

## ライダーによる霧の鉛直分布観測\*

平山 力\*\*・竹内 延夫\*\*\*・遠峰 菊郎\*\*  
阿部 成雄\*\*・道本 光一郎\*\*

### 1. はじめに

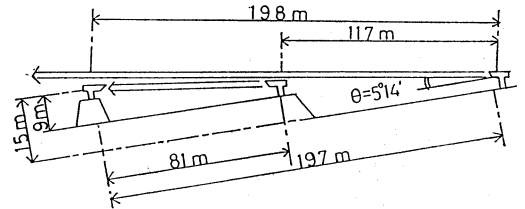
霧が発生した飛行場において、地上で観測している水平視程と、着陸しようとしている航空機のパイロットが上空から滑走路方向を斜めに見下ろした時の斜め視程とが異なっているという報告がなされている。これは、霧が鉛直方向に不均質であるためであると言われている。しかし、霧による減衰係数の鉛直分布を容易に観察する適当な手段がないので、これまでこの分布を観測した例は少ない。我々は、擬似ランダム変調 (Takeuchi *et al.* 1983) による CW ライダー (竹内他, 1987) を用いて霧による減衰係数の鉛直分布を観測することを試みる。

### 2. データの収集

1987年6月10日から29日の間、静岡県御殿場滝が原駐屯地において梅雨前線に伴って発生する霧について観測を実施した。観測場所は富士山東側山麓のなだらかな傾斜地であり、周辺に気流を乱すような地形、地物は存在しない。

器材の設置状況を第1図に示す。比較のために対向型視程計をライダーとほぼ同軸上に設置し、又、この投光器と同じ位置に反射型視程計を設置した。

霧の鉛直分布を求める場合、5度から30度まで5度間隔の仰角でレーザーパルスを送信し、その間を内挿することにより求めた。5度から30度まで1回スキャンするのに約10分を要した。高さ6mの塔に熱電対を配置し、



第1図 器材の設置状況。

気温の鉛直分布を測定した。

### 3. 解析

ライダー観測で得られる観測値は、ライダー方程式 (Single-scattering lidar equation):

$$P(r) = P_0 A L Y(r) \beta(r) r^{-2} T^2(r) \quad (1)$$

$$(T(r) = \exp[-\int_0^r \sigma(r) dr])$$

に示す受信強度  $P(r)$  である。ここで  $P_0$  は発信強度、 $A$  は有効受光面積、 $L$  は距離分解能 (9 m)、 $T$  は透過率、 $\beta(r)$ 、 $\sigma(r)$  および  $Y(r)$  は、それぞれ距離  $r$  における単位体積あたりの後方散乱係数、減衰係数、および  $Y(r)$  補正值 (Sasano *et al.*, 1979, Tomine *et al.*, 投稿中) である。

減衰係数を求める方法としては、スロープ法、

$$\sigma = -\frac{1}{2} \frac{ds}{dr} \quad (2)$$

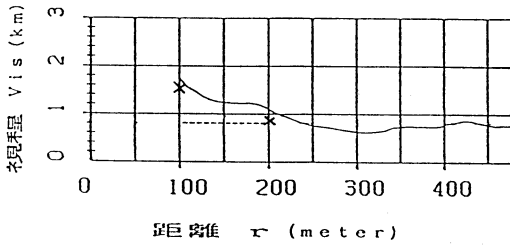
がよく知られている。ここで  $S = 1/n(r^2P)$  である。

Gaumet and Petitpa (1982) は、大気均質を仮定するスロープ法を用いて霧による減衰係数を求めているが、霧は一般に鉛直方向を均質とは考えられず、霧による減衰係数の鉛直分布を求める際にスロープ法を用いるのは適当でない。そこで我々は大気均質を仮定する必要

\* Observations of the vertical fog distributions by lidar.

\*\* Chikara Hirayama・Kikuro Tomine・Shigeo Abe・Kouchiro Michimoto, 防衛大学校地学教室.

