

## 地吹雪時に観測された湿度上昇

著者	佐藤 篤司, 東浦 将夫
雑誌名	国立防災科学技術センター 研究報告
巻	41
ページ	397-403
発行年	1988-03
URL	<a href="http://doi.org/10.24732/nied.00000982">http://doi.org/10.24732/nied.00000982</a>

## 地吹雪時に観測された湿度上昇

佐藤篤司\*・東浦将夫\*

国立防災科学技術センター新庄支所

### Observation of relative humidity jump during snow drifting

By

Atsushi Sato and Masao Higashiura

*Shinjo Branch, National Research Center for Disaster Prevention  
Tokamachi, Shinjo, Yamagata 996 Japan*

#### Abstract

Rapid increase of relative humidity (R.H.) was observed during snow drifting with the dew cell in the Tsugaru Plain, Aomori Prefecture. Snow drifting accompanying R.H. increase was divided into two types, one is drifting with snow precipitation and the other is drifting with no precipitation. R.H. jump is caused by wet down stream of the air from the cloud for the former case, but for the latter case it is owing to the sublimation from the snow particles of the saltation or suspension in the air.

Field observation of R.H. increase is described, and simple calculation is made to explain this increase with adopting the experimental equation of sublimation from a small ice sphere.

#### 1. ま え が き

昭和62年度の地吹雪観測は青森県五所川原市昆沙門で実施された。その中で露点湿度計(デューセル自記湿度計)による観測中、地吹雪の襲来と共に相対湿度が急激に上昇する現象が見られた。この湿度上昇は降雪を伴った吹雪のときと、降雪のない地吹雪のときの両方の場合とも見られた。前者のときは湿った下降流の影響が大きいと考えられるが、後者のときは飛雪粒子からの昇華に湿度上昇が起因すると考えられる。そこで地吹雪の場合について、実験で得られた昇華に関する経験式(Thorpe and Mason, 1966)を用いて観測された湿度上昇を

---

\*雪害防災第2研究室

調べてみた。

## 2. 観 測

地吹雪観測点における気象の自動計測は昭和61年12月18日より昭和62年3月16日まで、このうち有人観測期間は1月16日より28日であった。

図1は地吹雪発生時の各気象要素で、上から風速の10分間平均値、相対湿度、気温、反射型霧濃度計による視程の各時間変動を示す。この期間は気温は $-1\sim-5^{\circ}\text{C}$ と比較的高く、風は北西、 $5\sim 8\text{m/s}$ であった。

この日、地吹雪は午前6時頃から連続的に起こり午前11時すぎまで続いた。激しい吹雪ほど視程が悪化するので、地吹雪の発生とその規模は図1の視程の記録が直接的に示している。このときは50m前後の中程度の地吹雪が3回程度発生している。

