

中越地方の降雪予測に関する基礎的研究

Basic Study on Snowfall Forecasting in the Chuetsu District

長岡技術科学大学 建設系 小 池 俊 雄 Tosio KOIKE
長岡技術科学大学 建設系 後 藤 巖 Iwao GOTŌ
東京大学 生産技術研究所 沖 大 幹 Taikan OKI
長岡技術科学大学 大学院 桜 庭 孝 一 Kōichi SAKURABA

Snow surveys just after snowfall events and radar observations have been conducted to study the snowfall distribution in the Chuetsu district, Niigata, Japan. It was shown that the snowfall distribution is mostly dominated by orographical factors - the main effect being that of ground-forced-induced ascending current of air. A three-dimensional numerical model of the atmosphere incorporating orography was used to estimate the regions where the ascending current of air can occur. They are in a good correspondence with the snowfall regions derived from radar data.

Keywords: snowfall distribution, orographic effect, radar, numerical model

1. はじめに

雪崩・交通障害などの災害をもたらす降雪は、同時に貴重な水資源でもあり、世界でも類を見ない豪雪地帯を有するわが国においては、降雪の時・空間分布特性を明らかにし、その上で降雪予測システムを構築することが重要な課題となる。本稿はその基礎研究として、図1. に示す新潟県中越地方において1989年1月～3月に実施した降雪地上観測より、日本海海岸線から越後山脈にわたる線的な領域の降雪量の空間分布特性を検討するとともに、同地域に設置された建設省北陸地方建設局薬師岳レーダーデータを用いて降雪量の面的な空間分布特性を検討することを目的としている。さらに、地形性豪雨域検出のために開発された乾燥大気の数値モデル¹⁾を使い、気象条件の違いによる地形性上昇域を表現し、降雪域や降雪強度の変動特性を検討する。

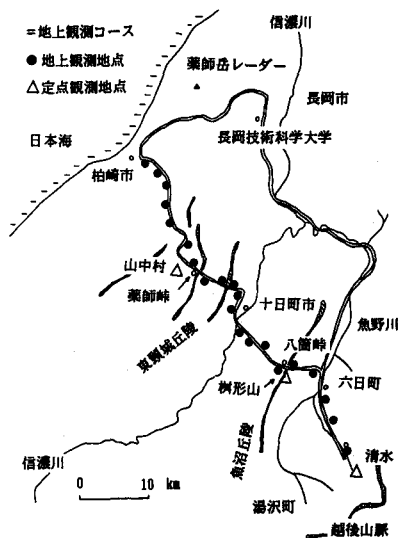


図1. 降雪地上観測位置図

2. 降雪量の空間分布特性の検討方法

(1) 地上観測

図1. に示す長岡～柏崎～十日町～六日町～清水～六日町～長岡の調査コース内の21ヶ所に降雪量の観測地点を設け、一降雪毎に各地点で新雪深、新雪密度を測定した。新雪深は前回の調査時にスプレーペイントでマークした旧雪面から新雪面までの高さとし、新雪密度はアクリル製の円筒サンプラー(断面積 50cm²)で測定した。また、気温・湿度・風速の各センサーとソーラーパネル・RAMパック式記録計を組みあわせた気象観測器(CTIサイエンスシステム社製)を、図1. に示す調査コース上の山中村(300m)・山形山(749m)・清水(820m)に設置して定点観測を実施した。

(2) レーダー観測

長岡技術科学大学構内における筆者らの降雪粒径分布観測結果より得られたレーダー反射因子 Z -降雪強度 R 関係の定数 B , $\beta^{2)}$ と設定値であるレーダー定数 C を用いて, 建設省薬師岳レーダーによる受信電力から降雪強度を求め, これを対象とする降雪期間で積分し, 地上降雪量と比較した. さらに, 緯度・経度方向各 $30''$ メッシュに座標変換した 5分毎のレーダー反射強度値から降雪域の短時間的な発達特性を検討し, レーダー反射強度の観測値の積分値から, 一降雪毎の空間分布特性を検討した.

