

## 三沢飛行場におけるライダーを用いた霧の観測\*

阿部成雄・道本光一郎・引地功・遠峰菊郎\*\*

## 要旨

三沢では5~7月夜間に霧を観測することが多い。この時海上にも Fog Bank が観測される。陸上の霧は、海上から侵入するとしたら、どのような条件のとき侵入するのかを調べるために観測を行った。

この例では、地表風は夜間には 2m/s 以下であったが、霧はかならずしも海上より移流したものではなく、気温が海上より高いときはすでに上空に侵入している湿潤層と下層の気塊との間の上下気層の混合によっても発現することがわかった。また、海上と気温がほぼ等しくなる時、最も霧が濃くなる。いずれも霧の発現時は等温層を形成していることは興味ある点である。

## 1. はじめに

今まで北日本太平洋岸に現われる海霧は、移流霧であるといわれている(沢井, 1982)。海霧研究グループは、釧路において詳細にその構造を調べ、移流霧という考え方だけでは説明できない事実のあることを指摘した(海霧研究グループ, 1985)。

三沢では海上に Fog Bank が観測されるようなときでないと霧は発現しない(遠峰他, 1988)が、東風が吹いてもかならずしも霧は侵入しない。日中は地表付近が高温のため霧は蒸発するが、夜間冷えると侵入することが荒川(1965)によって指摘されている。

三沢付近の霧について遠峰他(1988)は統計的に調べ、霧発現時においても地表付近はむしろ暖かく、上空よりの放射冷却の可能性を指摘した。

沢井(1988)は、釧路における4つの場合について調べているが、ミリ波ライダーの観測では様な霧と不均質な霧があり、移流霧といっても発生条件は種々考えられることを指摘している。

ここでは海上に霧が既にある場合について、霧の発現、消散の際の状況を調べるために、ラジオゾンデとライダー等を用いて観測した。

## 2. 観測方法

## 2.1 観測期間及び場所

青森県の三沢飛行場(第1図に示す)における月別平均霧日数は、遠峰・坂井等(1986)によると6月が最も多い。そこで1988年5月27日~6月30日の間三沢飛行場で観測を行った。また今回用いたライダーは明るくなると雑音が増大するため、主に夜間にのみ観測した。

三沢飛行場は、太平洋に面する南北に伸びた海岸線から3kmほど西によったところにある。標高は39mで、北は小川原湖、西は姉沼に面した地形となっている。

## 2.2 観測項目及び観測機器

## 2.2.1 霧の鉛直断面

ライダーは、擬似ランダム変調(Takeuchi *et al.* 1983)によるCWライダー(竹内等, 1987)を用いた。観測方法は、方位を定め、仰角 $1^{\circ}$ ,  $5^{\circ}$ ,  $10^{\circ}$ ,  $15^{\circ}$ ,  $20^{\circ}$ ,  $25^{\circ}$ ,  $30^{\circ}$ と変えて測定し断面をとった。実際に観測される量は反射光強度であり、これから単位体積あたりの減衰係数 $\sigma(R)$ を求める。この $\sigma(R)$ により霧の断面の解析を行った。

一断面を観測するのにかかる時間は、約7分である。この時間はできるだけ短い方が時間変化を考慮せずに霧の断面を捕えることができるわけであるが、ライダーの積算時間と仰角を手動で変える為の時間が必要であるために、前述しているような時間を要した。ライダーによる解析についての詳細は平山他(1988)を参照されたい。

## 2.2.2 ラジオゾンデによる集中観測

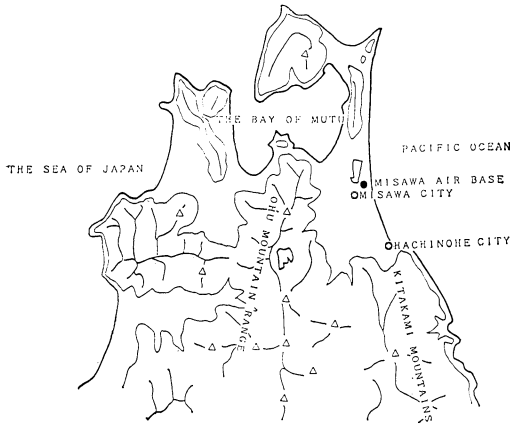
上層の気象要素と、霧の鉛直構造の時間の変化との対応を調べる為に、ラジオゾンデを13日18:30~14日08:

\* A case study of a fog by lidar system at Misawa airfield.