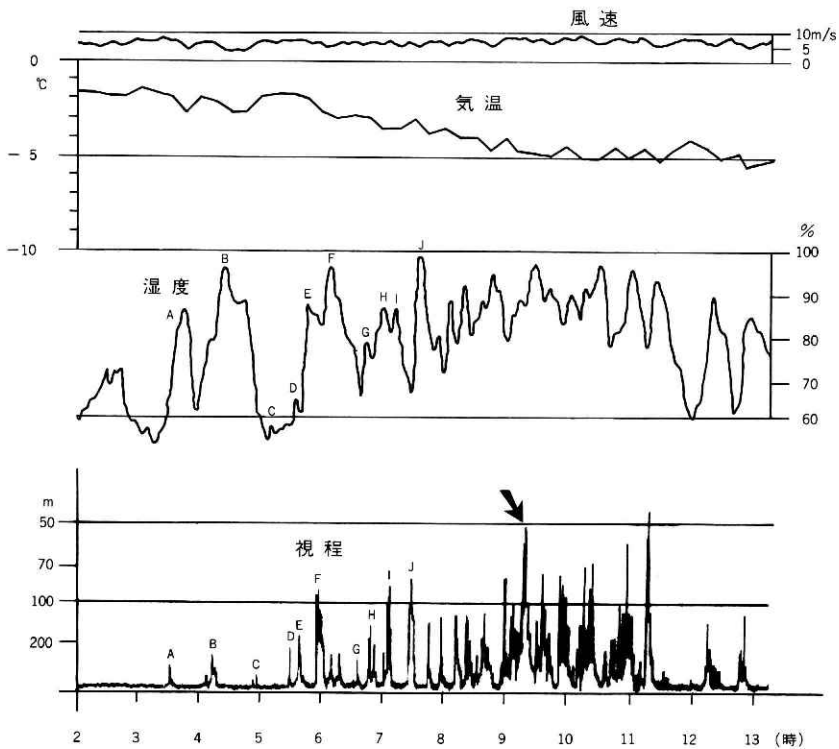


図1 地吹雪時の気象要素(青森県五所川原市地吹雪観測点)  
湿度と視程の時間変動はA, B, C……で示すように良く一致している。矢印で示した地吹雪に対応して湿度は18%上昇した。

Fig. 1 Meteorological data during snow drifting, observed at Goshogawara City, Aomori Prefecture.

Arrow shows the snow drifting accompanying the 18% jump of relative humidity.

湿度の時間変動と視程の変動は、例えば図のA, B, C等が示すように良く一致しており、記録紙上の各ピークはそれぞれ対応がつけられる。すなわち地吹雪が起こって視程が悪化すると、ほぼ同時に湿度が上昇していきことがわかる。ただし、視程計の応答速度が3~4秒なのに対して、湿度計の方は数分から10分程であるため、湿度の変化は視程変動より遅れて記録されている。

地吹雪の強弱と相対湿度との関係を調べるために、飛雪空間密度を求めた。視程と飛雪空間密度との関係は竹内(1980)の求めた次の経験式を使用した。

$$V = 42.0D^{-1.001} \quad (1)$$

ここでDは飛雪空間密度(g/m<sup>3</sup>)、Vは視程(m)である。吹雪発生による視程のピーク値を飛雪空間密度に変換し、その吹雪によって生じた湿度のピーク値をグラフにプロットしたのが図2である。これは昭和62年1月17日から22日までに起こった吹雪について調べたものであ

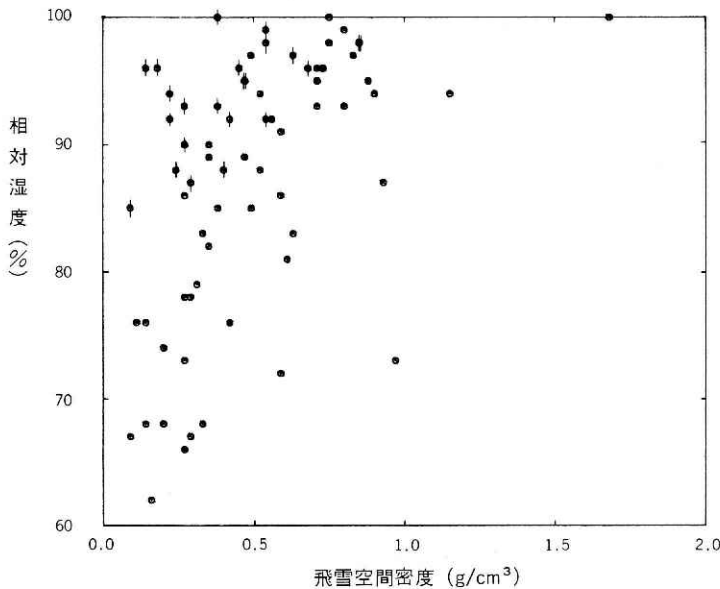


図2 飛雪空間密度と相対湿度  
地吹雪の飛雪空間密度とそのときの相対湿度。⊙は降雪を伴ったとき、●は降雪を伴わない地吹雪時の値。

Fig. 2 Drift density and relative humidity, ⊙ indicates drift with solid precipitation, ● indicates no precipitation.

