リモートセンシングによる霧層の厚さ の推定と温度の測定

井上 君夫*・阿部 博史

(東北農業試験場)

Remote Sensing of Height of a Fog Layer and Temperature of Fog Droplets Using Infrared Thermometer and Meteorological Satellite

Kimio INOUE* and Hiroshi ABE

(Tohoku National Agricultural Experiment Station,
Morioka, Iwate, 020-01 Japan)

Abstract

To study meteorological characteristics of cool foggy easterly (Yamase), by which rice production in the Tohoku region was frequently damaged, we measured temperature of the fog layer resulted from Yamase, using infrared thermal indicator and meteorological satellite (HIMAWARI). These temperature data were compared with wet-bulb and dry-bulb temperatures obtained by a ventilated psychrometer.

Generally, the temperature of fog droplets estimated from infrared thermal indicator was higher than the wet-bulb temperature by about $0\sim 1^{\circ}\text{C}$. This result indicates clearly that fog droplets were cooled by evaporation on the droplet surface.

Under the conditions that the fog layer is homogeneous in liquid water content and fog droplet size distribution, the height of the fog layer can be estimated by the observation of visibility and relative solar radiation flux.

Key words: Fog layer, Tohoku, Remote sensing, Yamase.

キーワード: 霧, 東北地方, リモートセンシング, やませ

1. ま え が き

三陸沿岸の久慈や種市に6月から7月にかけて侵入するやませの23~45%は霧を伴っている(井上, 1993)。ここで、やませとは6月から8月の夏期に集中的に吹く、北西から南西の海風と定義する。霧は夕方の18時頃から翌朝の9時頃にかけて陸上によく侵入してくることも明らかとなってきた。やませの卓越する5月から7月は夏作物の生育前・中期であり、作物は温度・日射資源を利用して葉群を広げ、幼穂分化の準備をする。それゆえ、この時期に葉が霧に長時間滞れたり、極端な寡照条件下に曝すことはその後の生産活動を大きく阻害することになる。

小沢(1993)はトマト葉と大豆葉を人工霧で処理し、葉の濡れが生育全体を抑制し、とくに根の発達を著しく阻害することを確認している。また作物によって異なるが、気孔開度と体内水分は霧の付着量によって変化することを示した。後者の結果については、種々の気象環境下で試験を行わなければ最終結論は得られないと思われるが、霧の付着は大気と作物葉との十分なガス交換を妨げ、蒸発散を抑制することは容易に推測できる。それゆえ、筆者らは霧粒あるいは霧層の温度をリモートセンシング手法で測定し、阻害要因の解明の一助にしたいと考えた。

さらに、霧層の高さはやませの規模や強度と関係した重要な要素であるが、いまだに十分には解明されていない。従来、霧層の高さはほぼ温度の逆転層の高さとされ、その高さは500 mから1500 mと推定されている(卜蔵, 1990; 柳沢ら, 1986)。霧層の高度の測定は飛行機で確認する直接的方法やミリ波レーダー等による間接的方法

平成4年度東北支部大会にて発表

1996年9月24日 受付, 1998年1月5日 受理

* 現在, 農業研究センター

Present address: National Agriculture Research Center,
Tsukuba, Ibaraki, 305 Japan.

があるが、筆者らは地上で容易に入手できるデータから霧層の高度を推定する手法の開発を試みる。

2. 観測期間と観測方法

1) 観測場所と観測期間

霧による視程や霧水量および日射量の変化などを把握するために、Fig. 1 に示す岩手県種市町小路合(北緯 $40^{\circ}24'$ 、東経 $141^{\circ}43'$)に観測地点を設け、夏期観測を実施した。観測地点は沿岸から約1 km 内陸に入った標高約40 m の大豆畑(約2 ha)である。図中の◎印は Key Observation 地点であり、その他のAからGの各地点は前報(井上ら, 1997)で述べたとおり、ポパールフィルム法による霧粒の測定箇所である。観測地点の約1 km 四方には北方向に民家が点在、西方向に国道が走っている他は何もないが、約10 km 四方には階上岳(約500 m)や久慈平岳(約700 m)があり、それらが内陸部(沿岸から約20 km 内陸に入った軽米等)に進入するやませの障壁となっている。八戸から久慈に至る海岸部はこのように谷と尾根が交互に入り組んでおり、やませ侵入の予測を一層困難にしている。