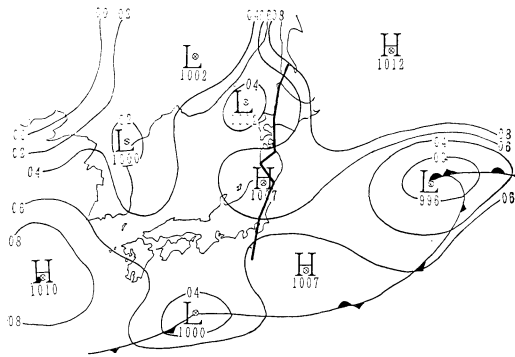
\*\* Shigeo Abe・Kouichirou Michimoto・Isao Hikiji・Kikuro Tomine, 防衛大学校地球科学科。

——1989年3月23日受領——

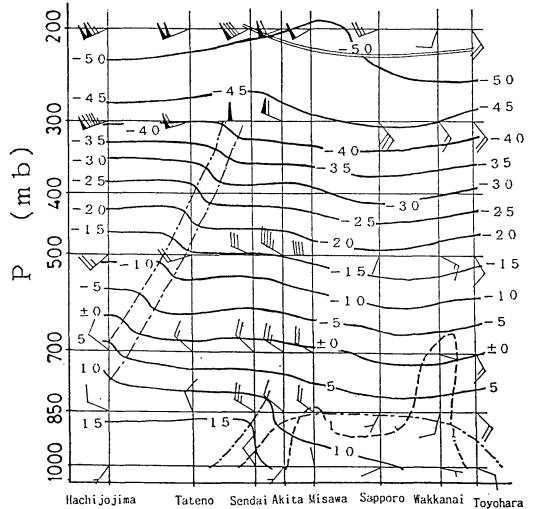
——1989年7月28日受理——



第1図 青森県周辺の地図



第2図 地上天気図 (2100 13 th. JUNE 1988)  
太い実線: 第3図の断面図の位置



第3図 断面図  
実線: 気温 (°C), 破線: 湿数 (°C)  
二重一点鎖線: 前線 二重線: 圏界面

付近は沿海州の低気圧と東方海上の低気圧を結ぶ低圧帯に位置し、日本海に弱い低気圧がゆっくり東進している。

第3図に第2図の実線上の鉛直断面図を示すが、三沢付近は日本海の低気圧に伴う寒気のドームの東端にあり、東方海上では海霧が拡がっていた。この寒気のドームの上端は上空の乾いた暖気と接しているが、非常に湿っており三沢付近の湿球温位は上空 850 mb のほとんど同じで、ここでは論じないが、霧の発生原因について一つの示唆を与えるものとして注目される。この時期は、ほとんど毎日霧が発現しており、霧発生の典型的な天気変化の一つであると思われる。

3.2 下層の気象要素の変化

6月13日18:30より翌朝の09:00まで約1時間半毎に9回、地表～上空2kmまでの温度、湿度のラジオゾンデ観測を行った。風については1000mb, 900mb, 850mb, 800mbについて行った。第4図に、風と気温の分布を示す。1500m以上は西風が卓越し、下層は寒気ドーム内で比較的風が弱く海陸風が観測された。地表より40m上空では、18:30には6m/sの北東風が見られたが、夜間には2m/s以下に弱まり、14日03:00過ぎには南西の風になり、一般に観測される海陸風と異なり陸風の時期は早朝に現われている。

気温の時間変化に付いてみると、1500m以上では気温変化は小さいが、0~1kmでは海陸風と霧の変化にと

30の間、1hrから2hr間隔で飛揚させ、上空2km付近までの気温・湿度・風を測定した。気球の上昇速度は2km以下の下層を重視するため、300m/min位になるように調整した。

