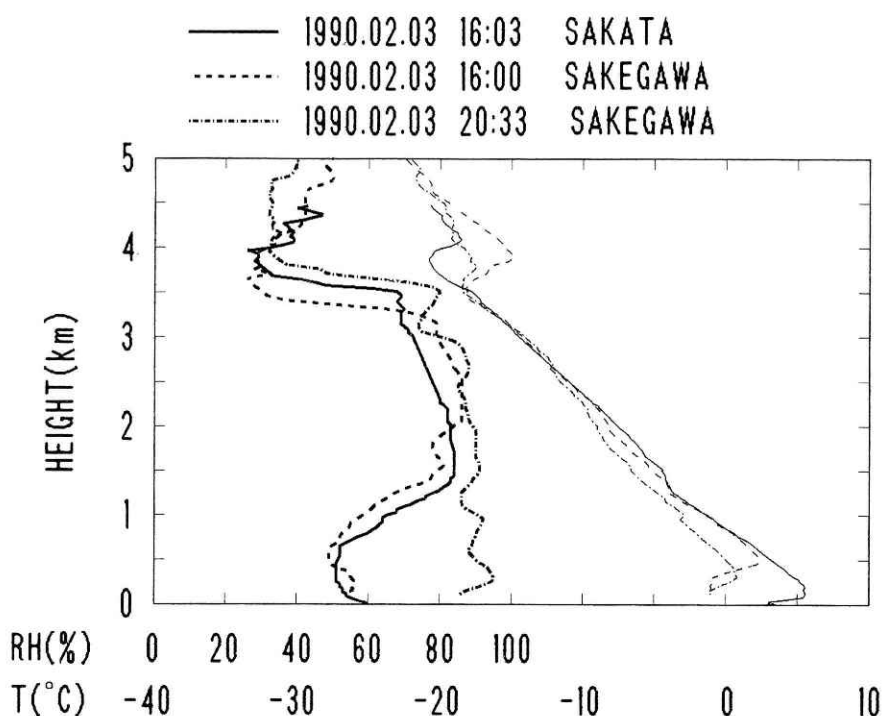


図4 レーウィンゾンデ観測による気温(細線)と相対湿度(太線)の鉛直プロファイル。

Fig.4 Temperature (thin lines) and relative humidity (bold lines) profiles from rawinsonde observations.

3.3 エコーの水平パターン

特定の場所を通過した現象を解析する場合、時間断面と呼ばれる図がしばしば作成される。図5は2月3日16JSTから21JSTまでの出羽丘陵上空高度1.5kmのエコーの時間南北断面図である。約5.3分間隔の反射強度分布図からレーダーの西20km-25km（出羽丘陵上に相当する）の範囲を切り出し、右から左へとつなぎ合わせて作成した。この図から2月3日16JST-21JSTの5時間に10個のエコーが出羽丘陵上に現れたことがわかる。

図5に示されたエコーF, G, H, I, J, K, L, およびMはいずれも直径50km程度の大きさを持ち、ほぼ一定の速度（17.3m/s, 81.0°）で移動していた。この移動速度とゾンデ観測による風向風速とは高度約1.8kmで一致しており、エコーの指向高度（steering level）は約1.8kmであったといえる。

これらとは別に、1630JST-1730JSTには鳥海山付近に（図5のS）、2030JST以降には月山付近に（図5のT）停滞するエコーが出現した。これらのエコーに最も近いアメダス観測点では、エコーの出現した時間に特徴的な風が見られた（図6）。エコーSでは17JSTの西南

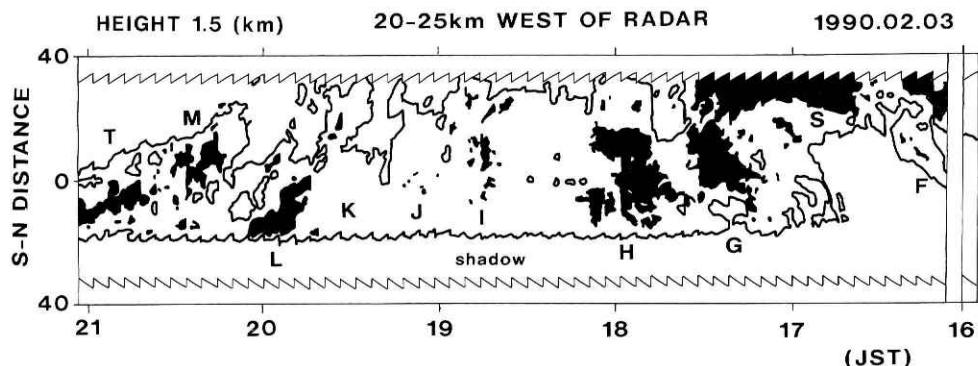


図5 1990年2月3日16JSTから21JSTまでの高度1.5kmのレーダーエコーの時間南北断面。等値線は14dBZe、黒塗りは20dBZe以上を表す。

Fig.5 Time-latitude cross section at the height of 1.5km from 16JST to 21JST on 3 February 1990. Contour line and black area shows 14dBZe and more than 20dBZe, respectively.

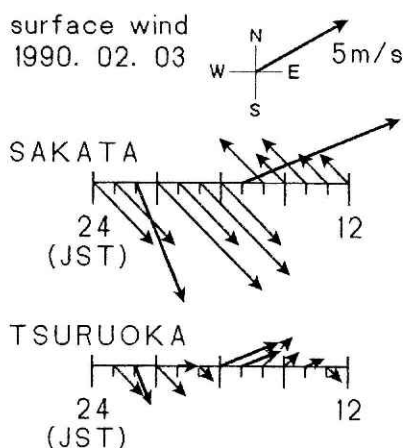


図6 アメダスデータによる1990年2月3日12JSTから24JSTまでの酒田と鶴岡の地上風。

Fig.6 Time series of surface wind at Sakata and Tsuruoka from 12JST to 24JST on 3 February 1990. AMeDAS hourly observation data are used.

