



Title	霧の濃度と風速との時間的變動
Author(s)	木下, 誠一
Citation	低温科學. 物理篇, 11, 55-61
Issue Date	1953-10-25
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/17865
Type	bulletin (article)
File Information	11_p55-61.pdf



[Instructions for use](#)

霧の濃度と風速との時間的變動*

木下 誠 一

(低温科學研究所 應用物理學部門)

(昭和 28 年 8 月 受理)

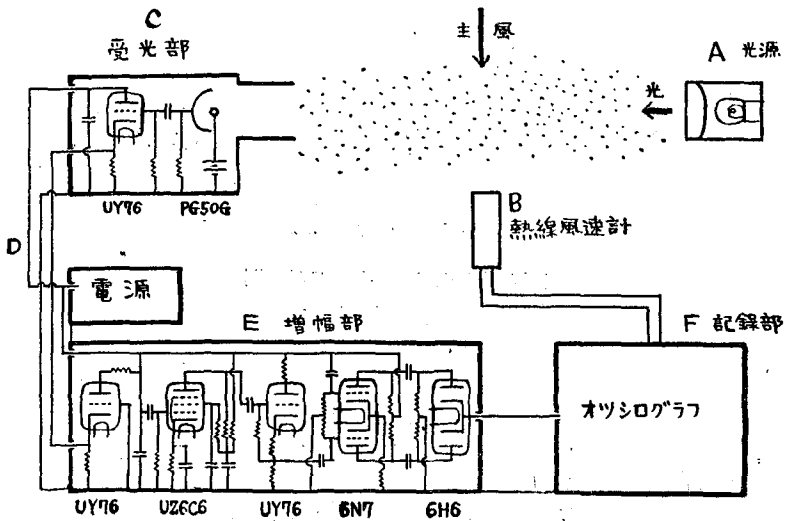
I. 緒 言

海霧は遠く海上で發生した霧が、風によつて陸地へ運ばれて來る移流霧である。このように風で運ばれる霧は、その濃度が決して一樣なものではなくて、濃度の異なる色々の部分からなつてゐる。霧の濃度にむらが出来るのは、その各部の氣塊の物理的特性(例えば風速、氣温、相對濕度)の違いによると考えられる。従つて、霧の濃度とそれを含む氣塊の物理的特性との間に、どんな相關があるかを調べることは重要なことである。又、一方に於て、今回の厚岸における防霧林研究に際して、自記霧水量計の檢定に捕捉される霧水量と亂流との相關が要求されるので¹⁾、筆者はまず今年度は主に、霧濃度と風速との相關を調べることにした。それには、同一觀測點で霧濃度と風速との時間的變動を、同時に記録しなければならない。霧濃度の測定には、一定の光源から發した光の霧中の透過率を測る方法を用い、又風速の測定には熱線風速計を用い、記録は手製のオッシログラフの二要素で同時に行つた。

II. 測定装置

霧濃度の測定： 霧濃度は、一定の光源から出た光の霧中の透過率で決められる。その測定装置の概略は第1圖に示されている。圖に於て光源 A、受光部 C は霧のある野外に設置され、増幅部 E、記録部 F (オッシログラフ) は屋内に固定してある。光源 A (60 サイクル、顯微鏡照明用光源ランプ) から出た光は、まずレンズで平行光源にされ、霧中を透つて、霧の入りぬ様密閉した金屬ケースの受光部 C に達する。光の路 AC は、主風の方向に垂直に向けるようにしておく。受光部 C には、圖に示す如く、光電管 (PG 50 G) があつて、C に達した光の強さに應じて光電流が得られる。A から出る光には、強さの變らない直流部分と、120 サイクルで周期的に變る交流部分とがあつて、霧中を透る際には、霧粒による吸収や散亂のため、その兩方の部分が弱められるのであるが、それに應じて得られる光電流のうち、交流部分のみを取り出して増幅する。この第一段の増幅は圖の C の内にある UY 76 で行い、次にコード D を

* 北海道大學低温科學研究所業績 第 232 號



第1圖 測定装置略圖

通つて、屋内に固定してある E の増幅部分に傳えられる。野外の C と屋内の E とを結ぐコード D は、20 m 位の長さになるので、良感度と安定性を保つため、カソード結合の方式を用いてある。E における増幅回路は E 内の圖に示す如くで、終段管 6H6 に input に應じて生ずる電流 (最大 $400 \mu A$) を、F のオッシログラフで記録する。従つて光電管に達した光の強さに應じて、オッシログラフの振れが得られるのであるが、この光の強さと振れとの間の關係は第2圖に示されているように、大体直線的である。