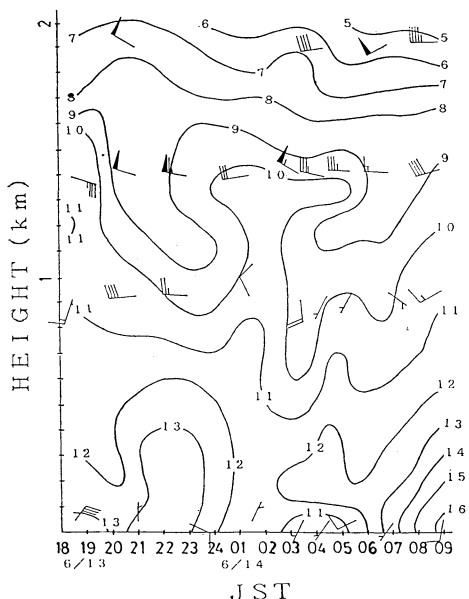
2.2.3 その他

飛行場に常時設置してある対向型視程計や風向風速計等のデーターを利用した。

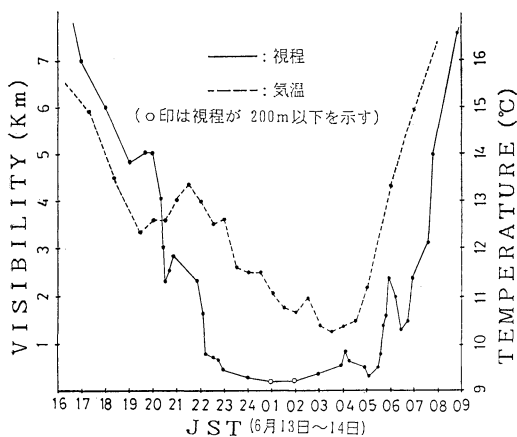
3. 観測・解析結果

3.1 霧の観測日の天気状態

観測は、1988年6月13日夕刻～14日早朝まで、1時間半毎のラジオゾンデ観測とライダーによる減衰係数の計測を行った。第2図に、6月13日21時の地上天気図を示す。オホーツク海の高気圧が停滞し沿海州には低気圧が存在し、梅雨前線は日本南岸沖に停滞していた。三沢



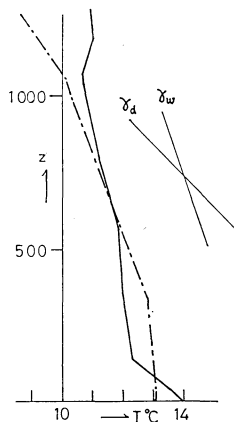
第4図 三沢における風と気温分布の時間変化図  
図中の数字の単位: °C  $\swarrow$ : 2 m/s



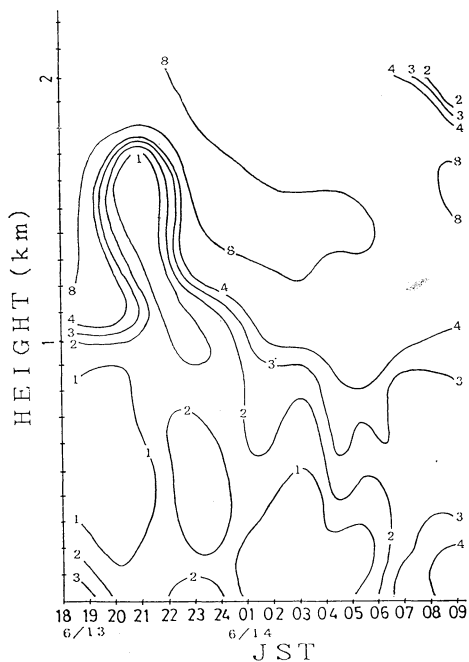
第5図 地上の視程と気温の時間変化

もない気温が大きく変化している。18:30の観測では、上空 100~600 m に比較的等温の層が形成されて、この層には層雲が存在していたことは離着陸の航空機からの目視によっても認められた。第5図に、地上気温と地上視程の時間変化図を示す。この図によると、18時半頃地表付近は、視程は 7 km 位で霧はまだ発現していない。しかし第4図において、地表付近で比較的強い東よりの風になっていることから、この等温層内には海上の霧が侵入していたと考えられる。