西8m/s（酒田），エコーTでは21JST以降の西北西から北北西（鶴岡）の風がそれである。これらはいずれもエコーの出現した場所での地形による強制上昇に有利な風である。停滞するエコーは、混合層下部の風向の変化が特定の地形による強制上昇を増加させたために出現したものと考えられる。

3.4 エコーの鉛直パターンの変化

図7に5.3分間隔の鉛直面データ（2章を参照）から作成した4地点上空のエコーの時間高度断面図を示す。X=-31kmは出羽丘陵風上麓の麓、X=-26kmは風上斜面、X=-21kmは稜線上、X=-11kmは風下の平地である。この鉛直面上に投影したエコーの移動速度は14.3m/sであり、5kmの移動にかかった時間は6分弱である。図7を見ると、移動するエコーが地点間の距離に応じた時間差をもって各地点に出現したこと、およびどの地点においても、エコー

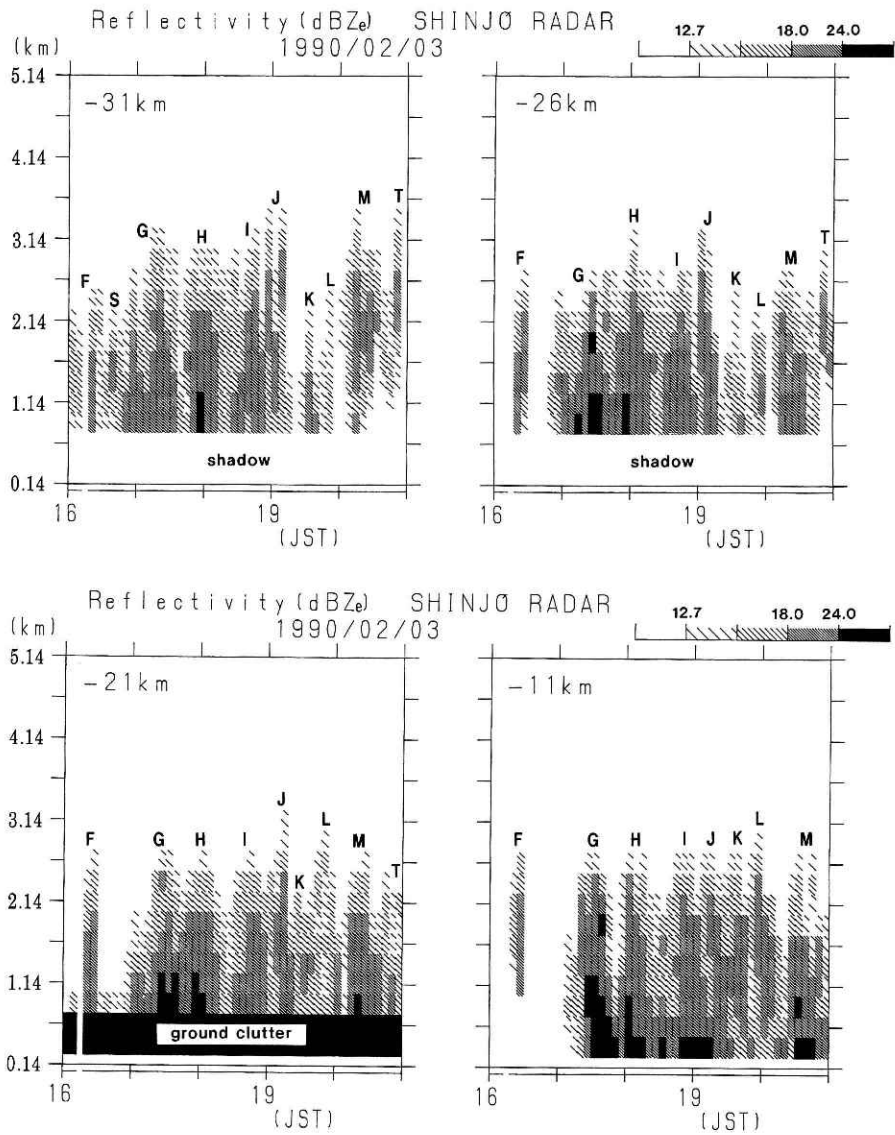


図7 1990年2月3日16JSTから21JSTまでの方位角 $295^{\circ}-115^{\circ}$ の線に沿った4点($X=-31\text{km}$, -26km , -21km , -11km)におけるエコーの時間高度断面。レーダー設置点の標高は 0.14km で、縦軸は標高で表示してある。

Fig.7 Time-height cross sections at 4 points (-31km , -26km , -21km , -11km) along the X-direction ($AZ=295^{\circ}-115^{\circ}$) from 16JST to 21JST on 3 February 1990. Height of the radar observation site was 0.14km above MSL and ordinate is indicated in height above sea level starting from 0.14km .

の通過に伴って18dBZe以上の強いエコーが数十分にわたって続いたことがわかる。

反射強度の鉛直分布はエコーによって異なっていたが、その地点による差異、すなわち出羽丘陵上空の通過に伴うエコーの形態の変化に対しては一定の傾向が見られる。X=-31kmに比べ、X=-26kmおよびX=-21kmでは反射強度が高度2.14km以上で減少し、高度1.64km以下では増加した傾向がある。また、X=-21kmに比べて、X=-11kmでは高度2.14km以上で反射強度の増加したエコーが多いことがわかる。

エコー頂高度を12.7dBZeで定義すると、全体的な傾向がいくつか挙げられる。例えば、エコー頂高度はX=-31kmではしばしば3.14kmを越えているが、内陸に向かって低くなり、X=-21kmで最も低くなっている。また、X=-31kmとX=-26kmに比べてX=-21kmとX=-11kmではエコー頂高度のばらつきが少ない。これらの傾向はエコー頂高度のヒストグラム（図8）にもはっきりと表れている。個々のエコーにはこの傾向から外れるものもある。例えばエコーJは全地点で3km前後のエコー頂高度を維持しており、出羽丘陵上空を通過した後もしばらく対流活動が衰えなかったと考えられる。

