

2018年冬季の北陸の大雪から集中豪雪について考える その2 - 集中豪雪と筋状降雪の降雪粒子の特徴と雲物理過程 -

○ 石坂雅昭¹・本吉弘岐²・中井専人²・山下克也²

1. 防災科研・客員, 2. 防災科研・雪氷

1. はじめに

2018年冬季, 北陸平野部は集中豪雪(中井, 2007)の様相を呈する数回の大雪に見舞われた. ここでは集中豪雪時とL型やT型と呼ばれる筋状降雪時の降雪粒子の特徴の違いから, それらが生じる雲物理過程を考察する.

2. 観測

地上観測は防災科研雪氷防災研究センター(SIRC, 長岡市)で行われた. 降雪の特徴は主要降雪粒子を粒径と落下速度で表現するCMF(Ishizakaほか, 2013)を用いた. また, 参考として気象庁の輪島高層観測の500hPa高度の気温も用いた.

3. 集中豪雪と筋状降雪(平行L型)の降雪粒子の違い

ここでは典型的な降雪集中二事例とL型筋状降雪一事例を取り上げる. 集中的な降雪は寒冷渦が, 筋状降雪は寒冷トラフが日本海を通過した際に生じていた. 降雪粒子には明瞭な違いが見られ, L型筋状降雪では霰が主要な降雪であるのに対して(図1), 集中降雪時は濃密雲粒付雪片(図2のS1)やその粒径の小さいもの, あるいは霰状雪(図2のS2)であった. S1とS2の違いは, S1では地上気温が0°C近傍なので, S2で見られる小粒子が付着併合して粒径の大きな雪片が生じていたと考えられる.

4. 降雪粒子の特徴から推測される雲物理過程

昨年のその1でも言及したように, 集中降雪時では降雪粒子の空間数濃度が高い. また, バンド状の雪雲が継続的に来襲し(図3左), そこには下層(850hPa)収束が見られ, 一般に筋状降雪時に比べレーダーエコー頂が高い. 先の降雪粒子の特徴と合わせると, 集中豪雪時は, 対流混合された高温位大気の収束による上昇, 強い上空寒気による多量の核形成と雲粒捕捉による大きな降雪フラックスの獲得が生じ, それが継続し大雪となると推測される. 一方, 対流混合だけの筋状降雪では, 少ない粒子が多量の雲粒を捕捉して霰が生じる. 筋状降雪で霰が卓越することは, 航空機観測(Murakami et al., 2019)でも確認されていて, そこで述べられているように大きな霰は雲内でのrecirculationによるのかもしれない. また, 筋状, 特にL型は常に観測点近傍を通るわけではないので積雪増加への寄与は低い(沈降する積雪を維持する程度, 図1).

ただし, この型は山雪となることが多いので, 山地での地形上昇による変質プロセスも興味深い.

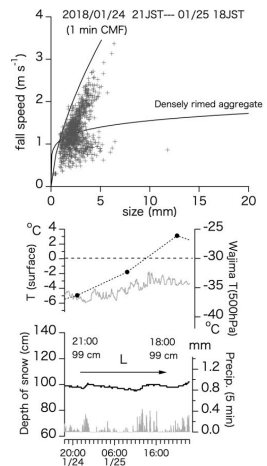


図1 筋状降雪時(L)の気象要素と降雪粒子のCMF(1分毎).

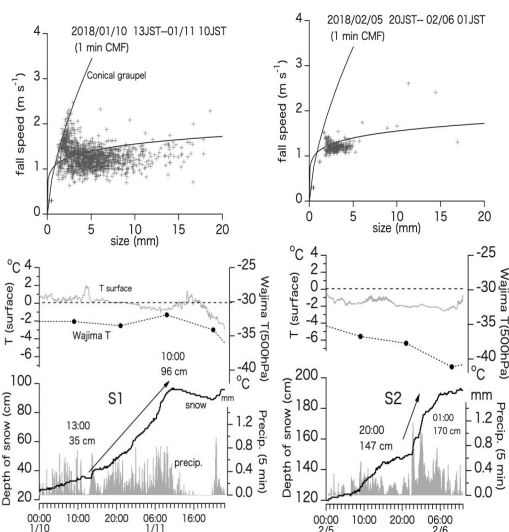


図2 集中豪雪時S1,S2の気象要素と降雪粒子のCMF(1分毎).

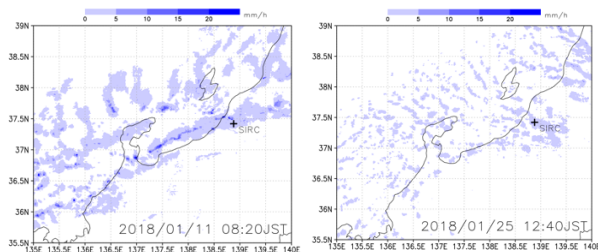


図3 集中豪雪時S1(左)と筋状降雪時L(右)の期間の代表的なレーダー画像(JMA).

参考文献

- Ishizaka et al., 2013, J. Meteor. Soc. Japan, 91,747-762.
- 中井専人, 2007: 気象研究ノート(216), 45-59.
- Murakami et al., 2019, J. Meteor. Soc. Japan, 97,5-38.