る。同図の中には明らかに降雪を伴った場合(⊙印)と伴わない地吹雪(●印)について区別して示した。

この図から、降雪を伴うときは飛雪空間密度Dが小さくても湿度が飽和近くまで上昇することがわかる。一方、降雪を伴わないときは、分散は大きいもののDと湿度には強い相関が

見られる。地吹雪の場合には、空気中に多くの飛雪粒子がある程、それに応じて湿度が上昇している。すなわち地吹雪時には飛雪粒子の周囲が飽和水蒸気圧になっていないために粒子は昇華するが、飛雪粒子の空間密度の増加にともなって全体の昇華量が増えるものと考えられる。

### 3. 雪粒子からの昇華

空気中に舞い上がった雪粒子の昇華に関しては、Thorpe & Mason(1966)による精密な室内実験がある。それによると風洞内に懸垂された半径  $r$  の微小な氷球からの昇華速度は次式で見積られる。

$$\frac{dm}{dt} = \frac{2\pi r(\rho/\rho_s - 1)}{\frac{L}{kT(\text{Nu})} \left( \frac{LM}{RT} - 1 \right) + \frac{1}{D\rho_s(\text{Sh})}} \quad (2)$$

- $\frac{dm}{dt}$  : 氷球の質量変化速度
- $\rho$  : 氷球から十分離れた周囲の水蒸気密度
- $\rho_s$  : 温度  $T$  における飽和水蒸気密度
- $L$  : 昇華の潜熱
- $k$  : 空気の熱伝導率
- $T$  : 雰囲気温度
- $R$  : 気体定数
- $D$  : 空気中の水蒸気拡散係数
- $\text{Nu}$  : ヌッセルト数
- $\text{Sh}$  : シャーウッド数

また彼らはレイノルズ数が  $10 < \text{Re} < 200$  の範囲で、 $\text{Nu}$  と  $\text{Sh}$  については

$$\text{Nu} = \text{Sh} = 1.88 + 0.58(\text{Re})^{1/2}$$

と實際上表わせることを示した。

上式を用いて地吹雪の吹送時間等を見積ることができる。前記の観測期間に見られた吹雪による湿度ジャンプを一つずつプロットしてみたところ図3となった。ここで言うジャンプとは湿度変化のピーク値とその直前の極小値との変化量である。横軸は視程より求めた飛雪空間密度である。この図で強い地吹雪のとき、すなわち空間密度が大きいとき必ずしも湿度のジャンプ量が大きくないのは、湿度計の時定数が大きくて吹雪強度の細かい時間変動に追従できないためであろう。しかし、降雪を伴う地吹雪時のものを除くと、湿度ジャンプ

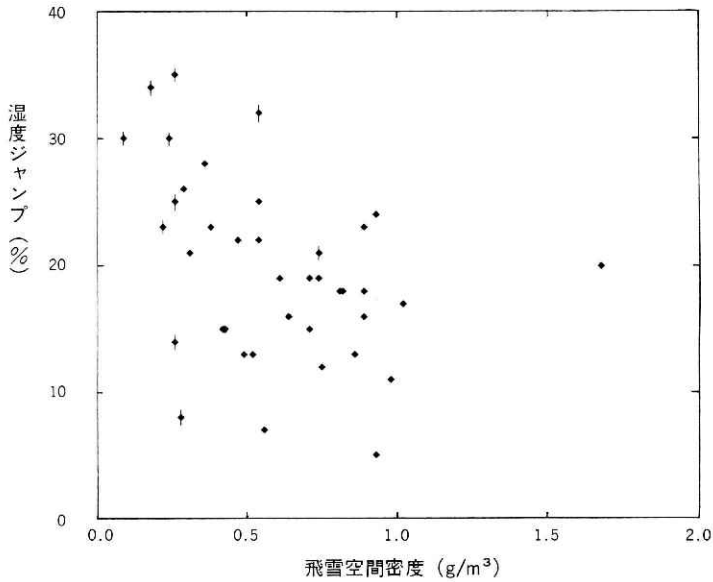


図3 飛雪空間密度と湿度ジャンプ  
地吹雪時の飛雪空間密度とそのとき観測された湿度の上昇率。◈は降雪を伴ったとき、◇は降雪を伴わない地吹雪時の値。

Fig. 3 Drift density and jump of relative humidity. ◈ indicates drift with solid precipitation, ◇ indicates no precipitation.