又、C に達した光のうちで、交流部分のみについて、増幅をするのであるから、この器械を、日中に使つて、太陽光が光電管に感じて、測定には影響がないわけである。

ここで霧濃度と霧中の光の透過率との間に、どんな關係があるか考えて見よう。今霧のない時に、受光部 C に達する光の強さを J_0 、霧がある時に、達する光の強さを J とし、光源 A と受光部 C との距離を l とすると、

$$J = J_0 e^{-\sigma l} \dots\dots\dots (1)$$

ここで σ は光の路 AC 即ち l の間で平均された、光の減衰係數である。霧濃度が一樣な場合には、Trabert よると²⁾、減衰係數 σ' は霧を含む空氣の單位体積中の霧粒の總斷面積になる。即ち

$$\sigma' = \sum \pi r_i^2 n_i \dots\dots\dots (2)$$

ここで半径 r_i の霧粒が n_i 箇その中に存在するとする。従つて (1) 式の σ は次のように表現されるべきである。

$$\sigma = \frac{1}{l} \int_0^l \sigma' dl \dots\dots\dots (3)$$

ここで ol は 1 に比べて小さいので、

$$\Delta J = J_0 - J \cong J_0 ol \quad \dots\dots\dots (4)$$

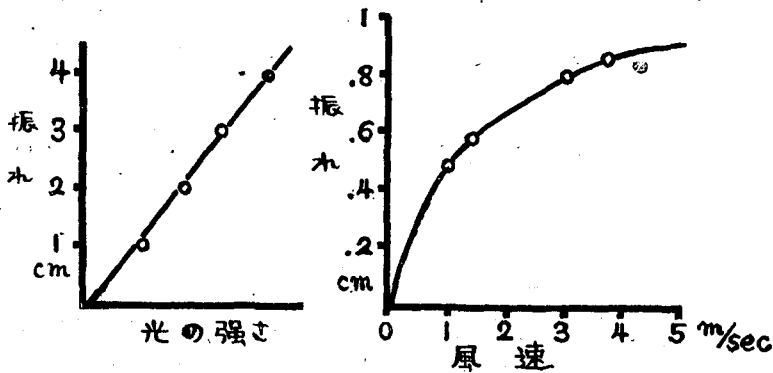
従つて

$$\Delta J \propto \sigma \quad \dots\dots\dots (5)$$

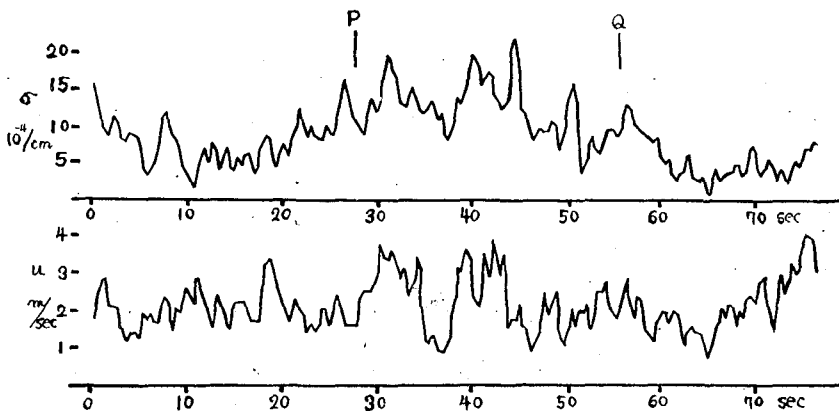
オッシログラムの振れは、 J と直線的な関係があるのであるから、結局 σ とも直線的な関係にあることになり、 σ の時間的變動が記録出来るわけである。従つて(2)の関係から、減衰係数は霧粒半径の二乗和に比例する量で、霧粒半径の三乗和である霧水量に直接比例はしないけれども、霧濃度の時間的變動がオッシログラムとして得られる。

又減衰係数については、Trabert の (2) 式の外に、Stratton と Houghton³⁾、柴田淑次⁴⁾等の導いた関係式があるが、ともかく上に述べた如く減衰係数の變動から、霧濃度の變動が得られる。