年次別の観測期間はつぎのとおりである。1989 年は6月10日から8月31日、1990 年は5月30日から8月25日、1991 年は6月4日から7月23日の間であり、自動計測の可能な測定器に関しては全期間、不可能な測定器に関しては霧発現時の観測となった。

2) 視程と霧水量および日射の測定

1989 年から1991 年における観測項目と観測方法はほぼ同様であった。まず、地上に到達する全天日射量はネオ日射計(MS-42)で測定した。霧中にネオ日射計を置くと、ガラス表面に水滴ができて正確な日射量が測定できない。そこで、近くの観測小屋から太いパイプで室内空気を引き、この空気を日射計の下方から送風する方法でガラス表面への霧の付着を防いだ。霧水量はSasyo(1968)の開発した細線式霧水量計で霧発現時に測定し、視程は反射型視程計(TZE-4)で連続測定した(井上・阿部, 1990)。霧水量は次項に述べる通風式乾・湿温度計に取り付けたフィルターの重量変化からも求め、細線式霧水量計の測定値と比較した。

3) 霧粒の温度と霧中の乾・湿球温度の測定

作物に与える霧の熱的影響を明らかにするために、霧粒の温度測定を行った。測定には赤外線放射温度計(サーモレーサ 6T07)を用い、周囲が霧に覆われて地物の識別が不可能な状態で測定した(井上ら, 1988)。測定された温度が霧粒の温度か霧層全体の温度かについては明確にできなかったことから、ここでは統一的に霧粒の温度と表現した。

Fig. 1. Map showing the distribution of fog observation points in the Taneichi area of the Sanriku coast.

K.O...Taneichi shoujiai (the key position)

A...Taneichi seashore, B...Yokote, C...Arayasiki, D...Jounai, E...Taneno, F...Hituwari, G...Kawajiri

Fig. 2. A ventilated wet- and dry-bulbs psychrometer unit with fog droplets collector. The unit was designed for use in cool foggy climates (Yamase climate).

この霧粒の温度を赤外線放射温度計で測定した研究がないことから、その信頼性を高めるために霧粒を除去した空気の乾・湿球温度との比較を行った。Fig. 2 に示す通風式乾・湿球温度計は福富・須川(1953)の霧中の湿度の測定装置を参考に製作した。福富らの測定装置は風洞型であったが、ここでは450 mm という長い筒型にし、中央部に霧を除去する多層フィルターを置き、その後方に熱電対温度計を取り付けた(井上, 1992)。フィルターは1 mm 幅の格子状のナイロン網を8層に重ねて作った。測定時間や霧の除去程度の試験は細線式霧水量計との比較によって行った。

4) 気象衛星ひまわりによる霧層の温度測定

気象衛星ひまわりの直接受信と解析はMARSS/リモートセンシング多重解析システム(k.k IBC)によった。現地のやませ観測に合わせて、ポーラステレオ画像の赤外画像/可視画像/赤外強調画像を1時間毎に受信、必要に応じて地球を4分割した赤外画像を受信して記憶媒体のMTに収録した。収録したMTは解析システムを使い、可視画像から雲や地面の反射率を読みとった。しかし、反射率の絶対値は太陽高度によって違ってくことから、ここでは地面、霧、低い雲、高い雲を識別する

のに使った。赤外画像からは地面や霧、雲などの温度に比例して射出される放射量を測定、64階調の温度変換表から表面温度に換算した。換算にあたっては、まず地上の観測から霧の発現が確認されている時間帯を選び出し、その時間帯のひまわり画像に種子上空（衛星直下分解能は赤外で5.0 kmとされている）の霧が写っていることを確認しながら表面温度を求めた。表面温度を正確に求めるためには、気象衛星と霧上面の間に存在する水蒸気やエアロゾルなどに対する大気補正を施さなければならないが、ここでは既存の解析ソフトを利用したために大気補正は施していない。記録した可視画像は霧の有無の判断に利用した。