3.5 丘陵越えに伴うエコーMの形態の変化

これまで述べてきた一連のエコーの中から、通過時刻が鮭川レーウィンゾンデの放球時刻

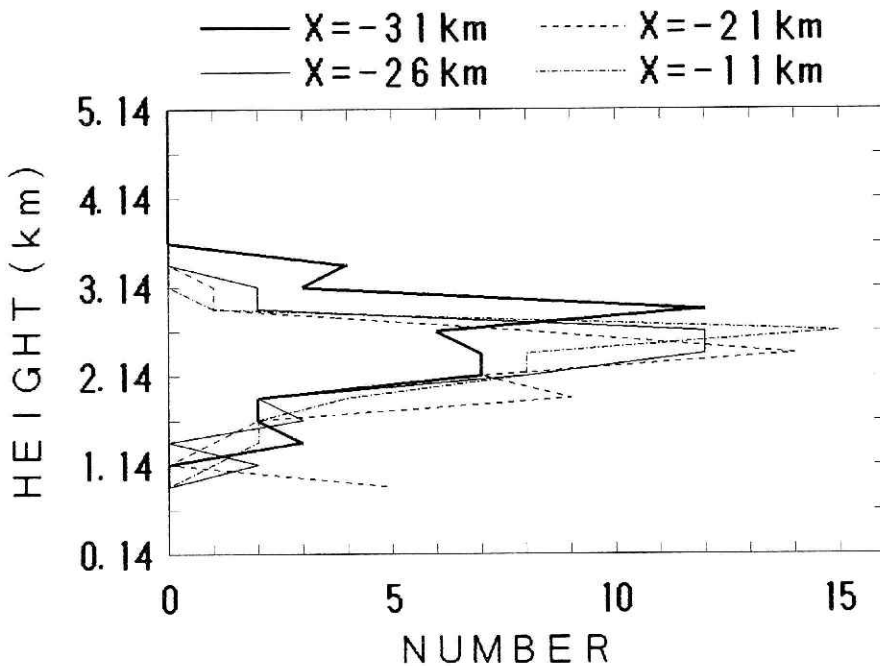


図8 図7において12.7dBZeで定義したエコー頂高度のヒストグラム。縦軸は標高。
Fig.8 Histogram of echo top height defined by 12.7dBZe in Fig.7. Ordinate is indicated in height above sea level.

に近いエコーMを選び、その形態を詳しく解析した。

1) 水平パターン

図9はエコーMが出羽丘陵上にあったときの高度1.5kmにおける反射強度分布である。エコーMの内部には2本のバンド状の構造（以後単にバンドという）が見られ、そこでの反射強度は20dBZeを越えていた。その走向は北東-南西であり、丘陵地形の走向、およびエコーの移動方向のいずれとも一致していなかった。

反射強度20dBZe以上の領域の変化の様子を図10に示す。バンドの数は2003JSTから2013JSTにかけては1本、2019JST以降は2本であった。2本目のバンドは1本目のバンドの後ろ側に形成されたものである。2本目のバンドが形成された場所は出羽丘陵の風上斜面で、レーダーからの距離にして20km~30kmであった。20dBZe以上の領域の面積は2003JSTから

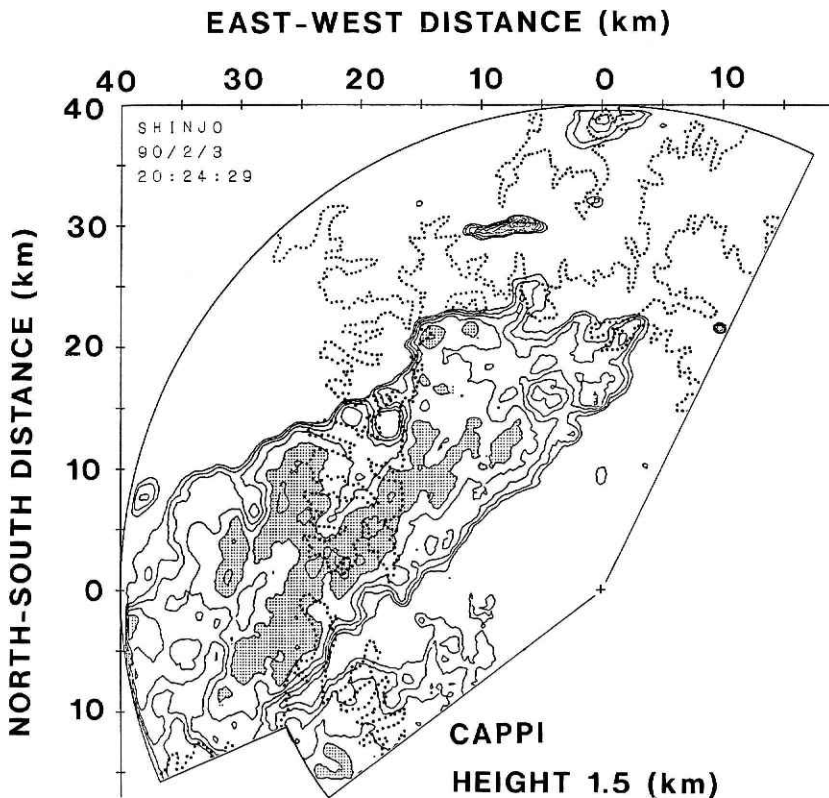


図9 1990年2月3日2024JSTの高度1.5kmの反射強度分布。等値線は14.2, 14.7, 16, 18, 20, 22dBZeであり、20dBZe以上は影がつけてある。点線は標高0.4kmの等高線である。

Fig.9 Reflectivity field at the height of 1.5km at 2024JST on 3 February 1990. Contours are drawn at 14.2, 14.7, 16, 18, 20 and 22dBZe and areas more than 20dBZe are shaded. Dotted line indicates the altitude of 0.4km above sea level.

2013JSTにかけて急激に拡大, 2024JSTから2035JSTにかけては縮小しており, 高度1.5kmではエコーMは出羽丘陵風上斜面で発達し, 出羽丘陵通過後に衰退したように見える.

2) 鉛直面における2次元的な特徴

エコーMについて方位角 295° の鉛直面の時系列を図11に示す. この方位は出羽丘陵の走向と 76° , エコーMのバンドと 70° の角度を成しており, 近似的には双方に対して2次元的に考えることが可能である. また, エコーの移動方向と成す角度は 34° であり, この面内での平均的なエコーの移動速度は 14.3m/s と見積もられた. この移動速度を考慮してエコーMの内部構造について形態的に対応づけた追跡を行った.

図11では, セル状の構造が3個追跡できた (a, bおよびc). a, bは図10に示したバンドに対応するものであり, cはこれらの後ろ側に形成されたものである. 以後, これらをバン

