



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	霧水量の亂流擴散と雑型林の防霧効果について
Author(s)	黒岩, 大助; KUROIWA, Daisuke
Citation	低温科學. 物理篇, 11, 39-53
Issue Date	1953-10-25
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/17864">https://hdl.handle.net/2115/17864</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	11_p39-53.pdf



## 霧水量の亂流擴散と錐形林の防霧効果について\*

黒 岩 大 助

(低溫科學研究所 應用物理學部門)

(昭和 28 年 8 月 受理)

### I. 序

天然の林の防霧効果については、昭和 25 年 6 月以來、北海道東部海岸の防霧林地帯、とくに落石、厚岸地方において北大低溫科學研究所、札幌氣象臺、林業試験場等が中心となつて觀測を行つてきた。しかし天然の林は構造が複雑であり、且つスケールが大きいため、觀測にいろいろの困難を伴うだけでなく、防霧効果の解析、判定にはより多くの資料の集積と長期間にわたる調査を必要とする。それで、海霧侵入地帯の適當な場所に模型の小さい錐形防霧林をつくり、これについて觀測を行えば、樹高や林相など林の立地條件を適當にすることができ、従つて防霧効果の判定も比較的容易になり、天然の防霧林の研究にとつて、有用な基礎資料を提供することになるであろう。このような見地から昭和 27 年 7 月林業試験場が中心となり、落石海岸の平坦な臺地の上に、別稿<sup>1)</sup>の如き錐形防霧林が設營せられ、これについて総合的な觀測が行われた。

海霧は通常數百米の厚さを以つて侵入してくる。それ故、これを樹高がせいぜい 20 m 前後の林によつて完全にくいとめることは不可能に近い。しかし道東地方では經驗的に、林のうしろでは霧がうすく林を切ると霧の侵入がひどくなり、いろいろの被害を受けることが知られている。このような事實からも林のうしろに霧のうすい空間をできるだけ廣く、より効果的につくることは防霧林の重要な目的の一つであるといつてよいであろう。このような霧のうすい空間が錐形林ではどのくらいの範囲につくられるかを調らべるのが今回の研究の主要な目的であつた。このような研究は天然のスケールの大きい林について行うことは必ずしも容易でないが、樹高がせいぜい 2 m 程度の錐形林ならば、比較的簡単に觀測ができるわけである。

このような霧の薄い空間は、主に林のなかの 1 本 1 本の木が直接霧粒を捕えるため、林の後方の霧がうすくなるという林の捕捉効果と、林のうしろでおこされる亂流によつて、温度の高い下層の空氣が上方に持上げられ、霧を含んだ冷たい空氣と混合して霧を蒸發させるという温

\* 北海道大學低溫科學研究所業績 第 231 號

度効果とによつてできると考えてよいであろう。筆者は今回の調査では雛形林の前と後とにおいて霧水量の垂直分布を測定し、その変化の様子から雛形林の防霧効果を調らべることにした。なおこの研究と並行して霧のうすい空間が林のうしろどれ位の距離まで広がっているかについては檜山、其他により、また林のなかの1本の木の捕捉効果については吉田・黒岩により、温度効果については武田、雛形林周囲の亂流については楠、林の捕捉による霧粒直径の變化については大喜多により夫々測定が行われた。雛形林の防霧効果はこれらすべての測定結果を綜合して判定されるべきであり、それについては武田<sup>2)</sup>の綜合報告を参照せられたい。

林の前後における霧水量の垂直分布の變化から雛形林の防霧効果を判定する場合、地面近くにおける霧水量の垂直分布は如何なる因子によつてきめられるかについて正しい知識を必要とするであろう。それ故、本論文は便宜上2部に別れる。すなわち、第II章においては、一般的立場から霧水量の垂直擴散を論じ、地面附近における霧水量の垂直分布を與える式を導く。そして第III章において、霧水量の垂直分布からみた雛形林の防霧効果を論ずる。

## II. 霧水量の垂直擴散について

### 1. 霧水量の垂直分布の時間的變化

前報告<sup>3)</sup>において、著者は繫留氣球用霧水量計を用いて測定した地面附近の霧水量の測定結果について簡単な報告をした。それによると霧水量の垂直分布は、夜間蒸發のないときは、平均風速の垂直分布と同じように對數分布を示したが、日中蒸發が激しいときは、地面に近づくに従つて急に減少する直線的な分布を示すことを知つた。