(3) 大気数値モデルによるシュミレーション

強降雪域と大気的地形性上昇域との関係を調べるために, 三次元モデルによるシュミレーションを行った. モデルの支配方程式¹⁾は, 表1に示される地球の曲率を無視した局所座標系のプリミティブ方程式であり, 国土数値情報を取り込むために, x 軸を東西方向, y 軸を南北方向, 鉛直座標には σ 座標系を

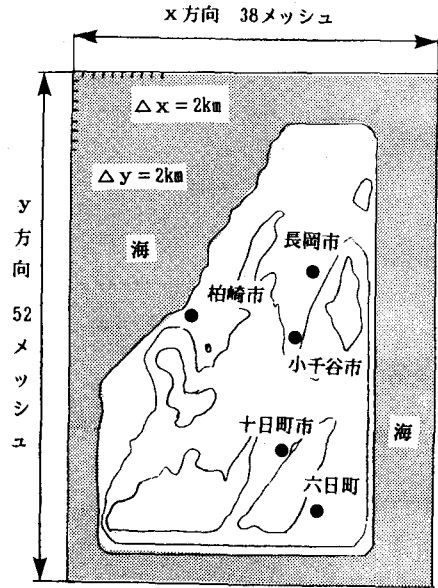


図2. 境界条件

表1. 大気数値モデルの支配方程式

運動方程式	[記号]
$\frac{d\pi u}{dt} = f\pi v - \pi \frac{\partial \phi}{\partial x} - \pi \sigma \alpha \frac{\partial \pi}{\partial x}$	u, v, σ : x, y, σ 軸方向の速度 ($m/s, m/s, 1/s$)
$\frac{d\pi v}{dt} = -f\pi u - \pi \frac{\partial \phi}{\partial y} - \pi \sigma \alpha \frac{\partial \pi}{\partial y}$	p_t : モデル上端気圧 (Pa)
静力学的平衡	p_s : 地上気圧 (Pa)
$\delta \phi = -\pi \frac{RT}{p} \delta \sigma = -RT (\ln p)$	p : 気圧 (Pa)
連続式	T : 気温 (K)
$\frac{\partial \pi}{\partial t} = - \int_0^1 \frac{\partial \pi u}{\partial x} + \frac{\partial \pi v}{\partial y} d\sigma$	ϕ : ジオポテンシャル ($gpm = m^2/s^2$)
熱力学方程式	α : 比容 (m^3/g)
$\frac{d\pi C_p T}{dt} = \pi \omega \alpha$	[物理定数]
鉛直気圧速度	R : 気体定数 乾燥大気 $287.05 m^2/s^2 K$
$\omega = \frac{d p}{dt} = \pi \dot{\sigma} + \sigma \left[\frac{\partial \pi}{\partial t} + u \frac{\partial \pi}{\partial x} + v \frac{\partial \pi}{\partial y} \right]$	C_p : 定圧比熱 乾燥大気 $1005 m^2/s^2 K$
$p \alpha = RT$	f : コリオリパラメータ 7.292115×10^{-5}
ただし, 微分は連続式を考慮して	g : 重力加速度 $9.80665 m/s^2$
$\frac{dX}{dt} = \frac{\partial X}{\partial t} + \frac{\partial X u}{\partial x} + \frac{\partial X v}{\partial y} + \frac{\partial X \sigma}{\partial \sigma}$	
鉛直座標は	
$\sigma = \frac{p - p_t}{\pi}, \quad \pi = p_s - p_t$	

採用した。空間差分には中央差分を用い、時間積分には松野スキームを用いた。境界条件は、水平グリット間隔 $\Delta x = \Delta y = 2\text{km}$ で、 x 方向38メッシュ、 y 方向52メッシュとし、今回は北風から西風を考えているので、南側と東側を切り、図2.のように、周りを海にし対象領域が島になるようにした。さらに、地形の高周波成分の影響を取り除くために国土数値情報3次メッシュ標高データに対してスムージングを行った。 σ 方向は地上気圧から上端気圧(100mb)まで20層にした。積分条件は、積分間隔 $\Delta t = 2\text{s}$ で、積分回数30回(積分時間にして1分)である。