\*\*\* Nobuo Takeuchi, 国立公害研究所.  
——1988年3月28日受領——  
——1988年7月12日受理——



第2図 ライダー（実線），対向型視程計（破線），反射型視程計（×印）で測定した霧発生時の視程。6月26日19時26分。

がない，Klett 法 (Klett, 1981)

$$\sigma(r) = \frac{\exp[(S-S_m)/k]}{\sigma_m^{-1} + (z/k) \int_r^{r_m} \exp[(S-S_m)/k] dr} \quad (3)$$

を用いて減衰係数の鉛直分布を求める。ここで、添え字  $m$  は境界における値を示す。又、 $\beta \propto \sigma^k$  と仮定する。本来  $\beta$  と  $\sigma$  は波長と粒径分布に依存するが、一般的にはこのように仮定されることが多く (Fenn, 1966)、本論文でもこれを用いる。この  $k$  の変動が  $\sigma(r)$  に及ぼす影響は、(3) 式を用いる限りにおいてはそれ程重要でないことが Klett (1981) により論じられている。ここでは  $k=1$  とする。 $\sigma_m^{-1}$  は、なるべく遠方の 100 m 分のデータを用いてスロープ法により求める。前述されているように、不均質な霧の分布を調べる際に、スロープ法を用いるのは不適当である。しかし (3) 式を用いた場合、 $\sigma_m$  に含まれる誤差もある範囲内では重要でないことが知られている (Klett, 1981)。減衰係数もしくは透過率が求まれば、

$$V_{1s} = \frac{(R_2 - R_1) l n \epsilon}{1 n T} \quad (4)$$

を用いて、任意の区間 ( $R_2 - R_1$ ) の視程を求め、視程計と比較することができる。ここで  $\epsilon=0.05$  とする。

#### 4. 解析結果

霧が発生し、視程が悪化した 6月26日19時26分の観測値から求めた視程の分布を第2図に示す。実線はライダー、点線は対向型視程計、×印は反射型視程計で測定した値を示す。ライダーにより測定された減衰係数より導かれた視程の分布を見ると、霧が不均質であることが分かる。

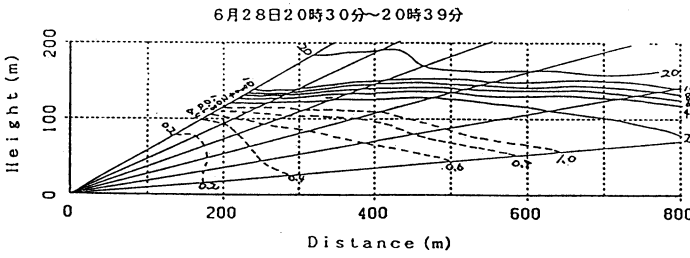
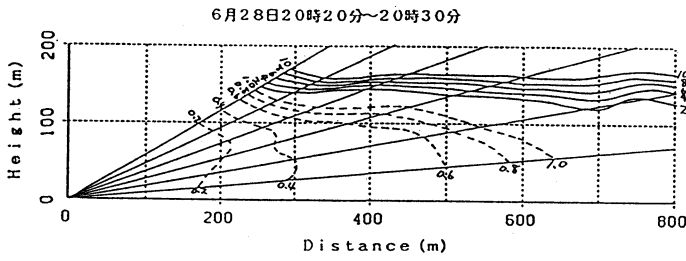
ライダーにより求められた視程と対向型視程計によるものとを比較すると、数 100 m の差がある。ライダーにより求められた視程は、むしろ反射型視程計により求め

られた値に近く 100 m 付近で視程約 1500 m、200 m 付近で視程約 800 m となっている。これは、対向型視程計では透過率のみを計測するのに対して、ライダーと反射型視程計では反射光の強度を計測しているために、透過率と反射率の2つの係数の影響を受けているためであると考えられる。このライダーにより求められた視程と対向型視程計による値の差を多重散乱により説明しようとする試みもあるが (Gaumet and Pettipa, 1982)、これの  $\sigma$  に対する影響は 5 から 6 % にしかならないので、上に述べられている差を説明できない。むしろ霧の内部において、その粒径と数密度分布は均質ではないと考えられるにもかかわらず、一律に  $\beta \propto \sigma^k$  と仮定することからこの両者の差が生じていると我々は考えている。ライダーにより観測された値を対向型視程計により計測された値と同様の基準で評価することは、このままではできそうにないように思われるが、霧による減衰係数の分布を観測することは航空気象において重要であり、他に適当な器材がないので、ライダーを用いて減衰係数の分布を測定することを試みる。