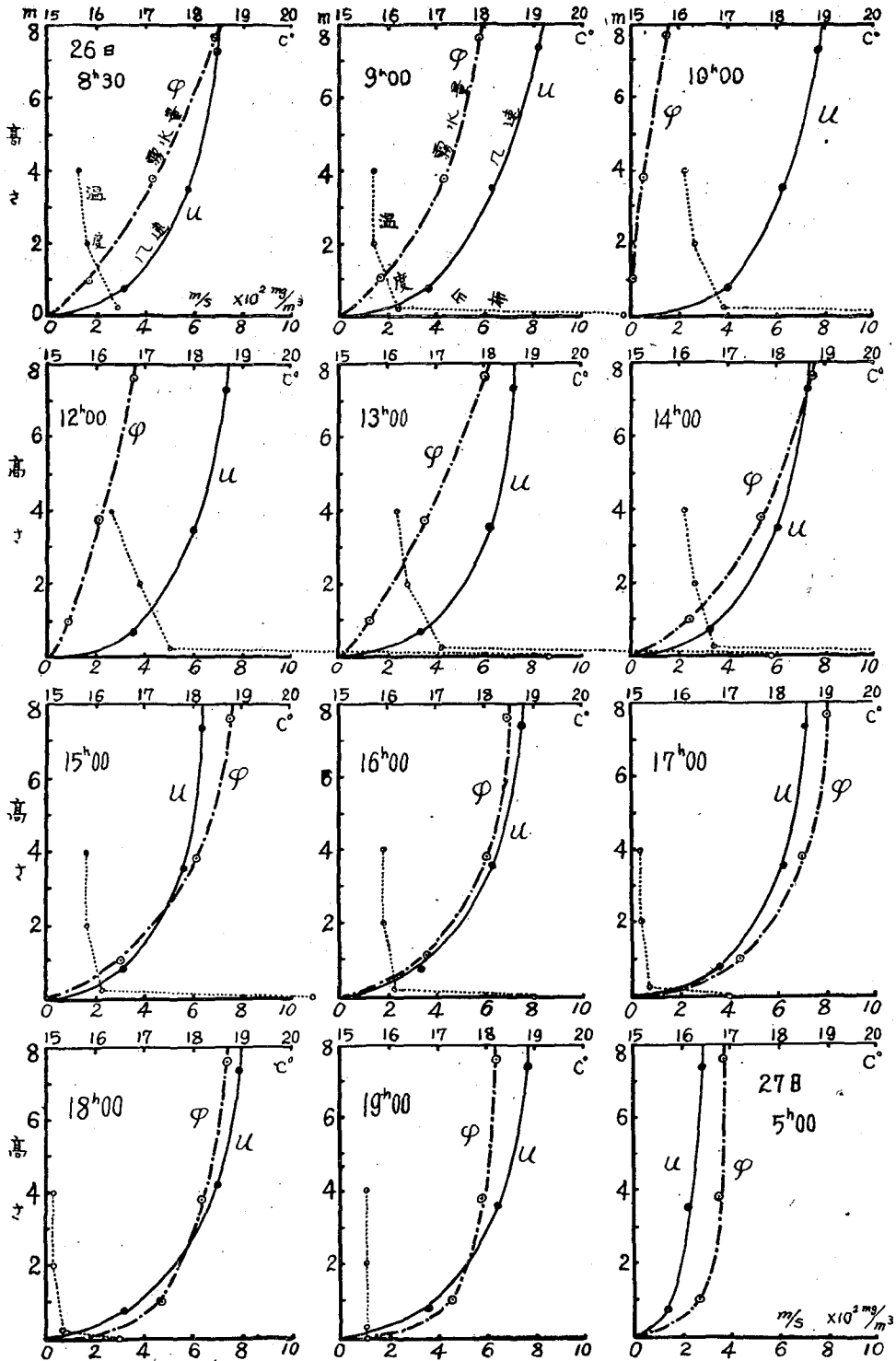
今回の觀測においても吾々はこの點をたしかめるため、繫留氣球用霧水量計を用い、7月26日8h30mより19h10mまで霧水量の垂直分布の時間的變化を測定した。雛形林の前方の平坦な牧草地に高さ8mの木のパールを建て、このパールに地上から夫々7.6m、3.8m、及び1mの高さに霧水量計をぶらさげた。測定は毎時觀測で、各時刻に10分間ずつ霧水量及び風速をよみとつた。前報告<sup>3)</sup>にのべたごとく、この霧水量計は10分間に霧水捕集器より滴下する水滴の數と、同じ時間における風杯の廻轉數との比を知れば直に求めることができる。今回の觀測では、霧水捕集器より滴下する水滴の數は、多いときで10分間に90滴にも達した。

霧水量の垂直分布の測定と平行して氣温の測定がアスマン乾濕計により、地上0.2m、2m、及び4mの高さにおいて行われた\*。又地表面の温度は、温度計の球部を厚さ約1cmの土で覆つて測定せられた\*\*。

第1圖に霧水量、風速、及び温度の垂直分布の測定例を示す。觀測は昭和27年7月26日8時30分より、19時まで行い、日没のため一たん中止し、翌27日5時の觀測で終了した。圖には各時刻毎の霧水量及び風速垂直分布を縦軸に、横軸に霧水量( $\times 10^2 \text{mg/m}^3$ )及び風速

\* 林業試験場野幌支場、勝見氏による。

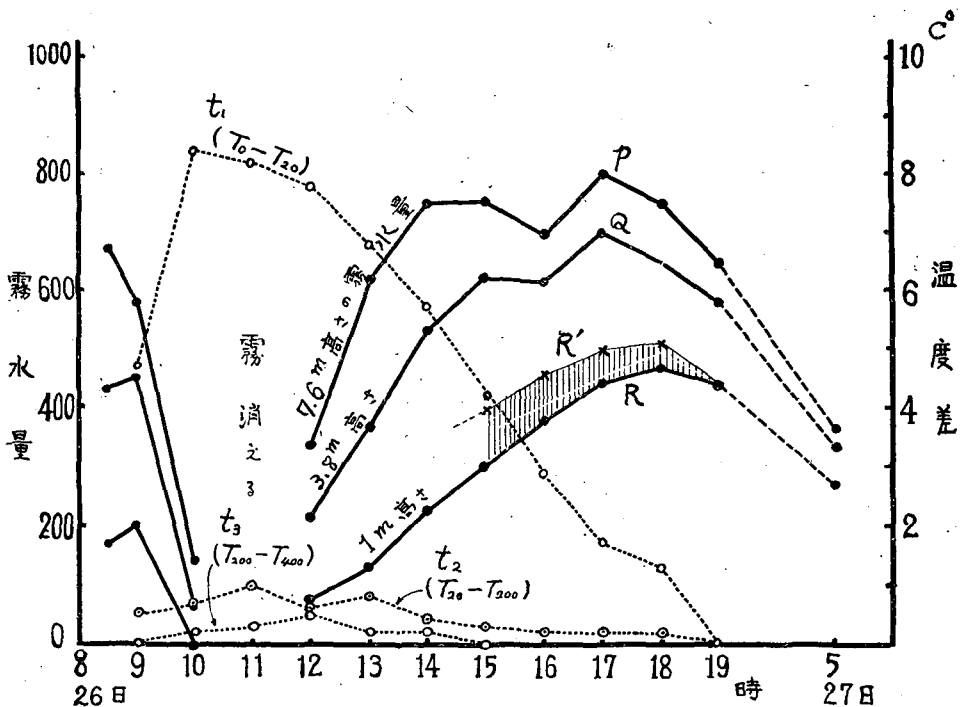
\*\* 林業試験場、武田氏による。



第1圖 霧水量，風速，氣温の垂直分布の毎時記録

(m/s) をとつて示してある。前者は鎖線、後者は實線で示す。なお、地表温度と気温の垂直分布は點線で示してある。26日は早朝より濃い霧がかかっていたが観測を開始してから、しばらくして10時頃より消散し始め、11時頃には地上には全く霧はなくなり層雲となつてしまつた。しかし、再び12時頃より移流し始め、夕刻に近づくにしたがい次第に濃度を増して翌27日まで連続した。霧が全く消散していた11時の記録は示されていない。霧が消散しつつあるとき(10時の記録)及び霧がかかり始めているとき(12時の記録)の霧水量の垂直分布は、地面に向つて急激に直線的に減少しているが、夕刻に近づくにつれて、だんだんと對數分布に近づいてゆくことがわかる。この日は平均風速の垂直分布は早朝から夕刻までほとんど典型的な對數分布を示しており、霧の有無とは関係がない。しかし翌27日は、霧も風も共に弱くなつた。霧が消えていた10時~12時の間は、地上0.2mと4m高さの気温の差は約 $1^{\circ}\text{C}$ 、0.2m高さと地表面との温度差は約 $8^{\circ}\text{C}$ に達し、地面から空気へのはげしい熱の擴散によつて霧はどんどん消されていくことが豫想される。

