

## 霧を伴うやませの気象特性\*

井上君夫\*\*

## 1. はじめに

三陸沿岸の久慈、種市はやませの常襲地帯である。この地帯に襲来するやませは、地理的にもオホーツク海気団と小笠原気団および親潮寒流と黒潮暖流が交錯する位置にあることから、青森や北海道の太平洋沿岸に襲来するやませとその気象特性の異なることが予想される。また陸上を吹走するやませは地形や地面の熱的影響を容易に受け、変質することから場所により大きくその様相を異にすると考えられる(上田・八木, 1984)。一方、低温・多湿・寡照なやませの気象は作物の成長を抑制し、病気の発生を助長する。特に霧を伴うやませは作物を濡らし、気孔の開閉と連動して根の生理機能を低下させ、さらに日射を著しく減衰させて光合成を抑制する等の影響によって、作物の活性を著しく減退させる(井上, 1990; 卜蔵, 1990)。

この霧の物理的・気象学的研究としては荻原(1944)、防霧林研究会(1953)、黒岩・大喜多(1959)、海霧研究グループ(1985)などの多数が報告されている。また最近では各種レーダーを利用して霧層の内部構造を直接測定する研究も行われている(阿部ら, 1989; 十文字・内山, 1989)。しかし、これらの観測は何れも八戸以北で実施されており、梅雨前線の北上に伴って侵入する南東風のやませに関する観測は数少ない。

そこで、作物の霧による濡れの影響を解明する観点から三陸沿岸地帯に侵入する霧を伴うやませに注目して、陸上における霧の物理的・気象学的特性の実験的解明を試みた。既往の結果と若干異なる知見が得られたので報告する。

## 2. 天気概況と観測方法

## (1) 1988年観測

\* Meteorological properties of Sea Fog Induced by Yamase.