3. 結果と考察

1) 霧粒の温度

作物葉の表面温度は基本的には葉面の熱収支配分によって決まるが、その表面に冷たい霧粒が付着すると、霧粒による直接的な冷却効果の項が新たに加わってくると推測される（木村・田中丸，1981）。この冷却効果を評価するには霧粒の温度を把握の必要があり、それがやませ環境下の作物反応の評価や霧の発生場所を探る情報となる。

Photo.1 から3は赤外線放射温度計で測定した映像で、測定時間は1991年7月6日の0時37分32秒と1時14分3秒、2時34分02秒である。この日は霧の発現が予想されたために、種子の観測点に放射温度計をほぼ海岸線に直角（東西方向）に据え付け、自動測定を行った。霧は夕方から侵入し、真夜中には濃霧となった。自動測定された熱映像は20分間隔でFDに記録した。測定時の放射率（＝温度 T の物体から放射される赤外線エネルギー／温度 T の黒体から放射される赤外線エネルギー）はここでは1.0とした。まず、霧のない状態で測定した映像がPhoto.2である。手前に大豆畑、その奥に国道、山、天空が明瞭に識別できる。この時の手前の大豆畑の表面温度は16.5～17.5℃である。それより37分前のPhoto.1をみると、手前の大豆畑の一部は確認できるが、その奥は全く不透明であり、一様な温度分布を呈している。この時の大豆畑の温度は17.5～18.0℃、その奥の一様な温度はそれよりも約0.5℃低い値である。視程計で測った水平的な視程は約61 mであり、相当の濃霧状態であった。さらにPhoto.2の撮影から80分後のPhoto.3をみると、大豆畑や国道、山、天空の識別はできない状態にあり、この一様な画像の温度は約17.5℃であった。その時の視程は約74 mであり、やはり濃霧状態であった（Photo.3は、Photo.1の測定時よりも視程が長いのに地物が全く確認できないのは、霧の空間的不均一性によ

Photo. 1 Thermal image of sea fog measured by the infrared thermometer at the key position for 00:37:32, July 6, 1991.

Photo. 2 Same as Photo. 1 for 01:14:03, July 6, 1991.

Photo. 3 Same as Photo. 1 for 02:34:02, July 6, 1991.

るものと考えられる)。ここで Photo. 3 の状態で測定した温度 17.5℃ を霧粒の温度とし、以後の解析に供した。

つぎに、この時の気温を自記温湿度計でみると、7月6日の0時から1時30分の平均気温は17.8℃、1時30分頃から気温は17℃まで下がった。使用したバイメタル式の自記温湿度計は室内検定済みであるが、無通風である。したがって、得られた気温は乾球温度と湿球温度の平均値と解釈し、先の放射温度と比較すると、地物が霞んでみえる Photo. 1 の場合、放射温度計で測定した大豆畑の温度と自記温湿度計で測定した温度差は $-0.3 \sim 0.2$ ℃ とほぼ同値である。全く地物が確認できなかった Photo. 3 の場合は放射温度計で測定した霧粒の温度は気温を 0.5℃ 上回った。霧のない Photo. 2 の場合は放射温度は気温より $1.3 \sim 0.3$ ℃ 低かった。自記温湿度計との比較から赤外線放射温度計で測定した霧粒の平均温度はほぼ妥当であること及び霧が陸上に入ってくると、陸上の気温低下は抑制されることが推測された。

Fig. 3 に示す 1989 年と 1991 年の観測結果は赤外線放射温度計で計った温度と Fig. 2 の通風式乾・湿球温度計で計った湿球温度との比較である。まず、1989 年の結果についてみると、霧粒の温度は何れも湿球温度を上回っているが、その差は約 1℃ 以内である。この時の乾球温度は湿球温度より最大で 1.1℃ 高く、61 データの平均温度差 (= 乾球温度 - 湿球温度) は約 0.5℃ であった。すなわち、赤外線温度計で測定した温度は通風式温度計に測定した乾球温度と湿球温度の間にほぼあることが分かる。この時の相対湿度は最低が 89.3% で、最大が 100% であった。とくに注目すべきことは、大気中に霧が存在していても、空気湿度は 100% の飽和状態ではなく、むしろ未飽和状態にある場合が多い。乾・湿球温度差は蒸発