第2圖において、曲線P, Q, Rは第1圖の記録より、地上7.6m, 3.8m, 及び1mにおける霧水量を、曲線 $t_1$ ,  $t_2$ ,  $t_3$ は夫々地上0.2mと地表面との温度差( $T_0 - T_{20}$ )、地上0.2mと2m高さとの温度差( $T_{20} - T_{200}$ )及び地上2mと4m高さとの温度差( $T_{200} - T_{400}$ )を示している。第2圖から $t_1$ が極大に達した10時から12時の間で霧は全く消失し、 $t_1$ が減少していくとともに霧はどんどん濃度を増していつたことがわかる。地上から高いところの霧水量P, Qは



第2圖 各高さにおける霧水量と温度差の時間的變化

途中で増減しているが地面に近い1m高さの霧水量Rは18時まで連続的に増えてゆき、19時になつてP、Qと同様に下り始めている。27日5時の測定ではP、Q、Rの値は360 mg/m<sup>3</sup>、320 mg/m<sup>3</sup>、270 mg/m<sup>3</sup>となつて少なくなつている。19時以後は測定がないが霧は翌27日にかけて濃度を減じていつたものと思われる。日中は $t_1$ 、 $t_2$ は零でないから常に地表面から上空に向つて熱の流れがあり、このため、下層の霧は一部蒸發しているものと思われる。19時になつて $t_1=t_2=0$ となり、空氣は地上から上空にまで完全に斷熱大氣になつたのである。但し、 $t_3$ は15時以後には零になつてゐるから、2m以上の大氣は15時からすでに斷熱大氣になつていたのである。

## 2. 下層大氣中の霧水量の垂直分布をあらわす式

前報告<sup>3)</sup>において、吾々は夜間霧粒の蒸發が無視できるような場合の霧水量の垂直分布をあらわす式を導いた。それによると霧水量の垂直分布は、地面からの高さの對數函數としてあらわされることを知つた。しかし、第1圖の測定結果をみると、霧水量の垂直分布が大体對數分布であらわされるのは、夕方に近い15時以後の記録であつて、霧がさかんに蒸發しつつある10時、12時、13時頃は對數分布というよりは殆んど直線分布に近い。それ故、日中における霧水量の分布の對數曲線からのずれは、地面から空氣中への熱の傳達にもとづく霧粒の蒸發に起因すると考えてよいであろう。吾々は地面附近の霧水量の垂直分布をあたえる一般的な式を導いておこう。

いま、地面から任意の高さ $z$ において、 $dz$ なる厚さをもつたうすい層を考えよう。この層内に單位時間に渦動輸送されてくる霧水量は

$$-\frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) dz, \dots\dots\dots (1)$$

によつて與えられる。ここに $K$ は空氣の渦動擴散係數、 $\varphi$ は $z$ の函數としての空氣の單位體積中に含まれる霧水量である。 $z$ は地面から垂直上向きを正にとる。また、同時にこの層内に地表面から渦動輸送されてくる熱エネルギーは

$$-\frac{\partial}{\partial z} \left\{ K C_p \rho \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \right\} dz \dots\dots\dots (2)$$

で與えられる。ここに $C_p$ は空氣の定壓比熱、 $\rho$ は空氣の密度、 $\Gamma$ は斷熱遞減率、 $\partial T/\partial z$ は溫度勾配である。ここで吾々は、霧粒や熱エネルギーの輸送は、全く空氣の運動量の輸送と同じ機構に従うことを假定している。

さて、考えている時間があまり長くない、その間は、この層内の霧の濃度は一定に保たれてゐるとすると、(1)式による霧水量の増加は、(2)式による熱量の流入によつて蒸發させられていなければならない。それ故次の式がなりたつ。

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( K \frac{\partial \varphi}{\partial z} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left\{ K C_p \rho \left( \frac{\partial T}{\partial z} + \Gamma \right) \right\} \frac{1}{L} \dots\dots\dots (3)$$

ここに  $L$  は水の蒸發潜熱である。厳密には輸送されてきた熱量は先づ空気を暖め、しかるのち霧粒を蒸發させると考えるべきであるが、ここでは簡単のため、全部が霧粒の蒸發に使われると假定する。また地面附近に存在する温度勾配は通常、斷熱遞減率  $\Gamma$  よりは遙かに大きい。それ故、吾々は  $\Gamma=0$  としてこれを無視することにしよう。(3) 式より容易に次の式が導かれる。

$$K \frac{\partial}{\partial z} \left( \varphi - \frac{C_p \rho}{L} T \right) = g \quad \dots\dots\dots (4)$$

ここに  $g$  は積分常數である。

プラントルの混合距離の理論に従えば、空氣の渦動擴散係數  $K$  は

$$K = \frac{u_*^2}{\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}} \quad \dots\dots\dots (5)$$

によつて與えられる。ここに  $u_*$  は所謂摩擦速度で、 $\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}$  は平均風速の勾配である。(5) 式を

(4) 式に代入すれば

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( \varphi - \frac{C_p \rho}{L} T \right) = \frac{g}{u_*^2} \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \quad \dots\dots\dots (6)$$

を得る。ここで吾々は

$z = z_0$  (roughness parameter) において

$$\bar{u} = 0, \quad T = T_0, \quad \varphi = 0$$

という條件で(6)式を積分すると、霧水量の垂直分布をあらわす一般的な式として

$$\varphi = \frac{g}{u_*^2} \bar{u} + \frac{C_p \rho}{L} (T - T_0) \quad \dots\dots\dots (7)$$

を得る。(7) 式は霧水量の垂直分布は互に二つの獨立な項によつて與えられることを示す。右邊第1項は霧を運んでくる風速の分布によつてきまる項であり、第2項は氣温の垂直分布によつてきまる項である。