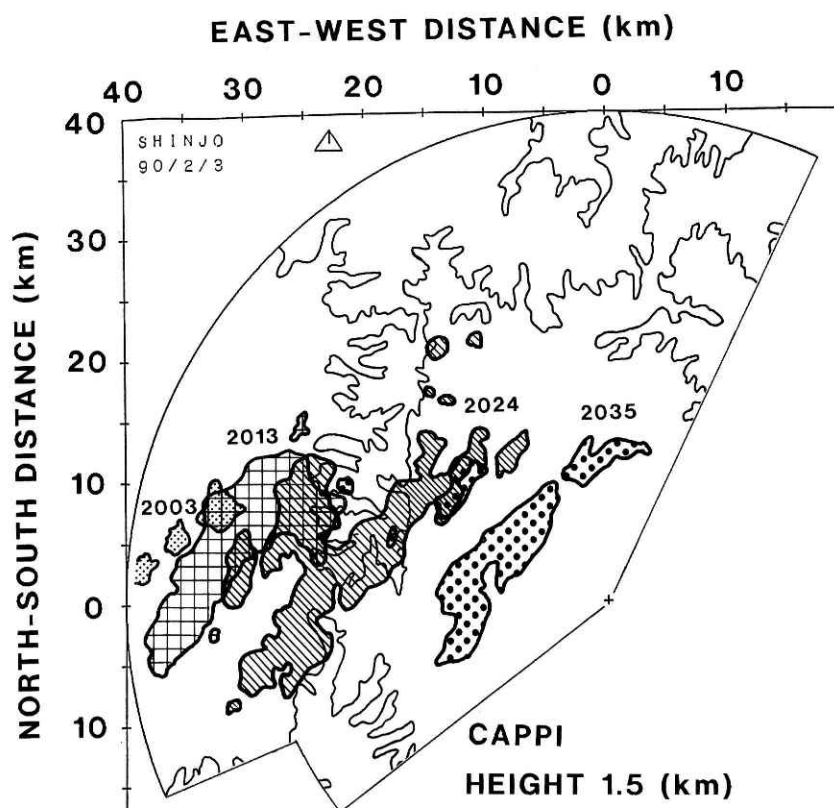


図10 高度1.5kmの反射強度20dBZe以上の領域の変化. 細かい点描: 2003JST, 格子縞: 2013JST, 斜線: 2024JST, 粗い点描: 2035JST. 実線: 標高0.4kmの等高線.

Fig.10 Time series of areas more than 20dBZe at the height of 1.5km. Fine shading: 2003JST, cross stripes: 2013JST, hatch: 2024JST, coarse shading: 2035JST. Solid line: contour for 0.4km above sea level.

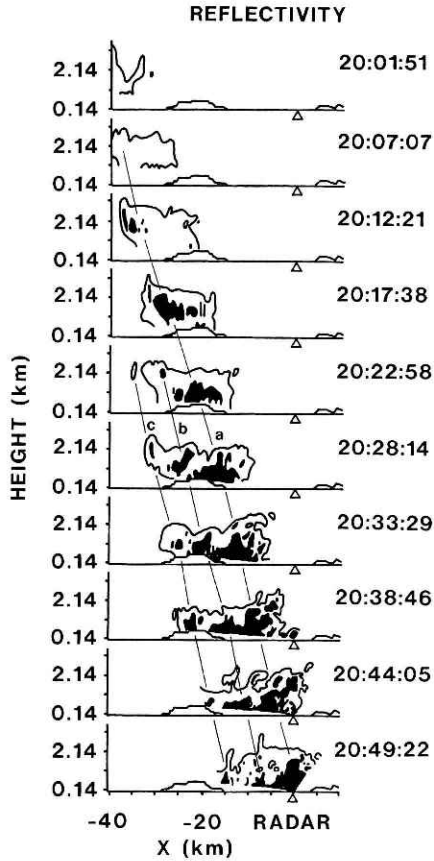


図11 エコーMの方位角 $295^{\circ}-115^{\circ}$ の鉛直面の時系列。等値線は14dBZe, 黒塗りは20dBZe以上。a, b, cと細線はセル状構造を追跡したもの。縦軸の表示は標高であり, 地形はこの鉛直面に沿う断面である。本文参照。

Fig.11 Time series of reflectivity of echo M on vertical plane in the direction of $AZ=295^{\circ}-115^{\circ}$. Contour line: 14dBZe, black area: more than 20dBZe. Thin lines nominated by a, b and c are trackings of cell-like structures. Ordinate is indicated in height above sea level. Topography is the cross section along this plane. See text.

ドと呼ぶ。バンドaは2007JSTにレーダーの観測範囲に入ったところから追跡できたがそれ以前に既にバンドとして形成されていたものと思われる。また、2012JSTまでは鉛直断面がエコーMの北の端をかすめていたため強いエコーが少なく、バンドbについてはこの鉛直面上まで伸びていなかったため2022JSTからしか追跡できなかった。このため、バンドの形成に関してはここでは議論しない。

バンドaは2017JSTから2028JSTまでの間に約1km降下していた。また、バンドbは2022JSTから2038JSTまでの間に、バンドcは2028JSTから2044JSTまでの間に約1.5km降下していた。降下していた場所はいずれも出羽丘陵上空であるが、特に風上斜面 ($X=-30\text{km}\sim-20\text{km}$) での降下が顕著であった。降下したバンドは出羽丘陵風下でX軸方向に広がった形態を取るようになったが、バンドとしての追跡は可能であった。高度1.5km (図10) では出羽丘陵風下で反射強度20dBZe以上の領域が減少していたが、これは反射強度の強い部分が高度1.5km以下に降下したためであったことが図11からわかる。一方、エコー頂付近ではバンド構造とは別の特異な形態が見られた。これについては4.3節で議論する。

レーダーより 115° 方向は仰角 18° 以下が影となってしまいが、レーダーの真上を境にエコー頂高度が低くなる傾向が見られた。このことは2月3日16JSTから21JSTまで平均した反射強度分布についても同様であり（中井, 1991）、明らかにその下の山岳地形（奥羽山脈）の影響と考えられる。

4. 考 察

4.1 丘陵上空の成層

図7で内陸に進むにつれてエコー頂高度のばらつきが少なくなることは個々のエコーの対流活動の弱まりを表すと考えられる。また、 $X=21\text{km}$ で相対的にエコー頂高度が低くなったことは、出羽丘陵稜線上において力学的に混合層の上限が低く押さえられた可能性を示唆するものである。

図8から得られるエコー頂高度の最頻値（ETmとする）と出羽丘陵の両側で同時放球したレーウインゾンデ観測の結果（図4；酒田1603JSTと鮭川1600JST）とを比較した。雲頂高度は相対湿度が急減し始める点で、混合層上限は気温のプロファイルが逆転し始める点で、逆転層上限は逆転の終わる点で定義した。酒田の雲頂高度 3.5km に対して $X=-31\text{km}$ のETmは 2.89km 、鮭川の雲頂高度 3.2km に対して $X=-11\text{km}$ のETmは 2.64km であり、その差はいずれも約 0.6km であった。また、酒田と鮭川のプロファイルにおいて雲頂と混合層上限の高度差、および逆転層の厚さはほぼ等しかった。すなわち、この事例において出羽丘陵の両側で明らかに変化していたのは降水粒子のある層の厚さであり、逆転層からエコー頂までの成層は変化していなかった可能性がある。雲頂とエコー頂との高度差が酒田と鮭川でほぼ等しかったことは、氷晶が成長して雪片や霰となるまでの鉛直距離が出羽丘陵の両側で平均的には等しかったことを意味する。