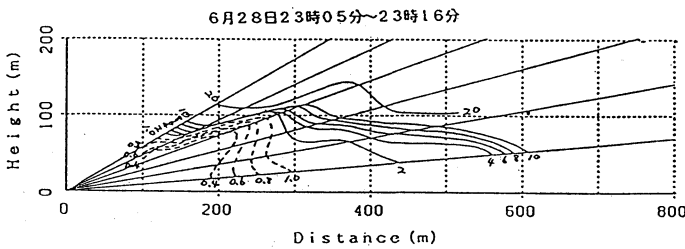
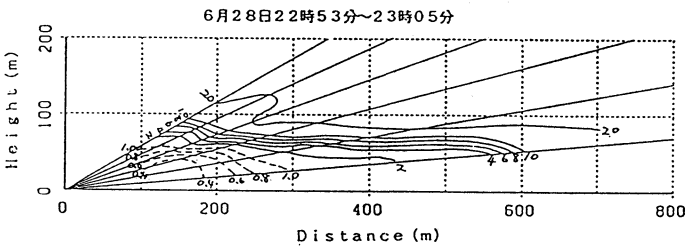
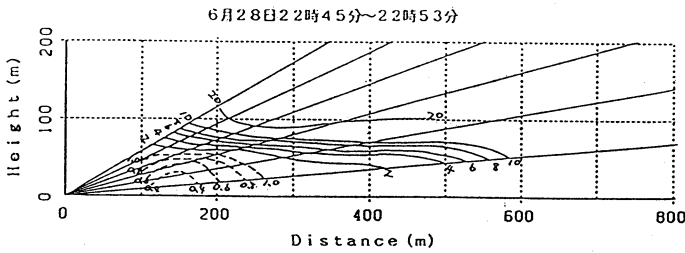
霧による減衰係数 ( $\sigma(\text{km}^{-1})$ ) の鉛直分布を求めたものが第3・第4図である。第3図を見ると、観測点付近では減衰係数が小さく、霧(層雲)が濃くなる層(減衰係数が急激に大きくなる層)があり、この層雲は上空 100 m から 150 m 付近より上に存在していることが分かる。この間(約20分、観測2回分)霧の状態に大きな変化はみられず、ライダーをスキャンしている間に霧の状態は大きく変化せず、このような観測により減衰係数の鉛直分布を求めることが可能であることを示している。

約2時間後の第4図を見ると、第3図の例と比較して層雲の雲底が低くなって、減衰係数が急激に大きくなる層が高度 50 m 付近にあり、層雲の状態が2時間半の間に大きく変化したことが分かる。この間(観測3回約30分間)最後の10分間に観測した減衰係数の鉛直分布は、明らかに前2例とは異なっており、層雲の変動を示している。