ここで  $C_p = 0.24 \text{ cal/deg} \cdot \text{g}$ ,  $L = 580 \text{ cal/g}$ ,  $\rho = 1.3 \times 10^{-3} \text{ g/cm}^3$  とおくと

$$\frac{C_p \rho}{L} \doteq 0.54 \times 10^{-6} \text{ g/cm}^3 \cdot \text{deg} = 540 \text{ mg/m}^3 \cdot \text{deg}$$

である。それ故第2項の霧水量の分布にあたる影響は大きい。例えば日中においては、氣温は地表温度より一般に低く  $(T - T_0) < 0$  である。それ故第2項は負となり霧水量は地面に向つて急激に減少するであろう。逆に夜になつて氣温が逆轉すると  $(T - T_0) > 0$  となり、霧水量はかえつて第1項だけで與えられるものよりも増加するであろう。すなわち、前者では霧粒の蒸發がおこり、後者では凝結がおこるわけである。

吾々の觀測においては、第1圖に示すごとく平均風速の垂直分布はほとんど對數分布によつてあらわされているが、霧水量のそれは、日中では直線的な分布を示し、氣温と地温との温度

差が減少すると共に次第に對數分布に近づいていくのである。

吾々は特別な場合として大氣が斷熱状態に保たれている場合を考えよう。この場合には(7)式右邊第2項は零となり霧水量は

$$\varphi' = \frac{g}{u_*^2} \bar{u} \dots\dots\dots (8)$$

となる。ここに  $\varphi'$  は斷熱大氣における霧水量を示す。しかし、地面近くの平均風速の垂直分布はよく知られているごとく、次のような對數法則によつて與えられる<sup>9)</sup>。

$$\bar{u} = \frac{2.3u_*}{k} \log \frac{z}{z_0} \dots\dots\dots (9)$$

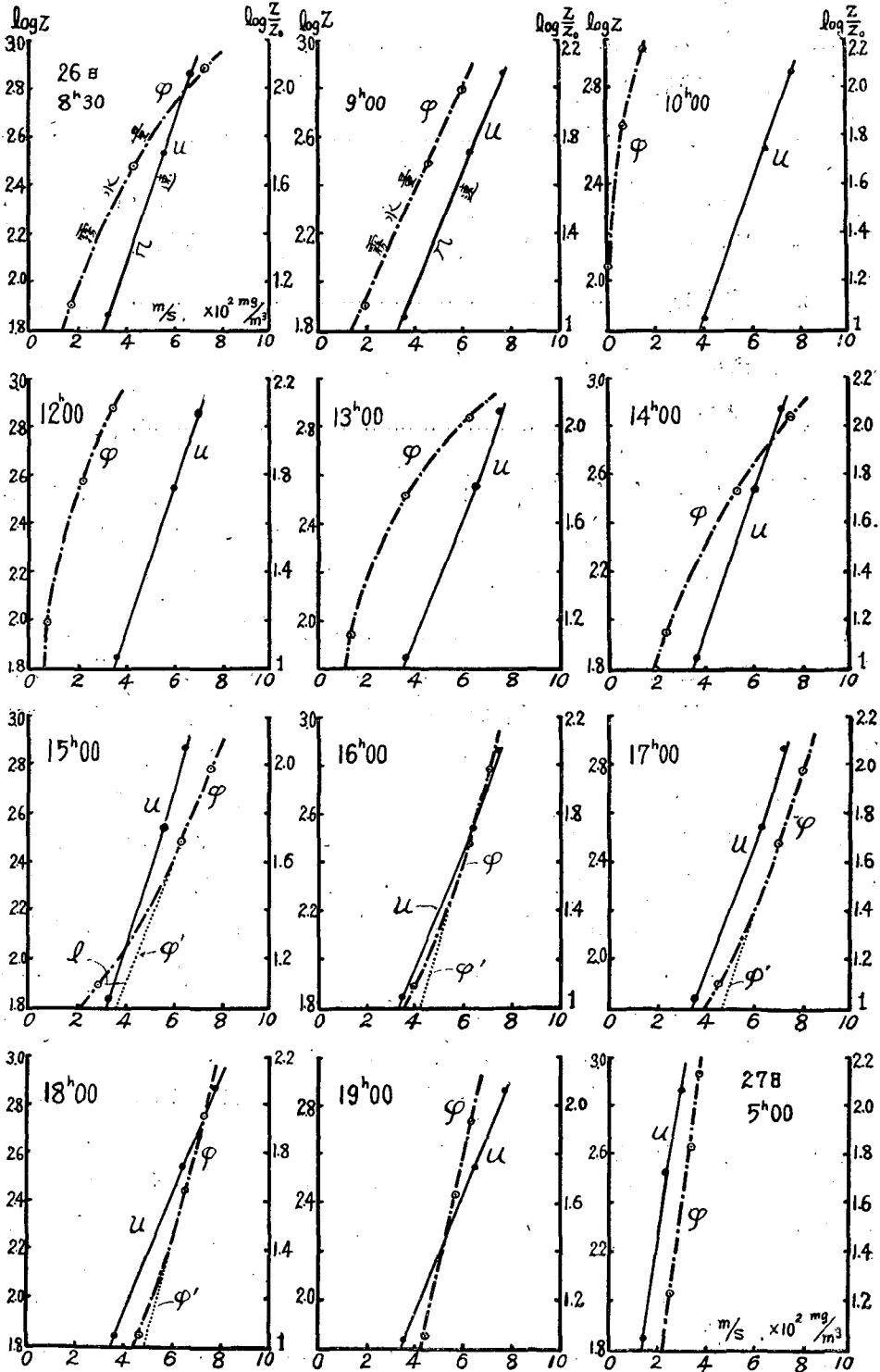
(9) 式を (8) 式に代入すれば  $\varphi'$  は

$$\varphi' = \frac{2.3g}{ku_*} \log \frac{z}{z_0} \dots\dots\dots (10)$$

となる。ここに  $k$  は Von Kármán 常數、 $z_0$  は roughness parameter である。霧水量  $\varphi'$  は、地面からの高さと共に對數的に増えていく。(9) 式及び(10)式より、 $\bar{u}$  及び  $\varphi'$  を夫々  $\log z$  及び  $\log \frac{z}{z_0}$  に對してプロットすると、それらは直線によつてあらわされることがわかる。