この事例では混合層の成層はわずかに安定で、強い対流の発達もみられなかったことから、ETmはこの高度の平均的な流れを比較的良くトレースしていると思われる。そこで、雲頂高度、混合層上限、逆転層上限の高度はETmと平行に変化をしていると仮定する。さらに、酒田から $X=-31\text{km}$ までの成層を酒田で放球されたゾンデ観測値で代表し、 $X=-11\text{km}$ から鮭川までを鮭川で放球されたゾンデ観測値で代表する。このような単純化を行うと、出羽丘陵上空の模式的な成層は図12のようになる。混合層上限と逆転層上限の高度は出羽丘陵上空で下方にへこみ、丘陵風下で再び高度が回復するパターンとなる。混合層の厚さは、出羽丘陵風上では 3.8km あったものが、出羽丘陵上空では 2.7km まで減少したと推定される。

4.2 降雪粒子の成長過程

解析したエコーを構成していたのはほとんどが降雪粒子であったと考えられる（3.2節）。

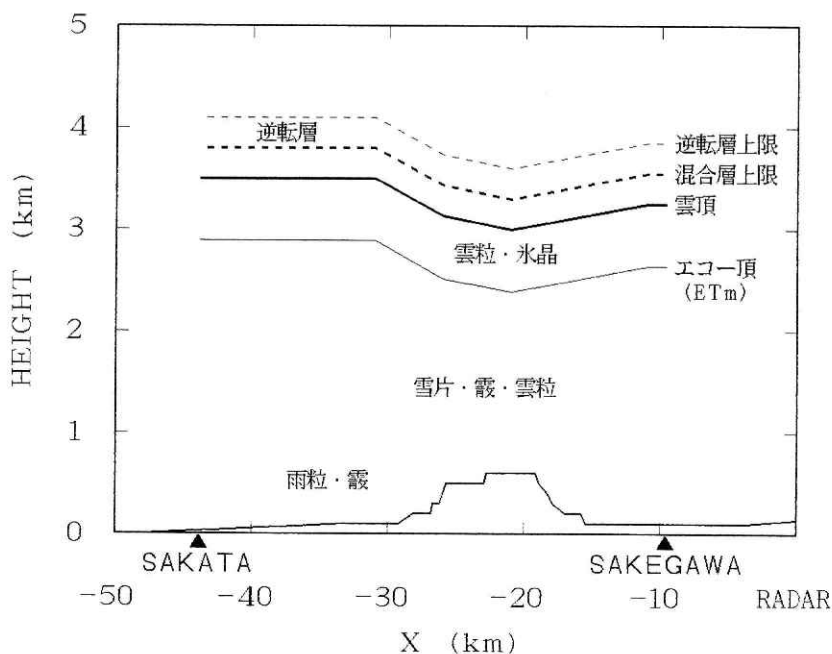


図12 出羽丘陵上空について推定した模式的な成層と降水粒子の分布。レーウィンゾンデ観測点の位置は方位角 $295^{\circ}-115^{\circ}$ の鉛直面に投影したもの、地形はこの鉛直面に沿う断面である。

Fig.12 Schematic stratification and hydrometeor ensemble above the Dewa Hills. Locations of rawinsonde launch sites are projected to the plane of $AZ=295^{\circ}-115^{\circ}$. Topography is the cross section along this plane.

この節では、その降雪粒子の成長について議論する。

2月3日16JSTから21JSTまでのエコーの解析から、 $X=-31\text{km}$ から $X=-21\text{km}$ の間では、エコー頂高度が低くなるにもかかわらずエコーの下部で反射強度が増加することが、全体的な傾向として示された(3.4節)。このことは、降水雲の対流活動が衰えていく中でエコー下部でのみ降雪粒子の成長があったことを示している。

一方、バンド構造を持つエコーMについての解析から、出羽丘陵風上斜面($X=-30\text{km}$ ～ $X=-25\text{km}$)で顕著なバンドの降下があったことが示され(3.5.2)小節)、その降下速度は 2m/s ～ 3m/s であった(バンドaの2017JST-2022JST, バンドcの2028JST-2033JST)。バンドの降下が同一の降雪粒子の集合の軌跡を表すとすれば、それは下向きの気流と降雪粒子の落下速度の和として表される。気流がETmに沿って流れていると仮定し、ETmの勾配とゾンデ観測による風速から計算したエコー頂付近の下向きの気流は、 $X=-31\text{km}$ から $X=-26\text{km}$ の間では約 1m/s であった。これがエコーの降下に寄与する下向きの気流であるとする、降雪粒子の落下速度は 1m/s ～ 2m/s と見積もられる。

雪片の落下速度は通常約 1m/s 、気温 0.5°C 以下における霰の落下速度は直径 1.5mm (conelike

typeとlump type)~2.5mm(hexagonal type)のもので2 m/s(Kajikawa, 1975)である。見積もられた落下速度と反射強度の増加とを考え合わせると、丘陵風上斜面上空で起こっていた雲物理過程としては、併合による雪片の形成ではなく雲粒付着成長による氷晶の霰化を考えたほうが妥当である。

混合層下部では、出羽丘陵の風上斜面で強制上昇が期待される。しかし、風上側の湿度は低く(図4, 酒田, 1603JST), 下層の空気が断熱上昇によって凝結するためには0.8kmから0.9km持ち上げられる必要がある。出羽丘陵の稜線の標高は0.6km程度であるので、雲のないところでは強制上昇による凝結は起こらない。しかし、雲のあるところでは混合層下部も飽和に近くなっていると思われ、強制上昇によって雲水量が増加し、エコー下部での降雪粒子の霰化が進んだことが反射強度の増加として現れたと考えることができる。

酒田の1603JSTのレーウィンゾンデ観測によると、高度1.3kmから2.3kmにかけては約0.2kmの断熱上昇で持ち上げ凝結高度に達する。しかし、ETmの勾配から丘陵風上斜面上の混合層上部では気流の鉛直成分は下向きであったと思われ、ここでの凝結による雲水量の増加は期待しにくい。むしろ、エコー上部では出羽丘陵による気流の変化に伴い雲内部の粒子の混合が激しくなり、既に存在した雲粒の氷晶に対する付着が促進されたことが考えられる。このようにして霰化した降水粒子が落下速度を増し、それがエコーの降下速度の増加として現れたのであろう。エコー下部まで落下した降雪粒子は、そこでさらに雲粒を捕捉して反射強度を増加させたと思われる。