の絡んだ大気湿度の問題に帰結されることから、井上 (1992) は霧粒に熱収支式を適用して温度差を計算した。気温 16℃、相対湿度 90% で試算すると、温度差は 0.995℃ となり、10% の相対湿度差が約 1℃ の乾球温度と湿球温度の差になることが分かり、観測された相対湿度と乾・湿球温度差はこの理論値にはほぼ一致した。

つぎに 1991 年についてみると、まず 1989 年のデータより温度が 2℃ 以上低い領域に分布している。データ数は多くないが、放射温度計で測定した霧粒の温度はほぼ湿球温度に近い値であることが明らかとなった。先に述べたバイメタル式温湿度計による温度との比較や Fig. 3 の結果から霧粒の温度は赤外線放射温度計で測定できること及び霧粒の温度は大気の湿球温度 (霧粒周辺の空気湿度) に近い値であることが明らかとなった。後者の結果について、現段階ではつぎのように解釈できる。海上に発生した霧粒は海風に乗って陸上に侵入するが、侵入前の霧粒の温度は海上の空気温度 (乾球温度 = 湿球温度) とほぼ同等であると推測できる。しかし、海上より温度の高い、未飽和な陸上の空気中をやませが吹走する過程において霧粒の表面から蒸発が起こり、霧粒は次第に先細り、最後に消滅する。このような蒸発過程によって霧粒の表面温度は徐々に周囲の空気温度より下回ってくると考えられる (井上, 1992)。

以上の考察から、第 1 の目的とした霧粒の温度測定に関して霧粒の温度は赤外線放射温度計で計測でき、その温度は空気の湿球温度に近いことが明らかとなった。それゆえに作物葉に冷たい霧が付着することは直接的に葉を冷やす可能性のあることも推測される。

2) 霧水量と視程、日射との関係

つぎに第 2 の目的とした霧層の厚さの推定に関しては過去に科学技術庁が実施した「海霧及び山背風に関する研究」の片山ら (1983) や竹内ら (1983) の成果および青森をフィールドに実施した卜蔵 (1990) らの成果から地上に到達する日射強度が霧の物理特性や霧層の厚さに密接に関係していることに注目し、これらの相互関係の解明から霧層の厚さが推定できるものと考えた。そこで入射光の理論式を経験則の下に展開することを試みた。

まず、霧水量と視程および日射強度との関係を明らかにする。竹内ら (1983) は海霧による光の減衰はほぼ Mie 散乱現象として取り扱うことができるとし、釧路の霧を対象に霧水量と視程が以下の関係で表されることを示した。

$$W = 1.3 D / V \quad (1)$$

ここで、 W は霧水量 (gm^{-3})、 V は視程 (m)、 D は霧粒の平均直径 (μm) である。霧水量は視程だけでなく、粒径によっても変化するが、実際の大气中では粒径の拡大

Fig. 3. Comparison between wet bulb temperature (T_w) measured by ventilated psychrometer unit (see Fig. 2) and fog temperature (T_f) measured by infrared thermometer.

も霧水量の増加も無制限ではなく、霧発生場所や種々の条件によってほぼ決まってくると考えられる。三陸の霧についても釧路の霧と同様に(1)式の成立することが明らかになった(Fig.4)。1991年の観測データについて、同じ観測日のデータを同じ記号で表示した。図中の実線は(1)式を適用したもので、数値($D, \mu\text{m}$)はその時に仮定した霧粒の平均直径である。Fig.4の関係が1988年、1990年、1992年の観測データについても成立することが確認できた。このことから観測日が同じで、侵入方向がほぼ同じである霧の場合、霧水量は霧粒の直径と視程の関数として表すことができる。すなわち、半理論式である(1)式が適用できることが分かる。近似的ではあるが、Fig.4から対象とする霧の平均直径を読みとることができる。