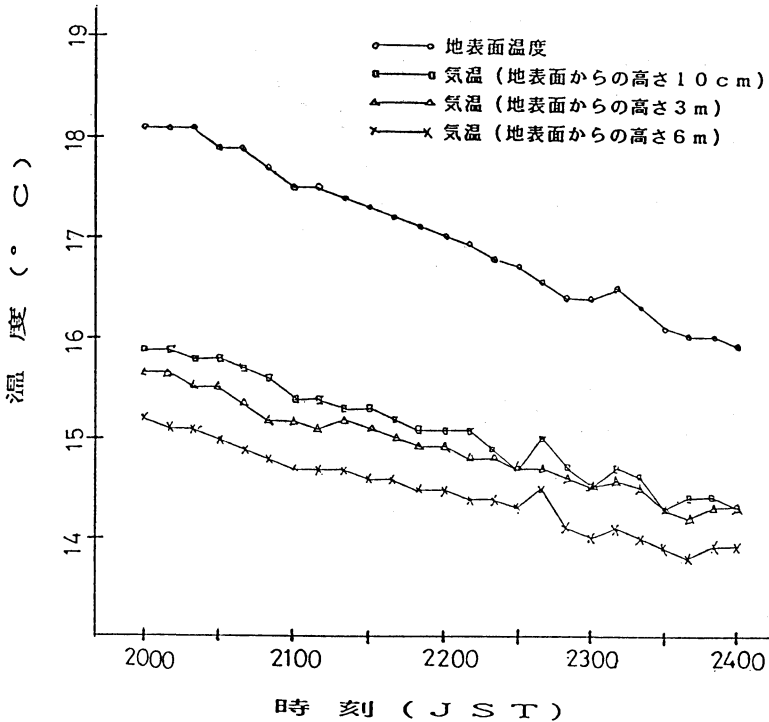
ライダーによる観測を行った20時00分から24時00分間の地表面温度、及び地表面付近の気温の10分毎の変化を第5図に示す。図5によれば、地表面温度は約  $-5^\circ\text{C}/\text{hr}$ 、気温は約  $-0.25^\circ\text{C}/\text{hr}$  の変化率で下がっており、地上の気温が下がるのに伴って減衰係数が急激に大きくなる層も 150 m 付近から 50 m 付近に下がったものと考えられる。又、23時10分には一時的な気温の上昇が見られる。これは、この時暖かい気塊が流れてきたためと考



第3図 霧(層雲)による減衰係数 $\sigma$  ( $\text{km}^{-2}$ )の鉛直分布(6月28日20時20分から20時39分).



第4図 霧(層雲)による減衰係数の鉛直分布(6月28日22時45分から23時16分).



第5図 地表面温度, 及び気温の時間変化 (6月28日20時00分から24時00分).

えられ, 23時05分から16分の減衰係数の分布が前例と異なっているのはこのためではないと思われる。

又, 第4図を見ると, 霧(層雲)の層が観測点から約600 m 離れている所で山の斜面に接している。この時, 山頂から山麓へ安定している吹き下ろしの 2 m/s(NE)の風が吹いており, 霧が山の斜面に接しているのはこの吹き下ろしの風によるものではないかと思われる。

5. まとめ

ライダーを用いて, 霧(層雲)による減衰係数の鉛直分布を観測できることが分かった。

6. 謝辞

本稿関連の観測および資料収集に当たり, 明星電気株式会社, 株式会社日本エレクトリック・インスルメント, 陸上自衛隊滝が原駐屯地, 防衛庁第一研究所の多くの方々にご協力いただきました。これらの方々へ感謝いたします。

参考文献

Fenn R.W., 1966: Correlation between atmospheric

backscattering and meteorological visual range, Appl. Opt., 5, 293-295.  
 Gaumet, J.L. and A. Petitpa, 1982: Lidar-transmissometer visibility comparisons over slant and horizontal paths, J. Appl. Meteorol., 21, 683-694.  
 Klett, J.D., 1981: Stable analytical inversion solution for processing lidar returns, Appl. Opt., 20, 211-220.  
 Sasano, Y., Shimizu, N. Takeuchi and M. Okuda, 1979: Geometrical form factor in the laser radar equation: an experimental determination. Appl. Opt., 18, 3908-3910.  
 Takeuchi, N., N. Sugimoto. H. Baba and K. Sakurai, 1983: Random modulation cw lidar. Appl. Opt., 22, 1382-1386.  
 竹内延夫, 佐藤 健 1987: 干渉フィルターを有するライダーにおける幾何学的効率の考察. レーザ研究, 15, 296-306.  
 Tomine, K., C. Hirayama, K. Michimoto and N. Takeuchi, : An experimental determination of geometrical form factor in the laser radar equation for an instrument with a narrow field of view, Appl. Opt. to be submitted.