3. 結果と考察

(1) 地上観測による降雪量分布特性

1989年1月～3月 は記録的な小雪であったために、降雪地上観測回数は2回のみであった。新雪密度は $0.1 \sim 0.17\text{g/cm}^3$ の範囲であり、2期間の降雪水当量分布を海岸線からの距離-標高座標平面上にプロットして、図3. (a), (b)に示す。図のいずれの期間も、薬師峠(距離約20km)、八箇峠(距離約40km)、清水(距離約60km)の地点で降雪水当量がピークとなっていることがわかる。上陸してから水蒸気の供給がない雪雲がそれ自身だけのじょう乱で図3.に示されるような降雪量分布を与えることは考えられず、日本海側から移動してきた雪雲が、それぞれ薬師峠では東頸城丘陵、八箇峠では魚沼丘陵、清水では越後山脈による地形性の強制上昇を受けた結果であると考えられる。なお、降雪期間中、定点観測地点山中村では、ほぼ気温 -2.0°C 、湿度100%、風速 2.5m/s 程度であった。

(2) レーダー観測による降雪量分布特性

図4. (a), (b) は、それぞれ地上降雪水当量とレーダー反射因子から計算される密度換算を含まない降雪相当量²⁾を海岸線からの距離と標高との関係で示したものである。なおレーダーによる算定結果に42km以降の値が示されていないのは40km付近の値が小さいのは、地形による電磁波の遮蔽があるためである。この算定では、文献2)でも指摘された降雪粒子の誘電率変化の影響が含まれてられず、また空中での降雪粒子の密度の取扱いも不明であるため、定量的な検討はできないが、降雪強度のピーク位置が水平距離2～3kmで地上とほぼ一致しており、レーダーデータが降雪量の空間分布の相対的な指標となることが示された。