第3圖は、第1圖における  $\bar{u}$  及び  $\varphi$  の測定値を夫々、 $\log z$ 、及び  $\log \frac{z}{z_0}$  に對してプロットしたもので、實線は風速を、鎖線は霧水量をあらわす。横軸は風速を m/s、霧水量を  $\times 10^3 \text{mg/m}$  であらわしてある。圖からわかるごとく、 $\bar{u}$ :  $\log z$  との関係は何れも直線であらわされているが、 $\varphi$ :  $\log \frac{z}{z_0}$  の関係は、19時及び27日5時の記録を除いては必ずしも直線であらわされていない。霧が再びかかり始めた12時頃は日射によつてあたたまつた地面からの劇しい熱の擴散によつて霧はどんどん蒸發させられているので、 $\varphi$  はもつとも左にかたよつていく。地温と氣温の温度差が小さくなるに従つて、 $\varphi$  はだんだんと右に移つてゆくが、 $z$  の低いところでは蒸發のため上空に比べてふえかたが少ない。第2圖に示したごとく、15時になつて2m以上の大氣は斷熱状態に保たれたので(10)式より、2m以上の霧水量は  $\log \frac{z}{z_0}$  に對して直線であらわされる筈である。事實、15時の記録をみると2m以上の高さの  $\varphi$  は直線であらわされているが、2m以下の  $\varphi$  は左方に曲つている。うへの直線部分を、圖の點線のごとく下方に延長すると、點線  $\varphi'$  は大氣が地上から上空にかけて完全に斷熱大氣に保たれたと假定したときの霧水量の分布をあらわし、點線と鎖線との差は、熱の擴散によつて蒸發させられている霧水量をあらわすことになる。いま、1mの高さにおける點線と鎖線との差  $\delta$  は約  $100 \text{mg/m}^3$  であるから、この値を第2圖において曲線 R の上方につけ加えて  $\times$  印であらわす。同様に16時、17時、18時における兩者の差を求めて R の上につけ加えて、それらをつらねた R' は、蒸發がないと假定したときの霧水量の變化をあらわし、R と R' との間の斜線をひいた部分は、温度差  $t_1$  により地面から空氣へ擴散された熱によつて蒸發させられた霧水量をあらわすことになる。

19時には、 $t_1=0$  となつたので大氣は地上から上空にかけて完全に斷熱大氣となり、したが



第3圖 高さの対数に對してプロットした霧水量及び平均風速の分布

つて霧水量は  $\log \frac{z}{z_0}$  に對して完全に直線となつたのである。(第3圖参照) (7)式にみられるごとく、氣温が逆轉すると第2項は正として働くので、かえつて地面近くの霧水量は上空に比べて増大する可能性も生ずるわけであるが、吾々の觀測は19時で打切られたので、このような状態を實際に觀測することはできなかつた。

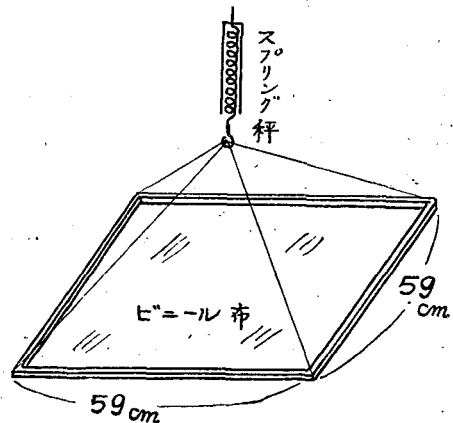
### 3. 地面の捕捉する霧水量と、地表面から空氣への熱の擴散

前節において、吾々は霧粒の地面への擴散が、空氣の運動量の擴散と同じ機構によるという假定のもとに霧水量の垂直分布をあたえる式を導いた。斷熱状態においては、地面附近の霧水量の減少は、もはや地面からの熱擴散にもとづく霧粒の蒸發によつては説明することはできない。それ故、そのような場合には、それは地面が下層の霧粒をどんどん捕捉しているためであると解釋する他はない。地面の捕捉によつて下層の霧水量が減少すれば、それを補わんとして上空から濃い霧が降りてくるであろう。これが霧の擴散現象に他ならない。吾々はこのような霧水量の流れを假りに“霧水の flux”と名付け、これを  $\Phi$  であらわそう。

よく知られているごとく、高さ  $z$  における  $\Phi$  の値は、その場所における霧粒の渦動擴散係數  $K$  と、霧水量の濃度勾配  $\frac{\partial \phi}{\partial z}$  との積によつて與えられる。

$$\Phi = -K \frac{\partial \phi}{\partial z} \dots\dots\dots (11)$$

したがつて、地面の單位面積が單位時間に捕捉する霧水の量は、近似的に粗度の高さ  $z=z_0$  における  $\Phi$  の絶対値  $\Phi_0$  によつて與えられる。亂れた大氣中では、空氣の運動量の擴散は地面に對して摩擦應力を與えたが、これに反して、霧水量の擴散は地面の捕捉作用を誘導すると考えてよいであろう。このような考え方が正しいか否かは、何等かの方法によつて  $\Phi_0$  を直接測定し、一方霧水の濃度勾配から計算された値と一致するかどうかをたしかめてみればよいであろう。このような目的のため、吾々は第4圖のごとき装置をつくつた。第4圖は、斷面が  $1\text{cm}^2$  長さ  $59\text{cm}$  の細長い木を組合わせて枠をつくり、これに霧粒を受けるためのビニール布を張る。したがつて受粒面積は  $59 \times 59\text{cm}^2$  である。霧が濃くなつて、地面にはえている草が充分ぬれだしてから、この枠を草



第4圖 霧水の擴散量測定装置

又は地面の上に置く。そして適當な時間露出してから、ビニール面に溜つた霧水の量を枠と一緒に弱いスプリング秤で測る。其の結果は、 $\Phi_0$  の實測値は特別な場合(斷熱大氣の場合)を除いては、常に霧水量の濃度勾配より求めた値に比べて小さいことがわかつた。この事實は、地

面が捕捉した霧水の一部は、地面から空気中へ向う “heat flux” によつて蒸發させられていると考えなければならない。本節ではこの問題について簡単な論議をつけ加えよう。

さて、斷熱大氣では  $\frac{\partial \varphi}{\partial z}$  及び  $K$  の値は次のごとく與えられる。

$$\frac{\partial \varphi}{\partial z} = \frac{2.3g}{ku_*} \frac{1}{z}, \quad K = \frac{u_*^2}{\frac{\partial \bar{u}}{\partial z}} = \frac{u_*^2}{\frac{2.3u_*}{k} \frac{1}{z}} = \frac{1}{2.3} k \cdot u_* \cdot z \quad \dots\dots (12)$$