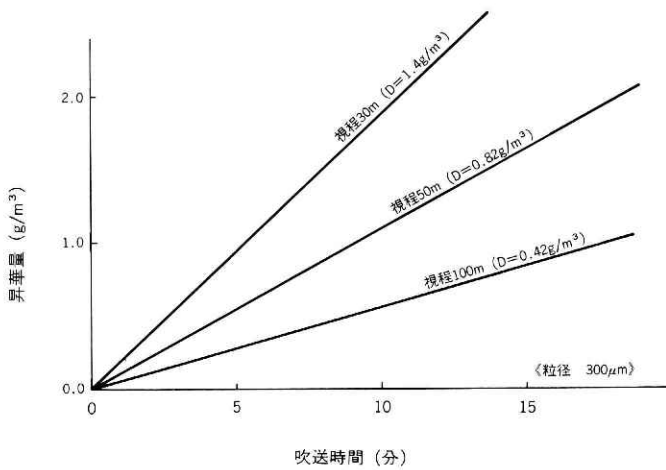


図4 地吹雪の吹送時間と昇華量  
強さ(視程)の異なる地吹雪が起こす昇華量の吹送時間による変化(計算値)。

Fig. 4 Sublimation of ice particles as a function of drifting time. Each line has a different drift density.

の平均は約18%となる。

(2)式より、飛雪粒子数密度 $N$ のとき、 $\Delta t$ 秒後の水蒸気密度の増加は次式となる。

$$\Delta\rho = N \frac{dm}{dt} \Delta t \quad (3)$$

上式により、ある強さの地吹雪セルが吹送したときどれほど昇華するかを示したのが図4である。地吹雪セルの強さを視程30m, 50m, 100mとして分けてある。計算では、吹雪粒子は一律に $300\mu\text{m}$ であると仮定した。この図に気温を指定して、そのときの飽和水蒸気量との比をとれば相对湿度ジャンプが得られるわけである。

平均的湿度ジャンプ18%とほぼ等しい例が図1の矢印の地吹雪である。このときの気象条件は、気温 $-5^{\circ}\text{C}$ 、風速 $8\text{m/s}$ 、視程は $51\text{m}$ で空間密度としては $0.82\text{g}/\text{m}^3$ であった。この空間密度の地吹雪が移動しつつ昇華によって湿度を18%まで上昇させたと考え、粒子をいま全て $300\mu\text{m}$ と仮定すると約5.8分かかることになる。一方、別報(東浦・佐藤, 1988)で明らかのように河川は地吹雪の大きな障害となっている。観測点から風上側の河川までは約 $3.3\text{km}$ であるので、この長さを地吹雪吹送距離とする。したがって地吹雪セルがそのときの風速 $8\text{m/s}$ (地上高 $0.95\text{m}$ )と同じ移動速度であるとする、観測地点まで約6.9分かかることになる。吹雪の発生直後は飛雪空間密度は小さいこと、及び露点湿度計には時間的遅れがあること等を考えると、上の計算はほぼ合っていると見えよう。

#### 4. あとがき

地吹雪の観測中、吹雪の襲来と共に相对湿度が大きく上昇することに注目して、降雪のないときは地吹雪粒子自身からの昇華によるものとして考察を加えた。氷粒子の昇華実験から得られた経験式を用いて、上の考えがおおむね正しいことを示した。

しかし、さらに実証してゆくには、地吹雪の吹送経路に沿って2点以上の観測点を設ける必要があり、また反応の速い湿度計が望まれるところである。

#### 謝 辞

本研究の計画・実施等について、中村勉前新庄支所長(現雪害実験研究所)から御配慮を得た。また、木村忠志現新庄支所長に校閲をお願いした。北海道大学低温科学研究所の児玉裕二博士には参考文献の入手に協力をいただいた。以上を記して謝意を表明する。

参 考 文 献

- 1) 竹内政夫(1980): 吹雪時の視程に関する研究. 土木試験所報告, 第74号, 1-31.
- 2) Thorpe, A.D. and B.J. Mason (1966): The Evaporation of ice spheres and ice crystals. *Brit. J. Appl. Phys.*, Vol. 17, 541-548.
- 3) 東浦将夫・佐藤篤司(1988): 津軽平野の吹雪の風向と吹雪強度の推定について——電柱着雪に注目した吹雪現象の面的調査——. 国立防災科学技術センター研究報告, No. 41, 387-395.

(1987年12月5日 原稿受理)