平均直径の精度については前報(井上ら, 1997)に述べたとおり、Fig.4から読み取った霧粒の平均直径とポータルフィルム法で測定した平均直径の絶対値に違いはあるものの、両者はほぼ比例関係にあり、これらの考察からも(1)式の妥当性が示された。また、Paltridge (1974)は雲水量が雲の粒径分布の最大頻度の大きさと比例関係にあることを示したが、この関係はやませの霧についても成立することが明らかとなり、これは平均粒径の拡大が霧水量の増大に結びついていることを裏付けている。

つぎに霧層の厚さを求める推定手法について考察するが、まず以下のような前提を設ける。やませに伴って霧が陸上に侵入する場合、霧層の上に層雲などを伴うケースがあるが、ここでは出現頻度の高いやませ霧のみの単独層に限定し、その判定にはひまわり衛星画像を用いた。また、地上で入手した視程と霧水量および霧粒の平均粒径は霧層が存在すると考えられる鉛直方向の全層の平均値(代表値)と見なした。これは片山ら(1983)が行った北海道の海霧を対象とする観測結果からも鉛直方向の平均粒径の分布に一定の傾向は認められなかったからである。

入射光が霧層を通過するとき、その入射光は霧の吸収・散乱によって減衰するが、その放射過程は複雑であり、十分には解明されていないのが現状である。さらに霧による日射の散乱・吸収に関する研究は非常に少なく、多くの場合雲層を対象としている。そこで、雲層の放射過

Fig. 4. Relationship between visibility and liquid water content of fog as affected by diameter of fog droplet. The solid curves are the relations derived from Eq. (1).

程と霧層のそれとは類似しているものと考え、雲層の解析手法を霧に適用した。雲による放射特性の研究としてはHerman (1962)が次式から雲粒の吸収係数を推定している。Paltridge (1974)も同式を用いて雲水量を関数とする放射率を推定している。すなわち、入射光を $I_{0\lambda}$ 、透過光の強さを I_λ 、層の厚さを Z 、 a_λ を波長に依存した消散係数とすると、透過光の強さは(2)式で表され、式中の消散係数は(3)式で表される。

$$I_\lambda / I_{0\lambda} = \exp [-a_\lambda Z] \quad (2)$$

$$a_\lambda = \sum_i n_i \pi r_i^2 \sigma_{ai}(\lambda) \quad (3)$$

ここで、 n_i は半径 r_i の粒子数、 $\sigma_{ai}(\lambda)$ は波長に依存した粒子の散乱面積係数である。また、(2)式左辺の $I_{0\lambda}$ は実際の気象条件下での可能日射量(経験法)である。

その後の放射研究においてHerman (1977)はガウス型 δ -2流法で雲層による日射の反射率と吸収率のモデル式を提案している。同時に日射(波長域 $0.29 \sim 2.8 \mu\text{m}$)に対する反射率・吸収率の実測値との比較を行っている。ここで示された透過率の実測値は(2)式のように雲層の厚さをパラメータとする指数関数で表されている。霧に関する研究としては、到達日射が霧層の厚さの指数関数で表されることをト蔵(1990)が報告している。

上記のような理由とデータ入手の容易さなどから(2)式を霧層の厚さの推定に用いる。(2)式を霧による日射の透過率の推定に援用する場合、 a_λ は上記の消散係数とは異なる日射に対する減衰係数と定義する。さて、Herman (1962)らは $\sigma_{ai}(\lambda)$ を粒径と波長の関数として求めているが、そのための観測を実施しなかったことから、ここではFig.4, 5および前報のFig.5, 6, 7の結論を

根拠に減衰係数を求めた。すなわち、 $\sigma_{ai}(\lambda)$ は波長と粒径によって表されるパラメーター ($\alpha = 2\pi r/\lambda$) の値が 10 以下では大きく変化するが、10 以上では振幅も小さくなり 2 に近づくと考えられている。一方、霧水量 (W) は霧粒の数と粒径 [$W = (4\pi/3) \rho \sum r_i^3 n_i$] で表されるから、これと平均的な散乱面積係数 ($\sigma \approx 2$) および平均粒径 (r) を (3) 式に代入して整理すると、(4) 式が導き出される。さらに、この (4) 式を (2) 式に代入すると、(5) 式が得られる。