1989年10月



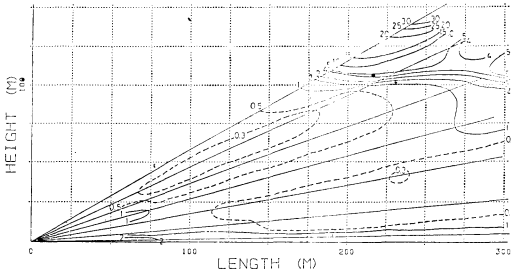
第6図 三沢の下層における状態曲線  
実線: 13日1830, 一点鎖線: 13日2030  
 $\gamma_d$ : 乾燥断熱曲線,  $\gamma_w$ : 湿潤断熱曲線



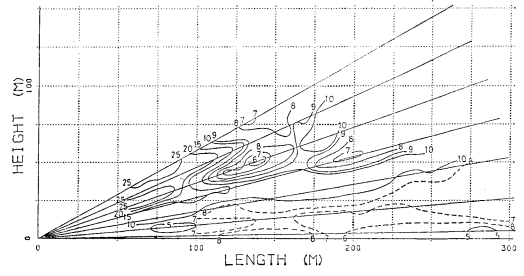
第7図 三沢における湿数分布の時間変化図  
図中の数字の単位: °C

第5図に示されているように、21時には地上気温はむしろ 0.5°C 位昇温している。18時半頃上空にあった等温層は寒気のゆるやかな沈降と海上からの水分の供給とあいまって湿潤断熱的に沈降し、22時過ぎには地表に達した。また等温層は、300 m 以上にまで広がっている(第6図参照)。そして、視程は22時頃急速に 1 km 以下

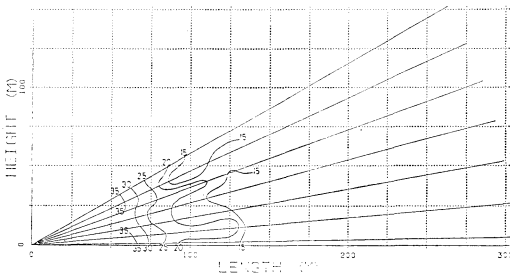
33



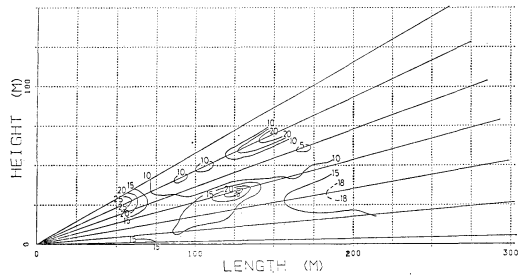
第 8-1 図 霧による減衰係数  $\sigma$  ( $\text{km}^{-1}$ ) の鉛直分布 (2114~2121 13 th. JUNE)  
測定方向は北方向で地表風は東北東 1 m/s