それ故、(11) 式は次のごとく簡單になる。

$$|\Phi| = g \quad \dots\dots\dots (13)$$

(10) 式からわかるごとく、この  $g$  の値は  $\log \frac{z}{z_0}$  に對してプロットした霧水量  $\varphi$  の曲線の傾斜から容易に計算することができる。

一例として第3圖の27日5時の記録からこの値を求めてみよう。

すなわち、 $u$ :  $\log z$  の曲線より

$$z_0 = 5.63 \text{ cm} \quad u_* = 24.3 \text{ cm/s}$$

$\varphi$ :  $\log \frac{z}{z_0}$  の曲線より

$$\frac{2.3g}{ku_*} = 130 \text{ mg/m}^3, \quad \text{但 } k=0.4$$

となるから  $g$  の値は

$$g = 0.55 \times 10^{-6} \text{ gr cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \quad \dots\dots\dots (14)$$

を得る。この値は第1表に示すごとく、7月27日の實測値と大体よく一致している。

次に吾々は、地面の温度が氣温よりも高く、熱が空氣中に向つて擴散されている場合の地面の捕捉量について考察しよう。この場合には地面が捕捉した霧水の一部は、地面から空氣中への熱の流れによつて蒸發させられていると考えなければならない。それ故、實際の地面の捕捉量  $\Phi_0$  は、大氣が完全に斷熱的であるときの捕捉量  $g$  の値よりも、蒸發してゆく分だけ少なくなつていなければならない。それ故  $\Phi_0$  は次式で與えられる。

$$\Phi_0 = g + \frac{1}{L} \left( KC_p \rho \frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 \quad \dots\dots\dots (15)$$

ここに上式の第2項は、地面から空氣中に向う “heat flux” によつて蒸發させられる霧水の量をあらわす。但し  $\frac{\partial T}{\partial z}$  は負の値をもつ。

第1表 ビニール布による地面捕捉量の實測値

No.	日附	測定時間	時分ビニール布に溜つた霧水量	$\Phi_0$ (平均値)
I	7月26日	15h20m~18h00m	80 gr	$2.48 \times 10^{-6} \text{ gr cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$
II	7月27日	4h20m~6h20m	15 gr	$0.6 \times 10^{-6} \text{ gr cm}^{-2} \text{ sec}^{-1}$

第1表は今回の観測において、第4圖のビニール布をはつた枠を用いて實測した地面の捕捉量の實測値である\*。第1表に示したごとく、第1回の観測は26日15時20分より18時まで、160分間ビニール布を草地の上にさらして、上空から擴散してくる霧粒を受けた。全捕捉量は80 grであつたから、地面の單位面積が單位時間に捕捉した霧水の量は平均して $2.48 \times 10^{-6}$  grとなつたわけである。この同じ測定時間中の霧水量の垂直分布は、第1圖及び第2圖に既に示されている。これを見ると15時から18時の間は、地上から2m以上の高さの大氣は斷熱状態となつてゐるが、2m以下の下層大氣は斷熱的でなく、地面から空氣中へ熱が擴散されてゐるとみななければならない。それ故、うゑに求めた $\theta_0$ の値は、この期間中全部の大氣が斷熱的であるとみなしたときの $g$ の値よりは小さい筈である。もし、 $g$ の値が得られたならば、次式によつて吾々は地面からの蒸發量を求めることができるであらう。

$$g - \theta_0(\text{obs}) = -\frac{1}{L} \left( KC_p \rho \frac{\partial T}{\partial z} \right) \dots \dots \dots (16)$$

さて、15時から18時までの $g$ の平均値は、第3圖における同じ時刻の記録の直線 $\varphi$ の傾斜から容易に求めることができる。

時刻	$g$
15 h 00 m	$4.0 \times 10^{-6}$ gr cm <sup>-2</sup> sec <sup>-1</sup>
16 h 00 m	3.6        //
17 h 00 m	4.15       //
18 h 00 m	3.24       //
平均 $\bar{g} = 3.75 \times 10^{-6}$ gr cm <sup>-2</sup> sec <sup>-1</sup>	

(16) 式の $g$ にこの $\bar{g}$ を代入すれば吾々は地面からの蒸發量として

$$-\frac{1}{L} \left( KC_p \rho \frac{\partial T}{\partial z} \right)_0 = \bar{g} - \theta_0 = (3.75 - 2.48) \times 10^{-6} \text{ gr cm}^{-2} \text{ sec}^{-1} \dots \dots$$

を得る。しかして左邊の括弧の内は、地面から空氣への“heat flux”に他ならない。それで蒸發の潜熱を $L=580$  cal/g とおけば

$$\begin{aligned} \text{heat flux } Q_0 &= 1.27 \times 580 \times 10^{-6} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \\ &= 0.73 \times 10^{-2} \text{ cal} \cdot \text{cm}^{-2} \cdot \text{sec}^{-1} \end{aligned}$$

となる。

實際に霧がかかり始めてから暫くたつと地面の草や、立木、其他あらゆる地物がびしょびしょにぬれる。このような場合、殆んど蒸發はないと考えられてきた。しかし、うゑにのべたごとく非常に濃い霧の場合でも地温が氣温よりも高い場合には、常に熱が地面から上空へ擴散されてをり、下層の霧はその一部が蒸發させられていることに注意しなければならない。反対に

\* 大浦の測定によれば實際の林の上面の捕捉量はこれらの値の數倍から十數倍に達する。文献 [5]。

気温が逆轉して、地面附近の温度が上空より冷えてくると、うえから擴散してくる霧粒には水蒸氣の凝結がおこり、かえつて下層の霧水量が上空のそれよりも増えることもありうる。それ故、嚴密には、斷熱大氣においてのみ、霧を純粹に擴散の問題として取扱うことができるわけである。

