

II-10

1995年度を事例とした石狩湾周辺の降雪の
ARPSによる検討

北海道大学 学生員 畑端良一

北海道大学 正員 中山恵介

1. はじめに

洪水等に代表される災害を防ぐため、流出予測を精度よく、長時間にわたって行なう必要がある。降雨が与えられた場合の流出予測において、様々な予測手法が存在するが、現在、精度よいリードタイムはおよそ3時間程度である。そのため、より長いリードタイムを得るためには、降雨強度予測を行なう必要がある。これまで降雨強度予測を行なうために多くの研究が行なわれており、例えば、レーダにより得られた降雨強度域の推移が主として移流により行われ、その際、偽湿潤断熱仮定が成り立つとしたもの、ニューロを利用してパターン認識により降雨域の予測を行なおうとしたもの、が存在する。これらは、移流が卓越した場合には高精度の予測結果を得ることが出来るが、減衰、発達が卓越する場での予測精度はよくない。

そこで、本研究では、オクラホマ大学において開発された気象モデルARPSを用いて、降雨、降雪予測を行なうための予備計算として、石狩湾周辺を対象とした1995年度の降雪時の大気の状態を条件に再現計算を行ない、検討を行なう。

2. モデルの概略

(1) ARPSおよび計算条件

ARPS (Advanced Regional Prediction System) は圧縮性、非静水圧の条件下で、乱流モデルを用いて流れを解き、微物理過程はKesslerを基としたTao and Simpsonの考えを導入したものである。微物理過程では、6つの水物質(水蒸気、雲水、雨水、雲氷、雪、雹)の混合比が考慮されている。乱流モデルには、1.5次乱流クロージャーを用い、コリオリ力、長波放射は省略した。

図-1に計算に用いた地形を示す。冬期、石狩湾周辺を起因として発生する雪雲が多いことから、石狩湾を包括する領域を計算に用いた。計算領域は150km × 120km × 8km、メッシュ数を50 × 40 × 19、メッシュ間隔を $dx=3\text{km}$ 、 $dy=3\text{km}$ 、 dz は地表付近を小さくし高度が増すごとに大きくなるようにし、その平均を0.4kmとした。



図-1 計算に用いた地形図

(2) 初期条件と境界条件

初期条件は、ラジオゾンデによる実測値を用いた。その際、それぞれの得られた高度における温位、水蒸気の混合比、東西方向の風速、南北方向の風速を計算し、これを計算領域水平面におけるの平均値として一様に与え、初期値とした。境界条件には、上端と下端面において、固定壁型を適用した。この条

件では鏡面型の境界条件が課され、上端面・下端面(地面)では $w=0$ 、その他の量はすべて壁に対して対称である。また、移流・混合項は0である。側面境界条件においては、開境界条件を適用した。この条件ではモデル内の境界に垂直な速度成分に関しては、最小の反射で、自由に境界を通過できるようにした。また、境界に平行な速度成分、温位、水蒸気混合比等、他の量に対しては、内部と同じ基礎方程式を用いて、境界上の量の計算を行なう。

3. 1996年1月9日0:00-6:00におけるレーダ観測結果と大気の状態

本研究で用いた大気の状態には、小樽に戦後観測史上最大の降雪をもたらした日である1996年1月9日の直前の1996年1月8日21:00におけるラジオゾンデ観測データを用いた。図-2に、計算に用いた8日21:00の温位、相当温位、飽和相当温位、風速、風向の鉛直分布図を示す。ここで、温位、相当温位、飽和相当温位のグラフに着目すると高度約1000mのところで相当温位と飽和相当温位が一致し、それ以降ほぼ飽和状態を示しており、それ以下でも飽和に近い大気の状態を示している。相当温位においては、高度3000mのところまで直立に近く、中立不安定であることが分かる。全体として飽和に近い状態であり、地形性の上昇流などが与えられた場合に、雪雲が生じやすい状態であることが分かる。