風速の測定：前年度落石に於ける防霧林研究に際して、石田その他が製作した熱線風速計を、ここで使用した⁵⁾。この熱線風速計は、互に垂直な三方向の風速成分が測定出来るように、三



第2, 3圖 光の強さ、風速とオッシログラムの振れとの関係



第4圖 7月21日の観測から得られた霧濃度 σ と風速のグラフ

つの要素からなるものであるが、ここではそのうちの一つの要素だけを使つて、AC間の中央のB点で、主風方向の成分だけを測定した。風速に応じてオシログラフに振れが得られるが、この振れと風速との関係は、風洞実験で検定されたもので、第3圖に示されている。又霧中で使用するため、filterとして通風口に、ガーゼ枠をはめて使用した。

以上のようにして、オシログラフの二つの振動要素の各々に、霧濃度 σ と風速 u とを同時に記録するようにした。

III. 測定結果

観測は昭和27年7月厚岸に於て、海霧について行われた。光源、受光部及び熱線風速計は、厚岸海霧観測所の屋上、大体地上3mの所に設けられ、増幅部分及び記録部分は観測所内の一室に固定された。海霧侵入時の7月21日午後4時に得られた代表的な記録について、0.4秒毎に値を読み取つて、第2圖、第3圖のcalibration curveから書き直したグラフが、第4圖に示してある。従つてこの σ と u のグラフには、2.5サイクル以上の變動の部分は省略されている。尙この時、光源と受光部との距離は9mで、記録は77秒間について得られた。

この記録について、色々な統計量を計算してみると、まず霧濃度 σ 及び風速 u の平均値は夫々

$$\bar{\sigma} = 9 \times 10^{-4} / \text{cm}, \quad \bar{u} = 2.2 \text{ m/sec} \quad \dots \dots \dots (6)$$

又分散と平均値との比は夫々

$$\frac{\sqrt{\Delta\sigma^2}}{\bar{\sigma}} = 0.49, \quad \frac{\sqrt{\Delta u^2}}{\bar{u}} = 0.32 \quad \dots \dots \dots (7)$$

ここで $\Delta\sigma$ 、 Δu は夫々 σ 及び u の平均値からのずれである。この分散と平均値の比は、亂れの強さを表す量であるが、(6)、(7)の値は、大体海霧侵入時の代表的なものである。 $\Delta\sigma$ と Δu の分布が第5圖に示されている。又 σ と u との相關 r は

$$r = \frac{\Delta\sigma \cdot \Delta u}{\sqrt{\Delta\sigma^2} \cdot \sqrt{\Delta u^2}} = +0.26 \quad \dots \dots \dots (8)$$

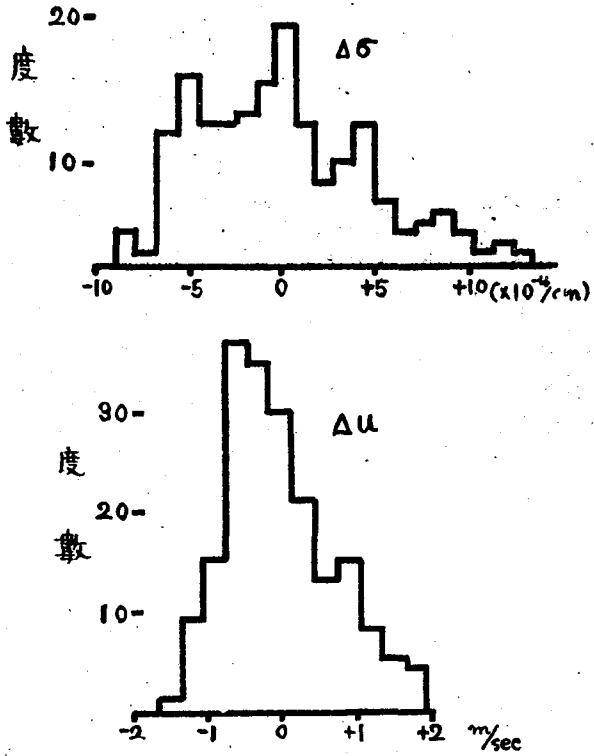
従つて、相關は餘りないようである。併し、霧濃度 σ の時間的變動は、風速以外の物理的特性にも影響されると考えられるし、又今回のデータは少ないので、詳しいことは今後の研究にまつべきであろう。尙この時小島氏の顯微鏡寫眞から得られた霧粒分布を第6圖に示す。