### III. 雛形林の防霧効果

#### 4. 雛形林の背後における霧水量の垂直分布

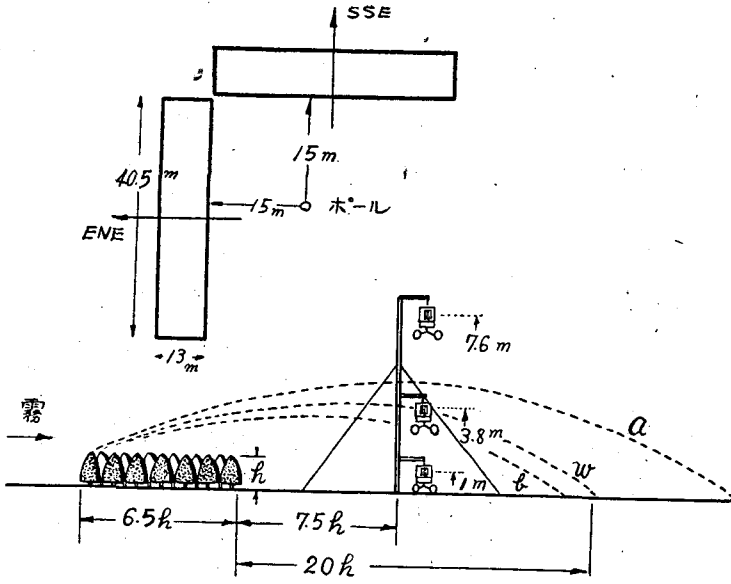
前章において、吾々は平坦な牧草地に霧が移流してくる場合の霧水量の垂直分布について議論を行つた。第 III 章では雛形林の背後では霧水量の垂直分布がどのように變化するかを測定し、その結果から雛形林の防霧効果を論じようと思う。

第 5 圖は今回の觀測で落石の牧草地に設營された雛形防霧林及び霧水量計の配置圖を示す。

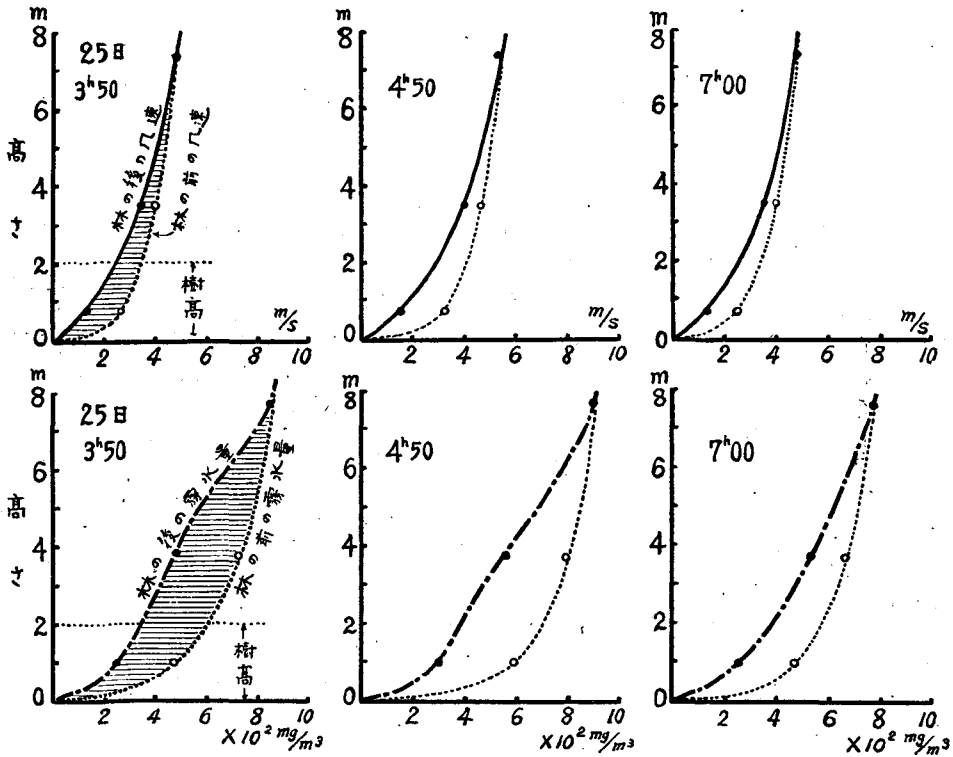
雛形林は幅 40.5 m, 厚さ 13 m, の面積に樹高が 2 m のアカエゾマツ, トドマツ等の若木が 1.5 m の間隔で千鳥型に植えられた。落石では霧の侵入方向が ENE, SSE の 2 通りあることが豫想されていたので、2 組の雛形林がそれぞれの方向に垂直になるようにつくられた。霧水量の垂直分布を測るためのポールは、夫々の林の後縁から樹高の 7.5 倍の距離にたてられ、これに地上から 1 m, 3.8 m, 及び 7.6 m の高さに三つの霧水量計がぶらさげられた。なお林業試験場の檜山・北村・高橋等によつて、合計 7 個の霧水量計が、林の中央を貫ぬく垂直線上に地上 70 cm の高さを以て配列された。これによつて、雛形林の背後における霧水量の水平及び垂直方向の減少が同時に觀測された。

第 6 圖は雛形林の背後における霧水量及び風速の垂直分布を示す。測定は 7 月 25 日 3 時 50 分より 7 時の間に行われた。第 6 圖をみると、一見して、林のうしろでは、風速及び霧水量の垂直分布が對數分布から異常に偏寄していることがわかる。しかして、霧水量の垂直分布の變化から林の防霧効果を論ずるには、どうしても林の前と後とにおいて同時に霧水量の垂直分布を測り、その兩方を比較してみなければならない。しかしながら、吾々は不幸にも、霧水量計の數の制限から、今回の觀測では、林の前後 2 點において霧水量の垂直分布を同時に觀測することができなかつた。それで、できるだけ合理的な方法で林の前における霧水量の垂直分布を見積らねばならない。

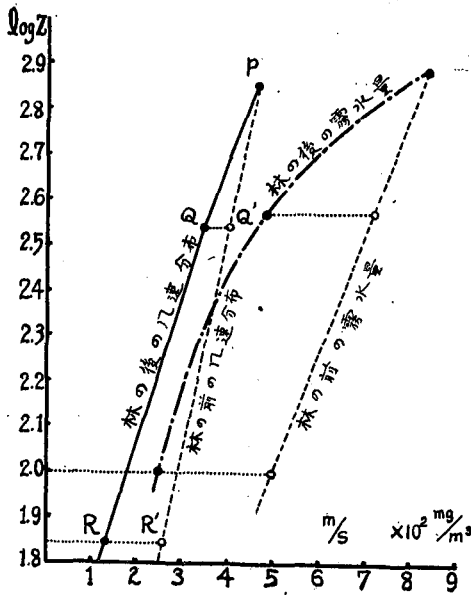
その一つの方法として、吾々は檜山・北村・高橋<sup>7)</sup>等による林の背後における霧水量の水平方向の減少を測定した結果を使うことにしよう。それによると、林の背後の風速及び霧水量は、林の前のそれらの値を 1 とし、樹高  $h$  を長さの單位にとつてあらわすと、林のうしろ  $h$  の距離では 10% 以下、6~8  $h$  で大体 50% となり、20  $h$  で大体林の前と殆んど同じ値になつていくことがわかる。吾々が垂直分布を測定したポールは、林のうしろの 7.5  $h$  の距離に立つているから、一番下にとりつけた 1 m 高さの霧水量計の値は、林の前における同じ高さの値の約 1/2 になつていていると考えてよいであらう。しかして、ポールの天邊 7.6 m にとりつけた霧水量計は



