

た。今回風上に対応する日本海上、日本海側、太平洋側の同時観測が実施されたので、これらのデータを用いて内陸筋状雲の形成メカニズムと降雪機構について検討した。

一般に、内陸筋状雲はlongitudinal modeに発達し、日本海上および日本海側ではこの時transverse modeの筋状雲が発達している。longitudinal mode内陸筋状雲が消滅すると、ほぼ同時に日本海上および日本海側に出現していたtransverse modeの筋状雲はlongitudinal modeに変化している。これは水平風の強化と対応し、5 m/sec以上の強風が上層から地上700m以下まで出現していることと対応していた。日本側のlongitudinal modeとtransverse modeの変動は基本的にAsai (1964) の理論に合った変動と考えられるが、内陸筋状雲の出現はAsai (1964) の理論にあっていない。

この筋状雲の形成時の風上に相当する上越の観測と比較すると、一般には脊梁山脈で降雪して吹き降りてくるため、上越の水蒸気量の方が風下の福島に対して大きいのに対して、内陸筋状雲が顕著に出現している時刻は風下の福島で増加していることが分かった。また、次第に内陸筋状雲が消失するに伴い福島上空の水蒸気量も減少している。内陸筋状雲の出現場所は、確かに脊梁山脈の谷部に対応しているが、海上の大気が脊梁山脈で降雪し

ないで、谷地形のためにそのまま通過し、太平洋側で凝結し、降雪雲を形成しているだけに過ぎないと見ることはできない。すなわち、水蒸気の増加と凝結を起こさせるシステムが必要になる。鉛直方向の大気成層は基本的に安定で、太平洋側で特別対流不安定が発生しているわけではない。しかし、longitudinal modeの内陸筋状雲が発生している南部に相当する福島大学のL-band radarでは約1.4km程度まで南風が卓越しており、内陸筋状雲の消滅に伴って南風領域は地上800m程度までと低くなっている。さらに、GPS観測により可降水量の分布と比較すると、longitudinal modeの発生しているときに太平洋側の南北で水蒸気が相対的に増加していることが分かった。

すなわち、谷地形のため吹き抜ける領域でその他の地域に比較して強風が出現し、安定大気層のために、それに伴う水平shear循環がlongitudinal mode出現領域を中心に形成される。また、鉛直的にもrole状循環が形成されると考えられる。強風高度の低下は、role状循環を小さくし、基本的に水蒸気収束が起こりにくくなると考えられる。また、この循環の形成が福島大学で観測される南風に対応していると考えられる。こうした循環の構造はアメダスの地上風速分布でも確認できた。

## 盆地における降雪機構

力石國男・登城ゆかり・石倉みどり・石部智大  
弘前大学理工学部

北西の季節風による山雪、低気圧の東進による太平洋沿岸の雪、季節風の収束による日本海側平野部の降雪などについては、その降雪機構が知られている。しかし、旭川・横手・新庄・十日町（新潟県）など、内陸にある盆地の降雪機構については殆んど研究がなされてこなかった。約10年間に及ぶアメダスデータの解析によれ

ば、深夜から早朝にかけて、気温が低く無風のときに強い降雪があることが盆地の降雪の特徴である。これは、弱まった季節風が西側の山脈を越えるときに、盆地では寒気で成層しているために下降気流が発生せず、無風の状態で多量の雪が舞い降りるためと推定される。