4.3 エコーの形態に表れた山岳波

図11にみられるように、出羽丘陵稜線より風下では、エコーMの反射強度20dBZe以上の部分はほとんど高度1.5km以下まで降下していた(3.5.2)小節)。ここでのバンドの降下速度は約1 m/sであり、この段階では落下速度の大きい粒子は全て落下し、雪片など落下速度の小さい粒子のみが残っていたと思われる。降下したエコーの一部は丘陵風下において上方に伸びていたが(例えば図11の2033JSTのバンドa), その形態は明らかに対流によるものではなかった。むしろ、落下速度の小さい降雪粒子が出羽丘陵などの山岳地形によって形成された気流に流されていた可能性が高いと思われる。

図13に2月3日2028JSTの反射強度と水平風速の分布を重ね書きして示す。水平風速は、ドップラー速度から鉛直成分を無視し、2次元の仮定をして求めたものである。この面内でのエコーの移動速度は14.3m/sなので、エコーに相対的な風は実線で示した部分で右向き、破線で示した部分で左向きである。エコーMの前方で右向きの風は高度2.5km付近と高度1.5km付近の2本の流れに分かれており、高度2 km付近には左向きの風が入っていたことがわかる。

14dBZeの等値線で定義したエコーの最前部(以後、エコーヘッドと呼ぶ)の位置を重ね書

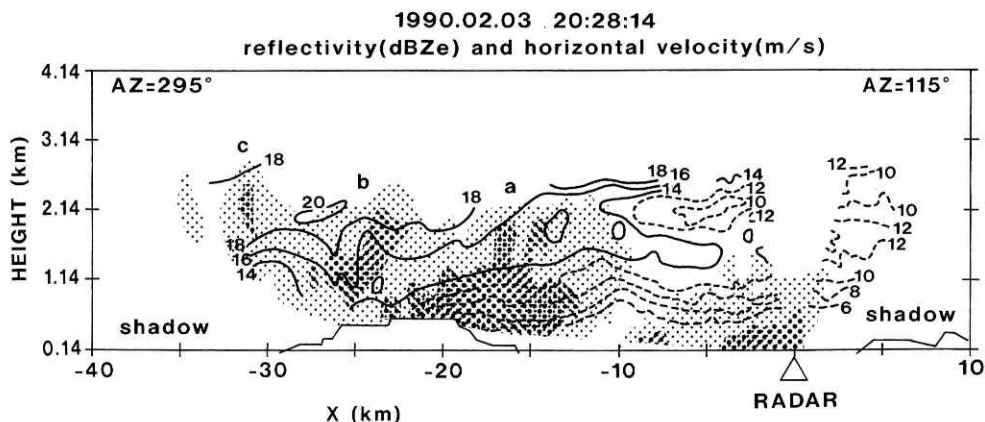


図13 1990年2月3日2028JSTの方位角295°-115°の鉛直断面。反射強度は10dBZe以上に薄い影をつけ、20dBZe以上に濃い影をつけて表す。水平風速は方位角115°方向(図中右向き)を正とし、2m/s毎に実線(14m/s以上)と破線(12m/s以下)で表す。

Fig.13 Distribution of reflectivity and horizontal velocity on the vertical plane of AZ=295°-115°. Echo areas more than 10dBZe are shown by light shading, and more than 20dBZe by heavy shading. Positive values of horizontal velocity represent airflow toward AZ=115° (rightward in the figure) and contour lines are drawn by 2m/s interval; solid line: ≥ 14 m/s, dashed line: ≤ 12 m/s.

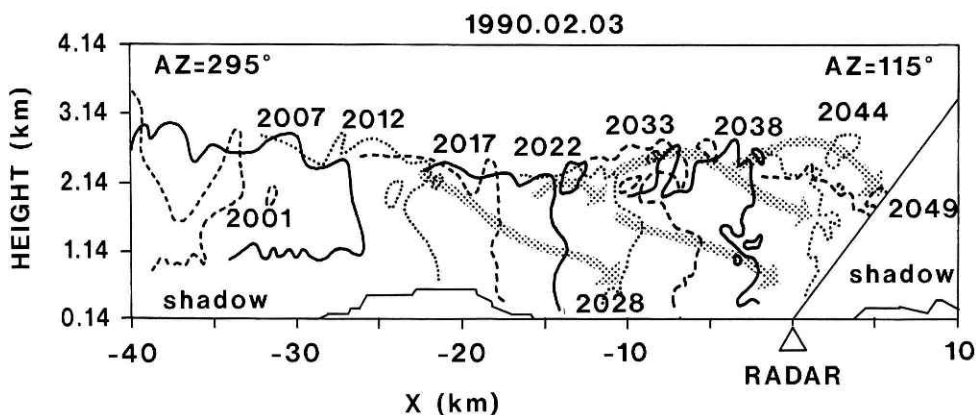


図14 エコーMの「エコーヘッド」の時間変化。破線：2001JST, 2017JST, 2033JST, 2049JST。実線：2007JST, 2022JST, 2038JST。点線：2012JST, 2028JST, 2044JST。本文参照。

Fig.14 Temporal variation of 'echo head' of echo M. Dashed line: 2001JST, 2017JST, 2033JST, 2049JST; solid line: 2007JST, 2022JST, 2038JST; dotted line: 2012JST, 2028JST, 2044JST. See text.

きしたものを図14に示す。2033JSTのエコーヘッドは高度2.5kmと高度1.5kmで前方に張り出しており、この場所は図13でエコーに相対的に右向きの風の吹いていた場所と一致する。従って、このようなエコーヘッドの形態の変化は、降雪粒子が気流に流された結果と考えられる。

エコーヘッドの形態から降雪粒子の動きを推定したところ(図14, 太矢印), 高度2 km付近から上方への動きと下方への動きが解析された。上方への動きは数百メートル上昇した後には下降するというパターンが約6.8 km間隔で繰り返されており, 山岳地形により形成された気流を反映したものと思われる。下方への動きは高度1.5 km付近で水平成分が大きくなっており, 上方への気流に乗らずに落下した降雪粒子が図13に示した風に流されていたと思われる。降雪粒子の動きがこのように上下に別れたことは, エコーの移動につれて降雪粒子の分別が繰り返し起こっていたことを示唆する。

エコー内の降雪粒子の分別はTakeda et al.(1982)によっても指摘されている。彼らによると, エコーの海岸への接近に伴ってエコーの一部が反射強度の増加と降下を起こし, 残りの部分は一旦上昇した後に反射強度を増しながら降下していた。前者では霰, 後者では雪片が地上で観測されており, 霰化した降雪粒子が気塊から下へ抜け落ちることによって残りの部分が浮力を稼いだと推定されている。