第5圖 籬形林の背後における霧水量計の配置



第6圖 籬形林の背後における風速及び霧水量の垂直分布



第7圖 林の前における風速と霧水量の見積

て、その値をプロットしたものが第6圖の霧水量の記録における點線で示した對數曲線である。25日の測定はいずれも早朝蒸發がないときを選んで行つたから、林の前の霧水量の垂直分布が點線のごとき對數分布で與えられるとしても殆んど誤りはないであろう。

以上のようにして吾々は、錐形林の前後2點における霧水量及び平均風速の垂直分布を知ることができたわけである。

### 5. 錐形林の霧水捕捉量及びその背後にできる霧のうすい空間について

第6圖の霧水量の記録において、點線と鎖線で囲まれた面積(ハッチングをほどこした部分)は、霧を含んだ空氣が錐形林を前からうしろへ通過したとき、林の捕捉によつて失われた霧水の全量をあらわすことになる。いま、地面に1平方メートルの底面積をもち、高さが8mの空氣柱を考えるとこの空氣柱が林を通過することによつて失なう霧水量は、この面積をプラ=メーターで測ることによつてそれぞれの記録毎に次のごとく與えられる。

1260 mg, 1360 mg, 1110mg, 平均 = 1250mg.

しかして、千鳥型に植えられている錐形林を1mの中で垂直に切りとつて  $1 \times 13 \text{ m}^2$  の面積に植えられている木の數を求めると大体7本になる。それ故1本の木は平均して180mgの霧水を捕捉すると考えてよいであろう。いま空氣柱が2m/sの速度で林を通過したとすれば、1本の木は1時間に平均して1300gの霧水を捕捉することになる。吾々は錐形林に使用した1本の木の下にコソモリ傘を置いて、實際に木から滴下する霧水量を測定したところ、1時間に約1200gの霧水を捕捉することを知つた<sup>4)</sup>。しかしこの値は林の前面の木の捕捉量であつて、林の

樹高の約4倍の高さにあるから、この點の値は、林の影響を殆んど受けていないと考へてよいであろう。

第7圖において、曲線P, Q, Rは、第6圖における3時50分の平均風速を、高さの對數に對してプロットしたものである。吾々は上にのべた假定に従つて一番下の値Rを、その2倍の位置にうつし、天邊の値Pを固定して  $\overline{PR'}$  を點線で結ぶ。そうすると直線  $\overline{PR'}$  は林の前における平均風速の垂直分布をあたえることになる。直線  $\overline{PR'}$  のうえのQ'點は、Qの高さに相當する林の前の風速の値を與える。第6圖の風速の記録で點線で示した對數曲線はこれにして求めた林の前の風速の垂直分布である。全く同様な操作を第7圖の霧水量について行つ

内部の木の捕捉量はこれの數分の一程度である。したがつて、上に求めた平均値の 1300 g は實測値に比べて少し大きすぎるように思われるが、大体のオーダーはあつている。

同じような考えが、第 6 圖の風速の記録についても言えるわけで、點線と實線で圍まれた面積に空氣の密度をかければ、風が林を通過する際に林の抵抗によつて失つた運動量が求められる。

以上のような考察から、雛形林の背後につくられる霧のうすい空間の大きさの概略を畫いたのが第 5 圖の點線  $a$ ,  $b$  である。 $w$  は、風速が、林の前の同じ高さにおける値の半分になる範圍を示したものである。樞山等の測定結果を参照すると、霧のうすくなる空間は、日中は林のうしろの劇しい亂流混合による蒸發のため、曲線  $a$  のごとく  $w$  よりはずつと後方にまで廣がるが、夜間では逆に  $b$  のごとく  $w$  よりは多少小さくなることが豫想される。これらは多分氣温の逆轉にもとづく水蒸氣の凝結作用によるものと思われる。

この研究は、もと林業試験場氣象災害科長武田京一博士（現九州大學教授）の指導により行われたものである。また有益な御助言をいただいた吉田順五教授、有用なデータを提供して下さつた林業試験場の樞山氏・勝見氏等に對し御禮を申上げる。

#### 文 献

- 1) 樞山徳治・高橋龜久彦・北村嘉一 1953 雛形防霧林による地表附近の霧水量の水平的減少範圍について。防霧林に関する研究, 3, (北海道廳林務部)。
- 2) 武田京一 1953 雛形防霧林の研究。防霧林に関する研究, 3, (北海道廳林務部)。
- 3) 黒岩大助・木下誠一 1952 緊留氣球用霧水量計ならびにそれによる霧水量の高度分布の測定。防霧林に関する研究, 2, 185 (北海道廳林務部)。
- 4) 武田京一 1949 大氣亂流の研究 (第 1 報)。氣象集誌, 27, 233。
- 5) 大浦浩文 1953 林による霧の捕捉 (第 II 報)。防霧林に関する研究, 3, (北海道廳林務部)。
- 6) 吉田順五・黒岩大助 1953 針葉樹に働く風の力と針葉樹が捕捉する霧水量。防霧林に関する研究, 3, (北海道廳林務部)。

#### Résumé

In this paper, the vertical distribution of fog water contents near the ground and the fog-preventing effect of an artificial model forest are described. In part I, the vertical distribution of fog water contents near the ground was formulated on the assumption that the mechanism of the diffusion of fog particles is the same as that of momentum-diffusion of air. The profile of fog water contents was found to be given in terms of the vertical distribution of mean wind velocity and the temperature gradient near the ground, and was represented completely by a logarithmic function of the height from the ground surface in the case of "adiabatic condition". Further from the direct mesurement of the amount of fog water captured by earth's surface, the heat quantity transferred from the surface to air was derived. In part II, the fog-preventing effect of an artificial model forest was discussed by making use of the data concerning the vertical distribution of fog water.