$$a = 3W/2r \quad (4)$$

$$I/I_0 = \exp[-3WZ/2r] \quad (5)$$

ここで、 I と I_0 は到達日射量と可能日射量である。

(5) 式からの霧層の厚さを逆算で求めることはできるが、霧の平均粒径の測定は容易ではない。また、(1) 式に示すように霧の濃度を視程で表すとその雲物理特性を考慮することにもつながることから、竹内ら (1983) と同様に視程 (V) と減衰係数の関係を $V = 3.912/a$ で表し、これを (4) 式に代入すると、(6) 式が得られる (Koshmeider, 1924)。(6) 式は (1) 式と基本的に同じであるが、これを (5) 式に代入すると、(7) 式あるいは (8) 式が得られる。

$$W = 2.6 r/V \quad (6)$$

$$I/I_0 = \exp[-3.9Z/V] \quad (7)$$

$$Z = -V \ln(I/I_0)/3.9 \quad (8)$$

(5) 式と (7) 式及び (8) 式は地上に到達する日射量と霧水量、霧の粒径、視程、霧層の厚さ等との関係を示しており、霧層の厚さは霧水量などの測定値があれば、霧中の減衰係数を求めなくても (7) 式あるいは (8) 式から近似的に推定できることを示している。また、(6) 式は霧水量と視程及び粒径とを関係づける重要な実験式である。これらの裏付けとなる観測データが Fig. 5 に整理した到達日射量の相対値 (I/I_0) と視程 (V) の関係である (同一観測日のデータは同一記号で示した)。図中の点線は (7) 式に最適な Z を代入して計算したものであり、この値が観測から得られる実際の霧層の厚さを表していると考えられる。理論曲線の廻りの個々のデータの分散は観測の時・空間のズレによるものと思われる。このような推定誤差はあるものの地上データから推定できる近似式として (8) 式はやませの強度を表すパラメータとして活用できる。1990 年の 6 月から 8 月にかけて観測されたやませ霧は 50~100 m の最も薄い層から 100~200 m, 200~300 m と厚くなり、最大では 300~500 m の厚さと推定された。最も薄い層からは日射がもれて地上に到達するが、最も厚くなると視程は 100 m 以下となり、日射は晴天時の 1/10 以下となる。

このように霧層の厚さは (8) 式などから近似値として

Fig. 5. Relationship between visibility and attenuation of solar radiation (I/I_0) as affected by height of fog layer (z). The dashed curves are derived from Eq. (8) for different height of fog layer.

(○ 1990. 6/15, 7/2, 8/5, 8/22, ● 7/15, 7/20, 7/21, 8/7, + 6/2, 6/15, 7/15, 8/7).

推定できることを示し、その妥当性を異なる視点から考察しているが、結論を得るまでには至っていない。すなわち、霧層の厚さが違ってくると、霧層の上面温度と地上気温が変化してくることに注目し、(8) 式より推定した霧層の厚さと温度差 (δ = 気象衛星ひまわりから読み取った霧層の表面温度 - 一種市のアメダスの気温) に一定の関係のあることが分かってきた。この関係を利用することによって、リモートセンシングデータを活用してやませ霧の規模などを予想することが可能となる。この課題については、さらに検討していきたい。したがって、本研究では地上観測で得られるやませ霧の特徴量から霧層の厚さを実験的に把握できる可能性が示唆されたという段階にとどめた。

3. ま と め

霧を伴うやませが作物に与える影響を解明する観点から、リモートセンシングによる霧粒の温度測定と霧層の厚さの推定を試みたところ、実用的な測定法と推定法が明らかとなってきた。それらの結果はつぎのように要約される。

1) 地物が完全に霧に覆われた状態の時、赤外線放射温度計で霧粒の温度測定を行った。この時に得られる放射温度を空気の乾・湿球温度 (霧を除去する通風式温度計で測定) と比較した結果、霧粒の温度はこの空気の乾球温度と湿球温度の間にあり且つ湿球温度により近いことが分かった。これは霧粒の表面から蒸発が起きていることを意味し、空気の相対湿度が 90% の場合、霧粒の温