第 8-2 図 霧による減衰係数の鉛直分布 (2308~2314 13 th. JUNE)  
測定方向は北方向で地表風は東南東 1.5 m/s



第 8-3 図 霧による減衰係数の鉛直分布 (0107~0113 14 th. JUNE)  
測定方向は北方向で地表風は VRB 0.5 m/s



第 8-4 図 霧による減衰係数の鉛直分布 (0342~0348 14 th. JUNE)  
測定方向は北方向で地表風は南南西 1 m/s

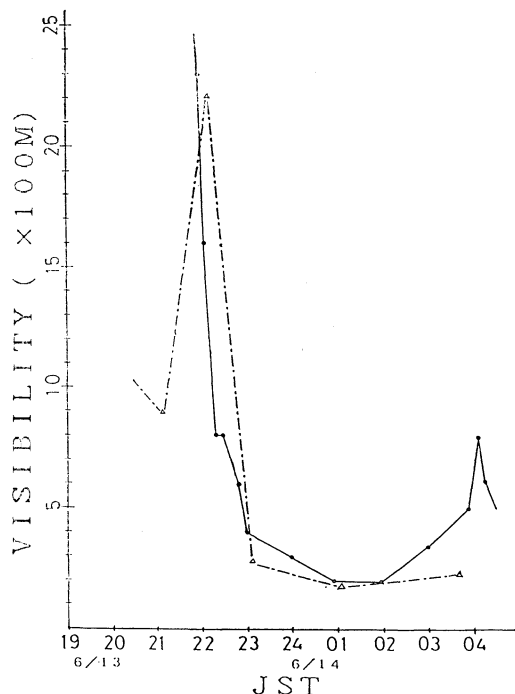
に低下した。この時期は、地上付近の風はほとんど静穏に近く、湿潤断熱的に沈降することは周囲から十分な水分の供給のあることを示し、視程の低下は上層の湿潤層との混合によるものと推定できる。1時半には、等温層は 800 m 付近まで達し全体的に  $2^{\circ}\text{C}$  近く気温が下がり、地上視程は最低になっている。この時の気温  $10.7^{\circ}\text{C}$  は、鯨角の水産試験場において 13日~14日に観測されている海水温とほぼ等しい。3時半には、地表付近の風向きが南西に変化するとともに、100 m 以下の気温逆転層が現われる 5時過ぎまで持続した。その後は日の出による地表の気温の上昇とともに 7時には逆転層も解消した。

次に湿数の鉛直分布の時間変化を第 7 図に示す。夕刻 18:30には 100~800 m で湿数  $1^{\circ}\text{C}$  以下の層が存在し、層雲の存在と対応している。この湿潤層は 21:00 以後 3.1 にも述べたように、1.5 km 付近の寒気ドームの上端の湿潤層ともつながり、上空からの水分の供給もあることを示唆する。下層の等温層が卓越するまえ 21時に

は、この湿潤層は地表まで達し、視程が 1 km 以下になる 22時過ぎには湿数はむしろ  $2^{\circ}\text{C}$  以上になっている。1時半には等温層の冷却にともなって、再び下層の湿数  $1^{\circ}\text{C}$  以下の層が 0~500 m に形成されている。これを第 4 図と比較すると、等温層の気温の上下と湿数の乾湿の変化が約 1 時間ずれて現われている。これは霧の盛衰と関連して非常に興味ある点である。遠峰他 (1998) に示されたように、放射の影響によって対流混合が卓越し、水滴の凝結・蒸発とも関連して現われると考えることもできよう。下層の湿った層は 5 時頃まで続き、その後は気温の上昇とともに湿数も大きくなっている。

### 3.3 ライダーによる観測

第 8-1 図に、21:14における減衰係数の分布の観測点から北方の鉛直断面図を示す~この図によると、100m 以上では減衰係数は大きい、地表付近では小さく、下層では霧は発現していない。第 8-2 図に 13日 23:08の鉛直断面図を示す。減衰係数の大きい領域 (霧の濃い部分) が、層状に現われている。もし霧が移流によって侵入す

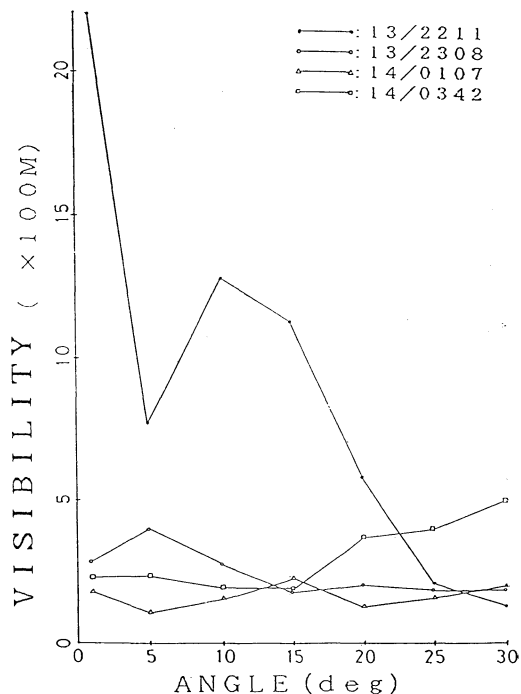


第9図 対向型およびライダーで観測した視程  
 実線：対向型(○印は視程 200m以下)  
 一点鎖線：ライダー(仰角1°)