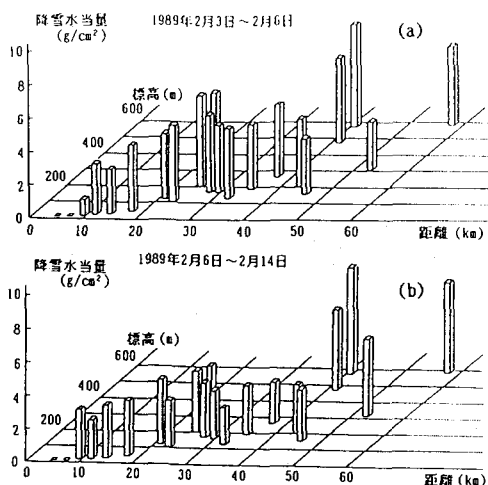


図3. (a), (b) 地上観測による降雪水当量

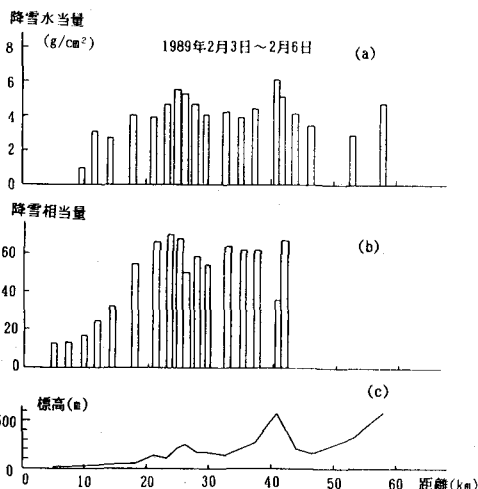


図4. (a) 地上観測による降雪水当量
(b) レーダーによる降雪相当量
(c) 地上観測コースの標高

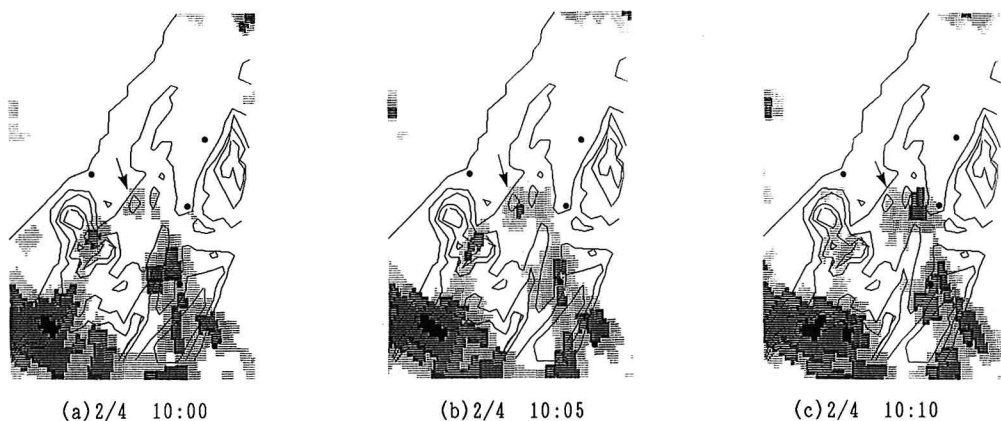


図5. 5分毎のレーダー反射強度図

図5. (a), (b), (c) は、1989年2月4日10時～10時10分の5分毎のレーダー画の変化を示しており、矢印の雪雲が東頸城丘陵を越えていく間に降雪域が広がり、降雪強度が強くなっていることがわかる。この図は短期的な地形効果を示している。一方、図6. は、5分毎のレーダー反射強度の値を1988年12月28日13時～23時で積分した値（濃い領域が強降雪域）を示している。12月28日は西北西～北西から雪雲が流入し、その流下方向に強降雪域が出現しており、特に東頸城丘陵と魚沼丘陵で強くなっている。この図では、海上での雪雲の反射強度が相対的に上陸後の反射強度より小さく、雪雲が上陸してから地形の影響によって発達した結果であると考えられる。

以上のようにレーダー観測により、短期的（5分間隔）にも長期的（一降雪毎）にも、降雪分布が地形の影響を強く受けていることが示された。

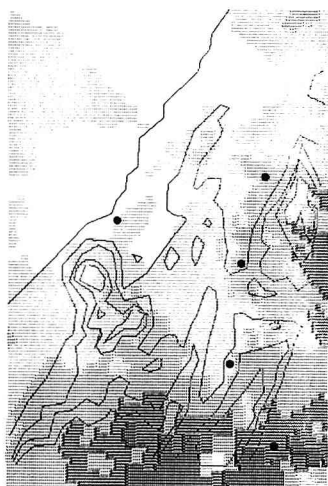


図6. レーダー反射強度積分値
(1988年12月28日13時～23時)

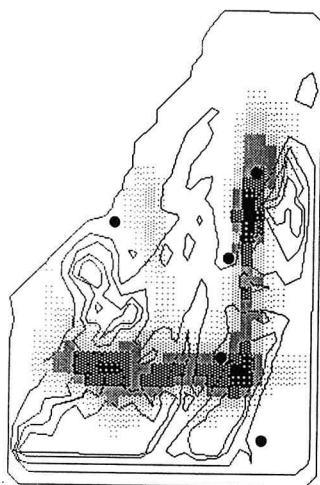


図7. 大気数値モデルによる
地形性上昇域(12月28日)

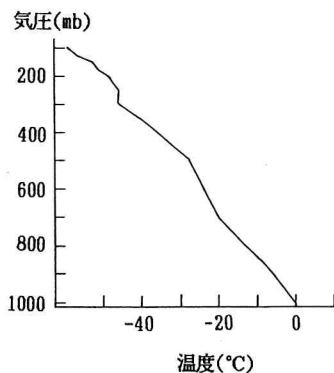


図8. 補間高層温度分布図
(12月28日9時)