度は乾球温度より約 1℃ 低下するという熱収支解析の結果と一致した。

2) 三陸沿岸の種市に侵入する霧を伴うやませについて、つぎの関係が見いだされた。霧水量と視程は霧の粒径をパラメータとする指数関数で表され、同一観測日の霧粒の平均粒径はほぼ同じであるとみなせる。この方法で推定された霧粒の平均粒径とポパールフィルム法で測定した粒径は大体一致した。地上に到達する日射量は霧水量の増加に伴い指数的に減少することが観測データで裏付けられ、同時に霧層の厚さの関数であることが示唆された。これらの霧の特性を利用することによって、霧層の厚さは視程と到達日射量から 50 m～100 m 刻みで推定できることを明らかにした。

3) 視程と到達日射量、霧の粒径、霧水量から霧層の厚さを推定する経験式が導出された。その結果、観測期間中のやませ霧の厚さは薄い層で約 50 m、厚い層で約 500 m と推定された。

4. 謝 辞

本研究のとりまとめにあたり、宮崎公立大学内嶋善兵衛先生より貴重なご助言を賜った。ここに心より謝意を表す。また、本稿の作成にあたり査読者から貴重なご意見を頂戴したことに対しても謝意を表す。なお、本研究は特別研究“やませ霧の微気象特性と作物の障害発生機構の解明”の一環として行った。

引用文献

- ト蔵建治, 1990: やませ卓越条件下における山地の気温、日射特性. 農業気象, **45** (4), 235–242.
- 福富孝治・須川 明, 1953: 霧中に於ける湿度の一測定. 低温科学, **11**, 19–27.
- Herman, B. M., 1962: Infrared absorption, scattering, and total attenuation cross sections for water spheres. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, **88**, 143–150.
- Herman, G. F., 1977: Solar radiation in summertime arctic stratus clouds. *J. Atmos. Sci.*, **34**, 1423–1432.
- 井上君夫・久米信夫・奥山富子, 1988: 市街地道路における街路樹の微気象緩和機能. 農環研報告, **4**, 89–103.
- 井上君夫・阿部博史, 1990: 久慈沿岸で観測される海霧の微気象特性. 東北農試報告, **81**, 19–31.
- 井上君夫, 1992: 霧を伴うやませの気象特性. 天気, **39** (8), 9–17.
- 井上君夫, 1993: やませの気象特性と作物被害. 気象学会東北支部気象講演会要旨, 6–25.
- 井上君夫・吉本真由美・阿部博史, 1997: 三陸沿岸に侵入する海霧の雲物理特性. 農業気象, **53** (1), 21–28.
- 片山 昭ら, 1983: 北海道における海霧に関する研究. 北日本太平洋沿岸地方における海霧と山背風に関する研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, 11–80.
- 木村和義・田中丸重美, 1981: 雨と植物反応に関する研究 (II) 晴天時の乾物生産に対するミスト処理の影響. 農業気象, **37**, 231–237.
- Koshmieder, H., 1924: Theorie der horizontalen siehweite, Beitr. Z. Phys. d. freien Atm., 33–55.
- 小沢 聖, 1993: 冷温少照下における気孔開度と作物体温の動的解析. やませ霧の微気象特性と作物の障害発生機作の解明, 農林水産技術会議事務局, 研究成果 285, 32–38.
- Paltridge, G. W., 1974: Infrared emissivity, short-wave albedo, and the microphysics of stratiform water clouds. *J. Geophys. Res.*, **79** (27), 4053–4058.
- Sasyo, Y., 1968: Studies and developments of meteorological instruments for cloud physics and micrometeorology (1). *Pap. Meteorol. Geophys.*, **19** (4), 587–598.
- 竹内政夫・石本敬志・野原他喜夫・福沢義文, 1983: 霧の消滅機構及び防霧効果に関する研究. 北日本太平洋沿岸地方における海霧と山背風に関する研究成果報告書, 科学技術庁研究調整局, 112–120.
- 柳沢善治・石原正仁・沢井哲滋, 1986: ミリ波レーダーによる海霧の観測. 天気, **33** (11), 41–50.