本報告の解析事例で起こっていた現象は, 彼らの事例と同一の部分と異なる部分がある。本報告の事例では最初のエコーの降下は降雪粒子の霰化の結果として起こったものであったと考えられたが, その後の降雪粒子の動きは彼らの事例とは異なり, 山岳波の存在を示唆するものである。

エコーの形態が山岳波によるものとする, その波長は6.8 kmで風下に少なくとも20 kmは減衰せずに伝わっている。2次元鉛直面内の山岳波の振る舞いは, その波数の2乗(k^2)とScorerのパラメーター(ℓ^2)との大小関係によって大きく変わることが知られている(Appendix参照)。ここでは簡単のため水蒸気等の影響は考慮せず, $\ell^2 = \beta g / U^2$ とし, 方位角295°の鉛直面について, 最も基本的なものである ℓ^2 の高度変化と山岳波との関係について述べる。

波長6.8 kmの波から k^2 を求めると, $k^2 = 0.85 \times 10^{-6} (\text{m}^{-2})$ となる。鮭川における2033 JSTの観測によると, この時混合層上部ではほぼ中立または弱い安定成層であり, 逆転層の厚さは0.3 km, その上の成層は安定であった。逆転層の ℓ^2 の値は $1.5 \times 10^{-6} (\text{m}^{-2})$ で明らかに $\ell^2 > k^2$ であり, その上下の層ではいずれも $\ell^2 < k^2$ となっていた。しかし, 混合層では風速が小さくなるためしばしば $\ell^2 > k^2$ となっていた。

山岳波と思われるエコーが解析されたのは高度2 km~2.5 kmであるので, 出羽丘陵によって作られた山岳波は, 混合層を鉛直にこの高度まで伝わったことになる。混合層ではしばしば $\ell^2 > k^2$ となっており, この山岳波は逆転層まではあまり減衰せずに伝わっていると考えられる。逆転層より上は対流圏界面まで $\ell^2 < k^2$ の層が続いていたと考えられる。この成層はScorer(1949)が示した風下波の形成に必要な条件(Appendix参照)をある程度満たしている。従って, 出羽丘陵によって発生した波のかなりの部分は逆転層以下の層にトラップされ, その結果風下に尾を曳く山岳波が形成されたものと思われる。

5. ま と め

標高約0.6kmで2次元的な形態をした出羽丘陵の上空を通過した1990年冬期の降水雲について、ドップラーレーダーとレーウィンゾンデを用いて観測し、そのうち寒冷前線の通過に伴って観測されたエコーについて解析を行った。

レーダーエコーの多くは直径50km程度の大きさを持ち、ほぼ一定の速度で出羽丘陵上空を通過した。全体的な特徴として、出羽丘陵上空でエコーが降下することとエコー下部で反射強度が増加することが見出された。これらのエコーのうち、詳細に解析したエコーMでは鉛直断面にバンド状の構造が見られ、そのバンドが出羽丘陵上空で降下していた。出羽丘陵風下ではバンドは水平に広がったが、バンドとしてのまとまりは維持されていた。

エコーの時間高度断面の解析から平均的なエコー頂高度(ETm)を求めたところ、ETmは出羽丘陵上空で低くなり、風下でまた回復するという変化を示した。混合層上限の高度もこれと平行に変化していると仮定すると、混合層の厚さは出羽丘陵風上の3.8kmから出羽丘陵上空では2.7kmまで減少したと推定された。この状態は少なくとも解析した5時間の間維持されていた。

出羽丘陵風下においてエコーMにはバンド構造とは別の特徴的な形態が現れた。この形態を追跡した結果、エコー頂付近に波長約6.8kmの波動状の動きが解析され、それは落下速度が小さいため分別を受けて残った降雪粒子が山岳波に流されて形成されたものと解釈された。このときの成層が波長6.8kmの山岳波に対してどのような影響を持っていたかを線形理論にあてはめて調べたところ、この山岳波が逆転層以下の層で風下に尾を曳く性質を持つことが示され、エコーの形態にみられた風下波の存在を裏付けることができた。

本報告では出羽丘陵上空で混合層上限の高度が低くなる可能性、降雪粒子の落下速度の増加によるエコー頂高度の低下、山岳波の発生について議論したが、このそれぞれは相互に関係のあるプロセスのはずである。その関係を明らかにするためには、デュアルドップラーレーダー観測、丘陵風上の麓からのレーウィンゾンデの飛揚、地上降雪粒子の観測などにより、推測、仮定した内容を検証していくことが必要であろう。また、その解析に当たっては、力学の理論、数値解析の結果との比較が必要である。特に混合層の厚さの変化などは観測からは広範囲に得ることが難しく、デュアルドップラーレーダーのデータから3次元的な気流を得るためにもこれらは必要となるように思われる。

4.3節で引用した山岳波の理論は線形定常、かつ凝結を含まないものである。本報告では内陸の山岳地形上における冬期の降水雲の振る舞いを山越え気流と関係づける試みの最初のものとして、エコーの形態と最も単純な山岳波の理論との対応付けを行った。しかし、降水雲の中には落下速度を持つ降水粒子と降水雲生来の気流構造があり、その中で水蒸気の凝結、降雪粒子の雲粒付着成長などが起きている。凝結のある理論および数値解との対応づけは

今後に残された課題である。

本報告での山岳波および降雪粒子の動きの解析は、全て2次元を仮定して行っている。3次元的な解析は、特にドップラー速度データを扱う場合には処理上の誤差に注意を払う必要がある。現在そのあたりの問題を解決しつつ解析を進めている。なお、風速、水平発散、鉛直流などの2次元的な解析は並行して行っており、それらの特徴については次の論文で発表する予定である。

謝 辞

新庄市役所、鮭川村役場および建設省酒田工事事務所からは観測場所の提供と観測実行上の便宜を図っていただきました。深く感謝致します。気象研究所の松尾敬世室長からは多くの有益な助言と励ましを頂きました。防災科学技術研究所の真木雅之氏からは解析上有益な助言を頂きました。同研究所の岩波越氏からは原稿について丁寧なコメントを頂きました。観測に当たっては同研究所の中村秀臣氏、八木鶴平氏および新庄雪氷防災研究支所の方々に、データ処理については同研究所先端解析技術研究部の方々に、気象庁現業データの利用については気象研究所の水野量氏および山田芳則氏にそれぞれお世話になりました。記して謝意を表します。データ処理には主に防災科学技術研究所のACOS830を使用しました。この研究は科学技術振興調整費「降積雪対策技術の高度化に関する研究」によるものです。