(3)大気数値モデルによる降雪量分布のシュミレーション

強降雪域の出現は、日本海から進入する雪雲の分布だけでなく、(1),(2)のように地形の影響を強く受ける。そこでここでは、地形の影響の一つとして地形性上昇域を取り上げ、大気数値モデルを用いてその分布を算定し、レーダーデータと比較した。まず、1988年12月28日9時の輪島、秋田、館野の高層データを距離で補間して初期条件として全メッシュに割当て、上昇域を計算した。図7.はその結果を示しており、図6.と比較すると、どちらも東頸城丘陵と魚沼丘陵でそれぞれ強制上昇域、強降雪域が出現しており、良い一致をみる。なお、図8.は12月28日9時の補間高層温度分布図である。

表2. 初期条件

温度分布	風速分布
地表面温度 273.15K	風速 5m/s
気温減率 0.0065K/m	風向 (a)北
(対流圏)	(b)北西
0K/m	(c)西
(成層圏)	一様風

そこで風向および安定成層下面の高さが降雪量分布に与える影響を調べるために、地形性上昇域のシュミレーションを行った。図9. (a), (b), (c)は、表2の条件によるそれぞれ北、北西、西風時の850mbでの地形性上昇域の算定結果を示している。どれも東頸城丘陵と魚沼丘陵に強上昇域が出現しているが、西風の場合が相対的に北、北西風より上昇速度が小さい傾向にある。

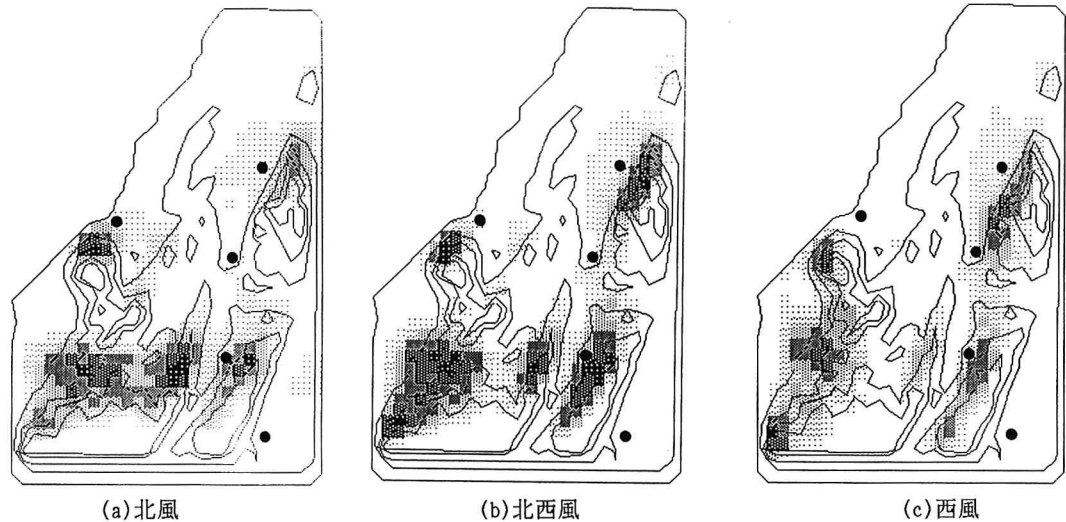


図9. 風向別の地形性上昇域

図10. (a), (b), (c)は、安定成層の出現が顕著であった1989年2月3日9時の高層データ（輪島、秋田、館野を補間）に対して安定成層下面の高さを図11. (a), (b), (c)のように上下させた場合の地形性上昇域図を示している。この3つを比較すると安定成層下面を下げた場合が上昇速度が少し強くなる傾向があるが、地形性上昇域にはほとんど影響しないことが示された。