また風向のグラフに着目すると、初期条件では下層(高度約1500m以下)では北西風が卓越し、上層では南西風が卓越している。このように、風向が高さとともに変化し、上層での風向が北西から南東の方向に直交した場合、そのせん断の方向に平行なTモード筋状雲が形成されやすい。このTモード筋状雲は、上述の通り下層風向に対してほぼ直行に走行する雲であり、発達したときには上陸した地域に大雪をもたらすことが知られている¹⁾。

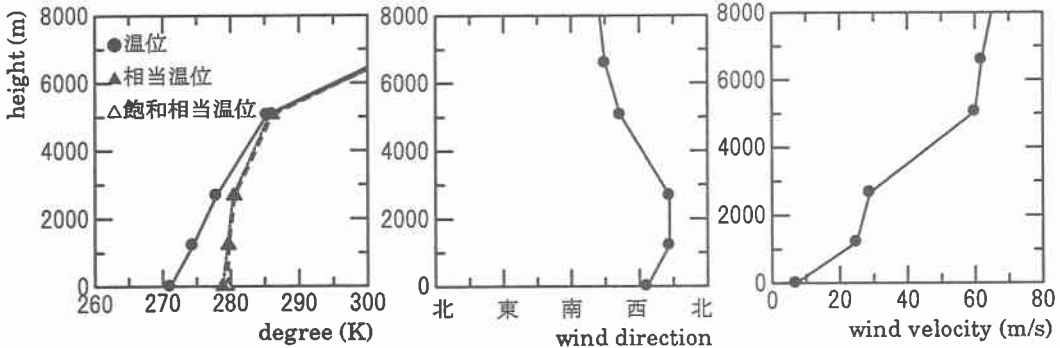


図-2 1996年1月8日21:00における温位、相当温位、飽和相当温位、風速、風向の鉛直分布図

図-3に、ピンネシリ岳に設置されたレーダにより5分毎に観測されている、レーダデータ値 B_i ($=0 \sim 255$, $P_c = S_{min} + D \times B_i / 255$ で受信電力 P_c へと変換される。ここで、 $S_{min} = -112.5$: 最小受信電力, $D = 70$: Logダイナミックレンジ)を、1996年1月9日0:00-6:00まで累積したコンタ図を示す。小樽の高島岬東側においてレーダデータ値が集中しているのが分かる。その逆に、厚田、当別、岩見沢等の周辺には、大きなレーダデータ値の集中が見られない。紙面の都合上省略するが、0:00-6:00までのレーダデータ値の時間変化において、高島岬直上に大きなレーダデータ値が発生しては西北西の風により推移するという傾向が見られた。以上のことから、下層での北西風が無毛山周辺の地形効果により、二股に分けられる形で進行方

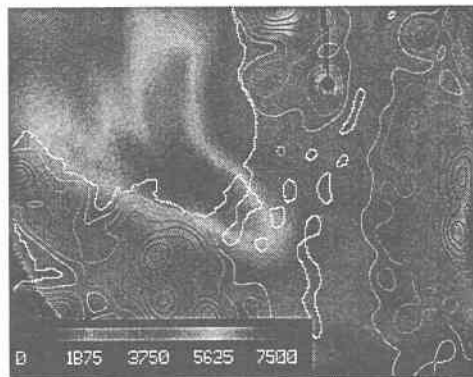


図-3 96年1月9日0:00-6:00までの累積レーダデータ値コンタ図

向左側に大きな収束帯およびせん断を生じ、そのせん断は標高3000mあたりのせん断と互いに補償しあうことでより大きなせん断へと発達し、その収束、せん断の周辺に集中的に大きなレーダデータ値を発生させた、と推測される。

表-1に、SNETにより観測された札幌周辺4地点における、1月8日21:00-9日3:00までの積雪深と1月9日3:00-9日9:00までの積雪量を示す。一条大橋と里塚霊園は図-1に示されるように、図-3においてレーダデータ値の大きかった領域の線上に位置する地点であるが、里塚は降雪前半部に積雪深の増大が集中している。サポートはレーダデータ値の大きな地域から外れた領域に存在しており、実際にも積雪深は少なかった。定山溪は、降雪後半部にその降雪が集中していたことが分かる。これから、平野部は雪雲発生から初期の段階に、山間部ではその後に降雪が集中していたことが分かる。