るものならば、等値線はもっと立ち上ってくるだろう。これは前にもふれたように、300 m 層と地表付近の気層間の混合による霧の発生を暗示する。このように霧が鉛直方向に一樣でないことは、海霧研究グループ(1982)による霧水量の観測結果とも一致している。

第8-3図には14日01:07における鉛直断面図を示す。これは第8-1図と異なり、測定範囲全層にわたって減衰係数は大きな値を示しており、この時期海霧の侵入により濃霧となった。第8-4図の14日03:42には、地表付近の南西風によって気温逆転層が現われたときであるが、霧の層は薄く霧上部の境界付近では極めて不均質な霧であることが分る。

第9図は、対向型視程計で観測した視程とライダーで観測した仰角1°の70~200 m の平均視程を示す。傾向としては対向型の視程とライダーの減衰係数から求めた視程(平山他, 1988)と一致している。一般にライダーによる視程の評価と視程計の値とは30%位の差があるといわれている(J.L. Gaumet and A. Pitipa 1982)。この例でも同様であるが、変化傾向は良くあっておりライ



第10図 ライダーで観測した仰角ごとの視程

ダーによる視程測定の可能性は充分ある。

第10図に、ライダーによる観測データ(70~200 m 区間のもの)から計算された、13日~14日における時間別仰角毎の平均視程を示す。これを見ると、この夜発現した霧の状態の時間変化が一層はっきりする。22時頃から23時頃にかけて、地上付近で比較的薄く上空に行くに従って濃くなっている霧が、だんだん地上付近でも濃くなってきてその差が小さくなっている。1時頃は、霧内部における上下の視程にほとんど差がなく一樣に濃い。3時半頃は、22時頃とは逆に仰角をとるに従って視程が良くなっている。これは地表付近より高いところには霧がなく、霧の層が極めて薄いことを示している。霧の発生、消散期には仰角による視程の違いは大きく、斜視程測定へのライダーの使用は有効である。

#### 4. 考 察

以上の結果から、13日21時から14日3時半にかけて発現した霧について次に考察する。

夕刻には三沢上空には、湿数 1°C 以下の湿潤層が 300~800 m に存在していたが、地表付近はまだ視程は悪くなく北東方海上に Fog Bank が見られるのみであっ

た。この時期は三沢付近は6 m/sの北東風が吹いており上空に層雲が観測されていることから、海上の霧は上空に侵入していたものと思われる。その後風はほとんど静穏になり、地表気温は徐々に低下しているが、下層0~500 mで20~22時の間に地表気温は0.5°C以上上昇し、その後地表気温の低下とともに、視程の悪化を示している。23:08における減衰係数の大きい領域は、層状に分布していることから、この時期の霧は寒気ドームの東南端における冷湿気の沈降と上空の層雲の水平移流による混合によって地表に霧が達したと考えるのが妥当であろう。そして霧は、鉛直方向にも等温な気層内で形成されていることも鉛直混合を示唆する。

その後、下層で全体的に気温が低下し、海上の気温と一致する14日1時頃に視程が最も悪くなり濃霧におおわれた。これは海風による海上の霧の侵入を示すものと思われる。ライダーの観測結果は23時頃の混合の場合と異なり、減衰係数の大きな領域は、下層全体に広がっている。これからも海上の霧は、陸上の気温が海上と一致した時期に急速に侵入することがわかる。

第5図を見ると、20時~22時半頃にかけて視程が急速に低下しているにもかかわらず、気温はむしろ上昇傾向を示しているような、前節で述べた霧の発生例は、遠峰他(1988)でも3例示されているし、今回別の日ではあるが6月27~28日にも見られた。