4. まとめ

降雪の現地観測、レーダー観測、大気数値モデルによるシュミレーションから以下のことが示された。

(1)降雪水量は山越えの時にピークになっている。これは地形による強制上昇の影響であると考えられる。

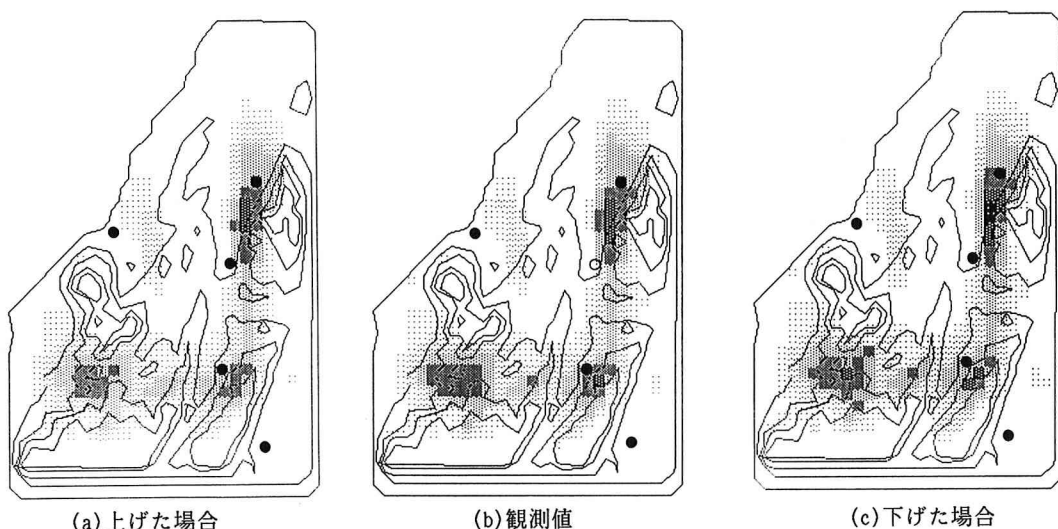


図10. 安定成層下面を上下させた時の地形性上昇域図

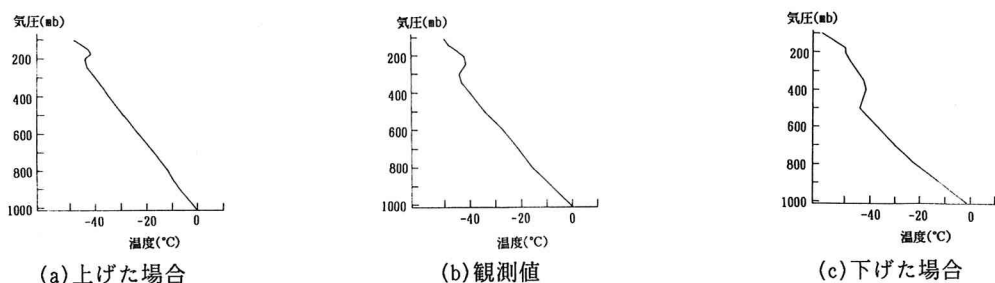


図11. 安定成層下面を上下させた時の温度分布図

- (2) レーダー観測は降雪量の相対的指標となり、降雪量の面的な分布の短時間変動、長時間変動が捕らえられる。
- (3) 大気数値モデルにより得られた地形性上昇域は1989年12月28日のレーダー観測による降雪分布とよく一致していた。
- (4) 大気数値モデルにより、風向や安定成層下面の高さの違いによって、地形性上昇域の出現特性が示された。

謝辞 本研究は、文部省科学研究費補助金重点領域研究「陸域における水循環過程の解明」(代表：近藤純正)による。また、貴重なレーダーデータを提供して頂いた建設省北陸地方建設局信濃川工事事務所ならびに(財)河川情報センター、並びに、気象観測に際して御協力頂いた(株)CTIサイエンスシステム社に感謝の意を表する。

参考文献

- 1) 沖大幹・虫明功臣・小池俊雄：地形と風向による豪雨時の降水分布の推定，土木学会論文集Ⅱ-13，1990，掲載予定。
- 2) 中本聖一郎・桜庭孝一・小池俊雄・後藤蔵：降雪時の粒径分布及び誘電率に関する研究，土木学会第44回年次学術講演会概要集Ⅱ，pp. 88-89，1989。