Appendix

2次元の山岳波については線形理論や数値解析によってかなり調べられており、Scorerのパラメーター(ℓ^2)は山岳波の振る舞いについての最も基本的なパラメーターとして用いられている。変数は全て山岳地形に乱されない基本場の成層についてのもので、水平方向に一様と考える。式で表すと、

$$\ell^2(z) = \frac{\beta g}{U^2} + \frac{S}{U} \frac{\partial U}{\partial z} - \frac{1}{4} S^2 + \frac{1}{2} \frac{\partial S}{\partial z} - \frac{1}{U} \frac{\partial^2 U}{\partial z^2}$$

ここで、 g は重力加速度、 U は水平風速、 z は高度である。 β は大気の安定度であり、温位を Θ とすると、

$$\beta = \frac{1}{\Theta} \frac{d\Theta}{dz}$$

S は大気の密度を ρ とすると、

$$S = \frac{d}{dz} \ln \rho(z)$$

通常、 ℓ^2 は風速に対する浮力の大きさを表す第1項が卓越する(Scorer, 1949). 波数 k を持つ山岳波の高度 z における基本的な振る舞いは、 k^2 とその高度の ℓ^2 の大小関係によって大きく異なる。 $\ell^2 > k^2$ である場合、その高度でこの山岳波は鉛直方向に減衰せずに伝播することができ、その位相は鉛直方向にずれることがある。 $\ell^2 < k^2$ である場合、その高度で山岳波は鉛直方向に減衰し、位相のずれはない。具体的に ℓ^2 の高度変化を与えて山岳波を求めた場合、その全体的な特徴は ℓ^2 の高度変化、山岳地形、上部境界条件などによって異なってくる。風下に減衰せずに長く伝わる山岳波(風下波; trapped lee wave)が形成されるためには、 ℓ^2 が下層で大きく上層で急激に小さくなるという成層が必要であることがScorer(1949)によって理論的に示されている。

参考文献

- 1) Asai, T. and Y. Miura (1981): An analytical study of meso-scale vortex-like disturbances observed around Wakasa Bay area. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 832-843.
- 2) Bergeron, T. (1965): On the low-level redistribution of atmospheric water caused by orography. Supplementary Proceedings, International Conference on Cloud Physics, Tokyo, May 1965, 96-100.
- 3) Fujiyoshi, Y., M. Ohi and G. Wakahama (1991): Three-dimensional display of radar echoes using the technique of marching cubes. J. Atmos. Oceanic Technol., 8, 869-872.
- 4) Fujiyoshi, Y., K. Tsuboki, S. Satoh and G. Wakahama (1992): Three-dimensional radar echo structure of a snow band formed on the lee side of a mountain. J. Meteor. Soc. Japan, 70, 11-24.
- 5) Harimaya, T. and K. Tobizuka (1988): Enhancement of rainfall by the orographic effect: A case study. Natural Disast. Sci., 10, no.2, 13-24.
- 6) Ishihara, M., H. Sakakibara and Z. Yanagisawa (1989): Doppler radar analysis of the structure of mesoscale snow bands developed between the winter monsoon and the land breeze. J. Meteor. Soc. Japan, 67, 503-520.
- 7) Iwanami, K., K. Kikuchi and T. Taniguchi (1988): A possible rainfall mechanism in the Orofure Mountain Range Hokkaido, Japan. — The rainfall enhancement by a two-layer cloud structure —. J. Meteor. Soc. Japan, 66, 497-504.
- 8) 科学技術庁研究開発局 (1992): 科学技術振興調整費 降積雪対策技術の高度化に関する研究 (第I期) 成果報告書 (印刷中).
- 9) Kajikawa, M. (1975): Measurement of falling velocity of individual graupel particles. J. Meteor. Soc. Japan, 53, 476-481.
- 10) Kobayashi, F., K. Kikuchi and H. Uyeda (1989): A mesocyclone generated in snow clouds observed by radar on the west coast of Hokkaido Island, Japan. J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII(Geophysics), 8, 381-396.
- 11) 真木雅之・中井専人・八木鶴平・中村秀臣 (1992): 吹雪のドップラーレーダー観測: Lモード降雪雲のケース. 天気(投稿中).
- 12) 真木雅之・大倉博・御子柴正 (1992): ドップラーレーダーデータ処理への3次元コンピュータグラフィックスの利用. 防災科学技術研究所研究報告, no.49, 53-64.
- 13) Maki, M., T. Yagi and S. Nakai (1989): The Doppler radar of NRCDP and observations of meso-scale weather systems. Rep. Natl. Res. Cent. Disast. Prev., no.44, 61-79.
- 14) 中井専人 (1991): 1990年2月3日の寒冷前線の通過時に出現した降雪エコーの内陸における特徴. 日本気象学会講演予稿集, 60, A302.
- 15) 中井専人・真木雅之・八木鶴平 (1990): 降雪雲の地形による変質のドップラーレーダー観測 — 1989年の観測内容と地形によって強化された降雪の事例 —. 国立防災科学技術センター研究報告, No.45, 1-16.

- 16) Parsons, D. B. and P. V. Hobbs (1983) : The mesoscale and microscale structure and organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. IX: Some effects of orography on rainbands. *J. Atmos. Sci.*, 40, 1930-1949.
- 17) Rauber, R. M. (1992) : Microphysical structure and evolution of a central Sierra Nevada orographic cloud system. *J. Appl. Meteor.*, 31, 3-24.
- 18) Scorer, R. S. (1949) : Theory of lee waves of mountains. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 75, 41-56.
- 19) Takeda, T., K. Isono, M. Wada, Y. Ishizaka, K. Okada, Y. Fujiyoshi, M. Maruyama, Y. Izawa and K. Nagaya (1982) : Modification of convective snow—clouds in landing the Japan Sea coastal region. *J. Meteor. Soc. Japan*, 60, 967-977.
- 20) Takeda, T. and K. Takase (1980) : Radar observation of rainfall system modified by orographic effects. *J. Meteor. Soc. Japan*, 58, 500—516.
- 21) Tsuboki, K., Y. Fujiyoshi, G. Wakahama (1989) : Doppler radar observation of convergence band cloud formed on the west coast of Hokkaido Island. II: cold frontal type. *J. Meteor. Soc. Japan*, 67, 985-999.
- 22) Uyeda, H. and T. Yagi (1987): Radar observations of snowfalls in 1985 over the Shinjo Basin -vertical scanning-. *J. Fac. Sci., Hokkaido Univ., Ser. VII(Geophysics)*, 8, 121-136.

(1992年7月28日 原稿受理)