表-1 札幌市内で観測された総降雪量 (cm)

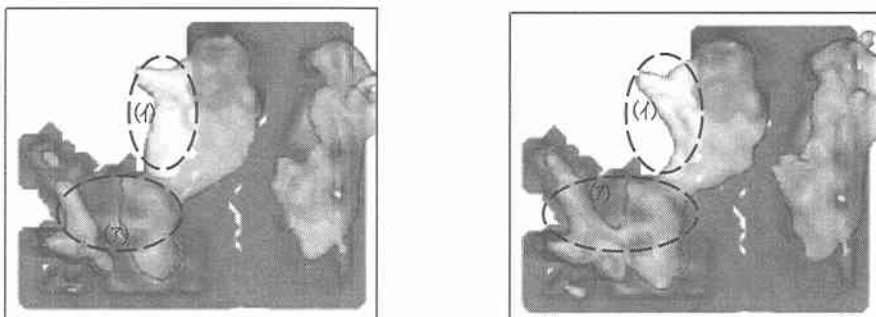
| | 一条大橋 | 定山溪 | サポート | 里塚霊園 |
|------------|------|-----|------|------|
| 8日21時~9日3時 | 18 | 2 | 4 | 16 |
| 9日3時~9日9時 | 22 | 18 | 0 | 2 |

4. 再現計算結果

図-2に示したラジオゾンデデータをもとに、温位、水蒸気の混合比、風速、風向の鉛直分布を計算し、それを水平面一様に与えることで初期値とし、ARPSにより再現計算を行なった。再現計算時間は12時間後までであったが、6時間後以降計算結果に大きな変化がみられなかった。

図-4(a)(b)に、計算開始3時間後と6時間後における、雪の混合比0.01g/kgの等値面の分布をを平面的にみた図を示す。雪の混合比の分布の時間変化において、大きな特徴として、図-4中に示した(ア)と(イ)の領域での雪域の発達がみられる。(ア)の領域は北西風に対して地形勾配による大きな上昇流域が常に生じており、収束帯が常に形成されている地域であるといえる。そのため、初期の状態から定常な状態に達するまで、その大きな収束帯域に雪が発生し続ける。逆に、(イ)の領域は、北西風が毛無山周辺の地形効果により上昇流を生じる地域であり、その上昇流成分は非常に小さく、上部のせん断層との関係により、雪発生領域が変化する可能性がある。以上のことから、図-4の雪の混合比の時間分布において、(ア)の領域は拡大を示し、(イ)の領域は集中化に伴う縮小を示したものと考えられる。これらのことから、山間部における降雪は徐々に降雪量を増す傾向があり、平野部における降雪は降雪域の集中を起こす地域では降雪量が増し、それ以外の領域では降雪初期に降雪量が集中する傾向が計算により得られた。

実現象との比較を行なうと、小樽東側における降雪域の集中は再現されているが、その雪が移流により西北西から東南東の方向のライン上に分布するといった、レーダにより観測された結果を再現することは出来ていなかった。



(a) 計算開始3時間後

(b) 計算開始6時間後

図-4 雪の混合比 $q_s = 0.01\text{g/kg}$ の等数値面

図-5, 図-6, 図-7それぞれに, 標高約3600mにおける, 0-0.206(m/sec)で示された上昇流のコンタ図, $-7.21 \times 10^{-4}-0$ (1/sec)で示された渦度(v_x-u_y), $16.5 \times 10^{-4}-30.0 \times 10^{-4}$ (1/sec)で示された渦度(u_z-w_x)を示す. 図-5, 図-6において, 小樽周辺における上昇流域が負の渦度(v_x-u_y)域と一致して現われていることが分かる. この図で負の渦度(v_x-u_y)とは時計周りの渦度を示している. 小樽周辺でのこの渦度の集中は, 前述の通り, 北西風が毛無山周辺の地形効果により二股に分離され, 高島岬周辺において剥離現象が生じ, 更に上空でのせん断とあいまって現われたものと推測される.