3時過ぎに南西風により逆転層が形成された時期は、視程が300~500 mに良くなっている。これは、南西から上空に高温な気塊が流入してきたため、逆転層が強調されこの上空から霧が消散されたと考えられる。この時期の霧は、ライダーの観測結果でも述べたが、上空に星が見られたことから霧の層厚が50 m位で厚さが薄い霧であった。

沢井(1988)は、薄い霧層の例として海陸風霧を示したが、今回の例も海風によって侵入する点では海陸風霧の一例であるかもしれないが、海上に既に霧が存在していることから、海霧の一部が侵入したものを見るべきであろう。今回は如何なる条件で霧が陸地へ侵入するのかという観点から観測したが、以上の考察のように同じ霧でも細かく見ると発現の原因に微妙な違いが見られることは、予報の難しさを暗示する。

## 5. 結 論

今回の観測によって得られたいくつかの結果をまとめると、総観場として下層に寒気ドームがあり、1.5 km

付近に逆転(不連続)層がある状態で

1) 海上の気温より陸上の気温が高いときは、上層に海上より侵入している霧によって形成された層雲と下層との間の混合によって、等温層が形成され霧となることがある。このような霧は、ライダーでは減衰係数の等値線は層状に分布し、鉛直方向に対し不均質である。

2) 陸地の気温が海上と同じになると、急速に視程が悪化する。この時ライダーによると全層にわたって大きい減衰係数の領域が存在する。

このように夜間の霧は、まだ地表が十分冷えていない時、すでに上空に侵入している湿潤層と下層の気塊との間の混合が重要であることが指摘される。そして、この場合は特に霧層の不均質性が顕著である。最近斜視程の問題が注目されているが、ライダーは霧そのものの測定にも有用であることがわかった。

## 6. 謝 辞

本研究に当たり、貴重な御助言を頂きました竹内延夫氏(国立公害研究所)に感謝の意を表します。また、器材の提供および観測を支援して頂きました明星電気株式会社、航空自衛隊保安管制気象団(三沢気象隊)、同じく第3航空団、米空軍三沢基地、防衛庁第1研究所の御一同様、及び神代・高橋両氏に対し感謝の意を表します。

## 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. Ptitpa, 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., H. 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.
- 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.*, 28, 2194-2195.

荒川正一, 1965: 層雲からの放射とその周囲の温度変化, 研究時報, 17, 96-104.

柳沢善次, 石原正仁, 沢井哲滋, 1986: ミリ波ライダーによる海霧の観測, 天気, 33, 603-612.

海霧研究グループ, 1985: 釧路地方における海霧の観測, 天気, 32, 41-52.

沢井哲滋, 1982: 釧路の海霧, 天気, 35, 555-566.

沢井哲滋, 1982: 霧の理解のために, 天気, 29, 781-747.

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, レーザー研究, 15: 296-306.

遠峰菊郎, 坂井米雄, 阿部成雄, 道本光一郎, 平山力, 1988: 三沢飛行場に霧が侵入する際の気温の鉛直分布と時間変化について, 天気, 35, 179-187.

平山 力, 竹内延夫, 遠峰菊郎, 阿部成雄, 道本光一郎, 1988: ライダーによる霧の鉛直分布観測, 天気, 35, 607-610.

## 気象研究ノート第167号

### 水循環と水収支

(1989年9月)

梶根 勇, 田瀬 則雄, 中川 慎治  
 佐倉 保夫, 嶋田 純, 田中 正  
 開発 一郎, 近藤 昭彦, 吉越 昭久  
 谷 誠, 佐藤 芳徳

#### 目次

第1章 水循環と水収支研究の現状

第2章 遮 断

第3章 蒸 発 散

第4章 浸 透

第5章 地下水循環

第6章 流 出

第7章 土壌水の水収支

第8章 地下水の水収支

第9章 都市域の水収支

第10章 林地の水収支

第11章 湖沼の水収支

第12章 世界の水収支・日本の水収支

配布価格 通常会員 2,150円 定期講読会員 1,600円  
 団体会員 2,700円 会員外 3,020円