ここで第4圖のグラフについて、特に亂れの度合の大きいPQの範囲をとつて、この期間について σ と u との相關をとつてみると、

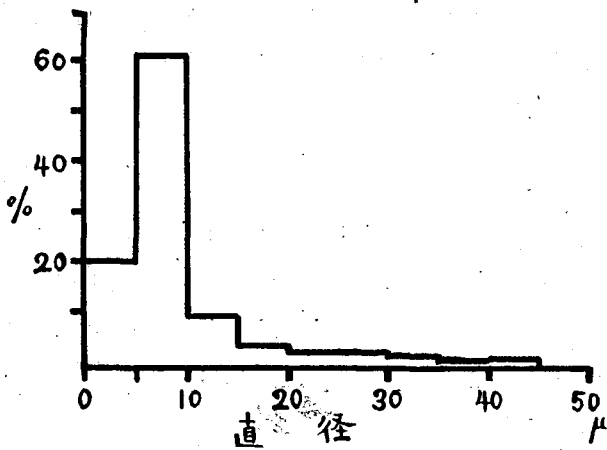
$$r = +0.42 \quad \dots \dots \dots (9)$$

従つて、亂れの度合の大きい程相關が大きい傾向にあるようである。(この範囲では

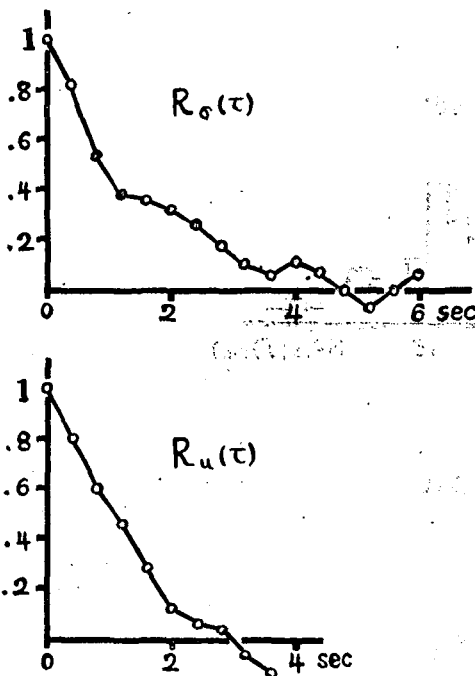
$$\frac{\sqrt{\Delta\sigma^2}}{\bar{\sigma}} = 0.57, \quad \frac{\sqrt{\Delta u^2}}{\bar{u}} = 0.37 \text{ である。})$$



第5圖 $\Delta\delta$ と Δu の頻度分布



第6圖 霧粒分布

第7圖 自己相関 $R_\sigma(\tau)$, $R_u(\tau)$ のグラフ

このことは、物理的に次のようなことに基づくと考えられる。まず風の亂れのために、霧の亂れが出来ると考えて、この効果を (A) で表わす。つまり、亂流場では小さな氣塊が上つたり下つたりして入り混るが、下る方の氣塊が地表面にぶつかる際に、それが含む霧粒の一部が地上に捕捉されるため、再び上るときには、霧濃度が下る時よりも薄い。こういう上下運動が繰返されて霧に亂れが出来る。この効果が (A) である。ところが、一方に於て、こうして生じた霧濃度のムラを一樣にするように働く、擴散の作用 (B) がある。事實、霧粒の擴散は、霧粒の、媒質大氣中のブラウン運動によつて起るものであるが、この際に効果をもつ大氣の渦は非常に小さなものである。効果 (A) で惹起される霧濃度の亂れの dimension L に比べて、この擴散にあづかる渦は非常に小さいと考えられる。ところで、この L の大きさは、第4圖から大体 σ の曲線の山が平均して2秒間隔位で起っていることから、(平均風速 2.2 m/sec であるから)、大体 4.4 m 程度と考えられる。又一般に、渦のエネルギーは、その dimension の $2/3$ 乗に比例するので、渦の大きい程、エネルギーも大きい。従つて、亂れの度合が大きくなつた場合には、渦のエネルギーが大きくなるにつれ、効果 (A) は強くなる。ところが、擴散の作用 (B) にあづかる渦は小さく、従つてエネルギーも小さいので、効果 (A) は益々作用 (B) に勝ることになり、霧濃度と風速との相関は強まる。