図-7における渦度(u_z-w_x)から, 小樽東側に一つの大きなロールが生じていたことが分かる. このロールは風が吹き込んでくる石狩湾上には存在しておらず, 小樽東側において始めて現われている. このロールの存在位置は, 図-4における石狩川河口の雪の混合比の集中域と一致していた. これから, このロールは, 降雪域の前面で上昇流が生じ, 後面で下降流に伴う降雪が生じることで維持されており, 上空でのせん断が, その発生に大きな役割を果たすとともに, 高島岬からの剥離も影響していたと思われる.

5. まとめ

メソ気象モデルARPSを用いて, 1996年1月8日における降雪の再現計算を行なうことで, 以下のことが分かった.

- (1) レーダデータ及びSENTデータにより, 1996年1月8日は地域的に集中した降雪が生じていたことが分かった.
- (2) 高島岬からの剥離を示す, 負の渦度(v_x-u_y)が生じており, その領域に一致して大きな上昇流域が現われていた.
- (3) 風ベクトルの鉛直分布において生じていたせん断と, 高島岬からの剥離により, 石狩川河口周辺に正の渦度(u_z-w_x)が発生していた. この渦度(u_z-w_x)分布は一つの大きなロールであり, 降雪域を集中化する役割をもっていたと思われる.

謝辞: 本研究は, 京都大学防災研究所特定共同研究(8P-5:メソ異常気象現象の数値シミュレーション, 代表: 光田肇)の援助を受けて実施されたものである. 記して, 感謝の意を表します.

【参考文献】

- 1) 菊池勝弘: 都市の豪雪災害の予測と軽減・切除に関する研究, pp198-206, 1993
- 2) 小倉義光: 気象力学通論, 東京出版, pp163-pp168, 1978
- 3) 福田忠弘・神田学・井上裕史・鶴野伊津志: 4次元データ同化手法による関東の局地風と積雲シミュレーション, 水工学論文集, pp123-128, 1997
- 4) Sung-Dae Kang and Fujio kimura: Numerical Study on the mechanism of Cloud-Street Formation in the Lee of an Isolated Mountain Near a Coast, Journal of the Meteorological Society of Japan, pp955-968, 1998
- 5) Center for Analysis and Prediction of Storms: ARPS Version 4.0 User's Guide, 1996

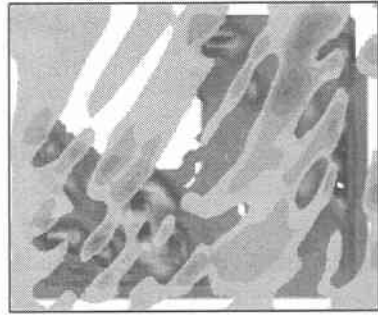


図-5 標高3600mにおける上昇流
0-0.206(m/sec)

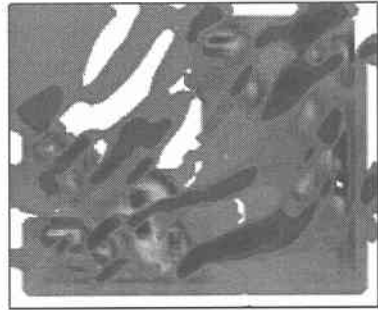


図-6 標高3600mにおける渦度(v_x-u_y)
 $-7.21 \times 10^{-4}-0$ (1/sec)

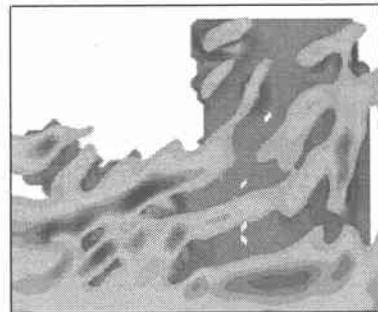


図-7 標高3600mにおける渦度(u_z-w_x)
 $16.5 \times 10^{-4}-30.0 \times 10^{-4}$ (1/sec)