次に、自己相関 $R_\sigma(\tau) = \frac{\Delta\sigma(t)\Delta\sigma(t+\tau)}{\Delta\sigma(t)^2}$, $R_u(\tau) = \frac{\Delta u(t)\Delta u(t+\tau)}{\Delta u(t)^2}$ を計算した曲線が第7

圖に示してある。 $\tau = T$ で、自己相関 $R(\tau)$ が 0 になるとすると σ に對しては、 $T_\sigma = 4.8 \text{ sec}$, u に對しては、 $T_u = 3.0 \text{ sec}$ である。即ち、 $T_\sigma > T_u$ で、 $R_\sigma(\tau)$ の方が 0 に近づく傾向が遅い。この時間 T は、亂れのある現象の緩和時間の意味をもつものであつて、霧濃度の方がこの時間が長いのは、前述の作用 (B) のため、霧濃度の亂れ方が、風速の亂れに、遅れを生ずるためと考えられる。又、Sutton によると、渦動擴散係数は $\overline{\Delta u^2} \int_0^{T_u} R_u(\tau) d\tau$ で與えられるが、ここで得られた記録について、計算すると、大体 $10^4 \text{ cm}^2/\text{sec}^2$ であつた。この値は、地附近に於ける水平方向の渦動擴散係數として、一般的に考えられる値である。

今回の観測は、霧濃度の變動と、その一つの原因と考えられる風速の變動との相関を調べる

ために、なされたのであるが、この相関は、2.5サイクル以上の變動については、一般には、少ないものであるけれども、亂流の度合が激しくなると、相関がます傾向のあることが認められた。併し、観測データが少ないので、尙今後の研究にまつ所が多い。

終りに、この研究に際し、終始御懇切な御指導を戴いた吉田順五教授、並びに低温科學研究所應用物理部門の方々に、深く感謝の意を表する次第である。

文 献

- 1) 松村信男 1953 霧粒を捕捉する装置の捕捉率. 低温科學, 11, 67
- 2) Trabert, W. 1901 Die Extinktion des Lichtes in einem trüben Medium. Met. Zeit., 18, 518.
- 3) Stratton, J. A. and Houghton, H. G. 1931 A theoretical investigation of the transmission of light through fog. Phys. Rev., 38 (1), 159.
- 4) 柴田淑次 1952 霧中の視程に関する二, 三の観測成果. 海と空, 29 (4), 81.
- 5) 石田完・楠 宏・淺田宏・今井秀雄 1952 亂流の測定及びその分析. 防霧林に関する研究, 2, 259.

Résumé

The fog carried by wind over the land is never homogeneous in its density. This inhomogeneity is presumably connected with physical properties of air such as wind velocity, air temperature, relative humidity, etc. The author measured the temporal variations of fog density as well as those of wind velocity at the same spot with the hope of finding a correlation between them.

The fog density was determined by measuring the transmission of a light beam sent forth from an artificial light source into the fog. The density of fog was represented by the extinction coefficient σ averaged along the path of the light beam: $\sigma = \frac{1}{l} \int_0^l \sum \pi r_i^2 n_i dl$, where n_i is the number of fog droplets with radius r_i .

The measurement of wind velocity u was made by a hot-wire anemometer.

From the observation made on July 21 st, 1952, at Akkeshi, the following statistical quantities were obtained over the whole period of observation (77 sec):

The mean values: $\bar{\sigma} = 9 \times 10^{-4} / \text{cm}$, $\bar{u} = 2.2 \text{ m/sec}$.

The relative variances: $\frac{\sqrt{\Delta\sigma^2}}{\bar{\sigma}} = 0.49$, $\frac{\sqrt{\Delta u^2}}{\bar{u}} = 0.32$.

The correlation coefficients: $r = \frac{\Delta\sigma \cdot \Delta u}{\sqrt{\Delta\sigma^2} \cdot \sqrt{\Delta u^2}} = 0.26$.

The auto-correlations: $R_\sigma(\tau) = \frac{\Delta\sigma(t) \cdot \Delta\sigma(t+\tau)}{\Delta\sigma^2}$, $R_u(\tau) = \frac{\Delta u(t) \cdot \Delta u(t+\tau)}{\Delta u^2}$

When the correlation is taken not over the whole period of observation but in a restricted portion of it, where the variations of σ and u are large as compared with those in the remaining portion, the correlation coefficient turns out to be 0.42. Therefore, the correlation between fog density and wind velocity tends to increase in magnitude as the degree of turbulence of the wind is increased.