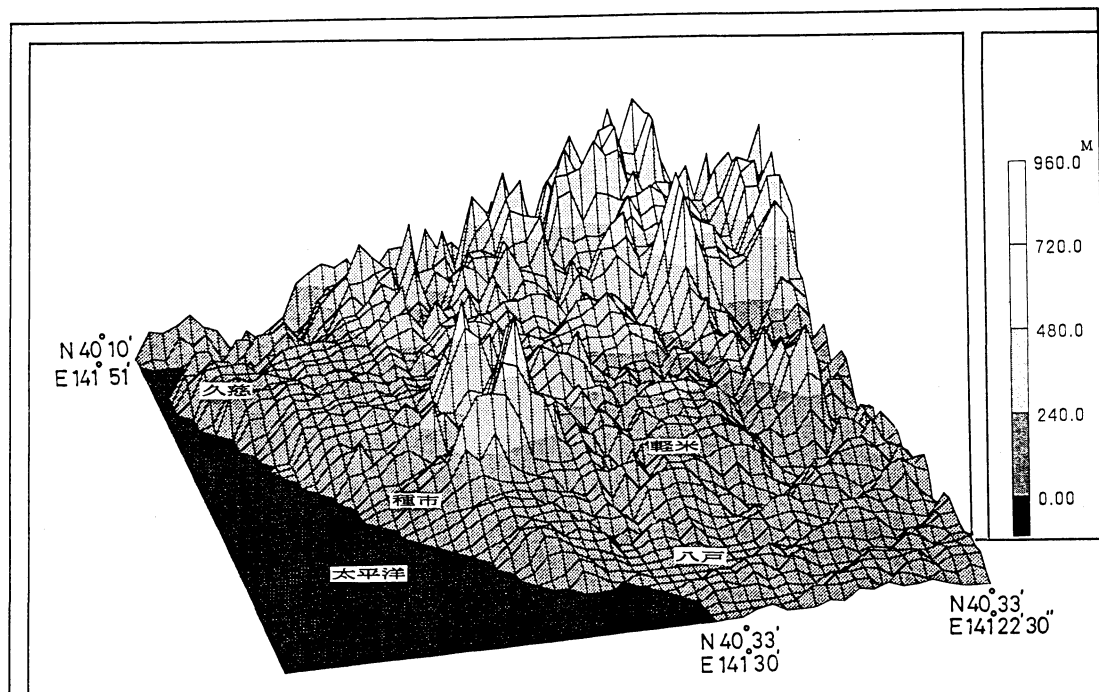
\*\* Kimio Inoue, 農水省・東北農試・気象特性研究室。

—1991年5月13日受領—

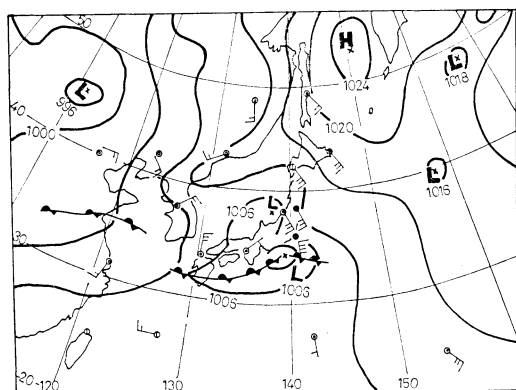
—1992年4月15日受理—

三陸沿岸地帯は第1図に示すとおり、海上に開けた起伏の激しい地形であるため、霧は内陸部に久慈湾や八戸市街地から容易に侵入してくる。観測は久慈海岸から約3km内陸に入った標高約175mの久慈市侍浜町の草地で実施した。7月の天候はオホーツク海高気圧の張り出しと梅雨前線の北上が繰り返されたために、霧を伴うやませが多く発現し、それが海風に乗って陸上へ侵入してきた(井上, 1989)。霧測定を行ったのは7月1, 2, 8, 12, 15, 16, 17日である。7月1, 2, 12日はE~NNEの風で、日平均気温は14.9, 14.4, 14.6°Cであった。7月8, 15, 16, 17日はE~SSWの風で、日平均気温は17.2, 18.3, 17.5, 15.8°Cであった。明らかに侵入ルートの異なる北寄りの冷たいやませとそれよりも暖かい南寄りのやませが観測されている。梅雨前線に起因した南寄りの霧を伴うやませは梅雨期の後半に出現する頻度が高く、久慈では7月13日から17日にかけて濃い霧と時折霧雨が観測された。第2図に1988年7月16日09時の地上天気図を示した。オホーツク海高気圧の中心は緯度50°付近まで後退しているが、依然として東~北日本はその影響下にあり、また梅雨前線は全体に南下しているが、その上に低気圧が発生している。地上では3~5ms<sup>-1</sup>の南東風が卓越していた。

ここでは、霧を伴うやませを“6月から8月に吹く霧を伴う海風で、風向は北西から南西である”と広義に定義して議論することとした。仙台管区気象台は1984年に「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」の中で、卓越風向、気温、連続日数、気圧配置の要因を基準にやませを定義した。これに対して工藤(1982)は卓越風向、気温、日照時間を基準にしている。この研究で定義した“霧を伴うやませ”と従来の“やませ”の定義基準の主な違いは霧の存在と風向の範囲である。霧の存在でもその発生成因が問題となり、風向の特定もアメダスなどの地上気象観測データだけでは不十分であると考えられるが、耕地上における霧の存在はその種類に係わらず作物にとっては不利であり、また八戸や久慈、宮古から谷筋や河川を通して移流してくる霧の種類



第1図 やませ観測地点の久慈，種市周辺を表した約50 km<sup>2</sup>の地形図



第2図 南寄りの霧を伴うやませが侵入した1988年7月16日09時の地上天気図

を明らかにすることは難しいなどの理由から上記のように定義して観測データを整理・検討することとした。

観測は気温や日射の他に，霧の雲物理特性を明らかにするために，霧水量の時・空間分布および視程などを測定した。霧水量の測定は Sasyo (1968) の開発した細線式霧水量計と福富・須川 (1953) の湿度測定装置を参考

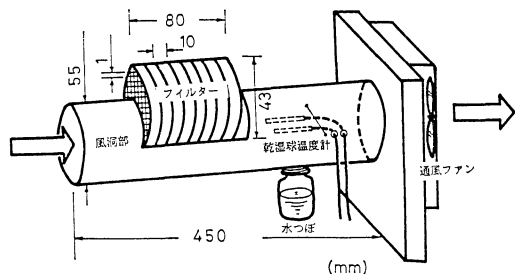
に試作した風洞式霧水量計で行った。視程は反射型視程計 (TZE-4) で連続測定した。

#### (2) 1989年観測

観測地点を久慈から種市町小路合の大豆畑に移した。ここは海岸から約1 km 内陸に入った標高約30 m の地点である。霧を伴ったやませは久慈と八戸の両方向から侵入してくると予想される。

6月下旬の天候は小笠原高気圧の強まりに伴って梅雨前線が次第に北上し，海霧の発現しやすい状態にあったが，実際に観測できたのは6月28日だけであった。7月の中旬頃になると，オホーツク海高気圧が東へ後退するにつれて再び梅雨前線が復活し，南東海上から海霧が侵入し易い気圧配置となった。しかし本格的な霧の侵入はなく，この年のやませの発現日数は少なかった。観測期間中に測定できたのは6月28日，7月7，15，16日の4日間であった。この日の平均気温と主風向は各々13.5°C，S~SSE；14.3°C，NE~SE；16.8°C，N~SE；16.3°C，SE~N であった。

前年度と同じ観測方法で，霧水量や視程および霧を除去した空気の乾・湿球温度などを測定した。風洞式霧水量計の測定時間は，後述するように前年度の分では霧水



第3図 風洞式霧水量計の外観と霧を除去するフィルター挿入位置

量が多い場合、細線式霧水量計で測定した霧水量との差が拡大することが分かったので、10分に短縮した。乾・湿球温度は霧除去フィルターの装着の約1分後に測定した。

### (3) 1990年観測

前年度と同じ種市の小路合で観測を実施したが、これまでと違うのは風向と風速の鉛直分布の測定および視程と日射の連続測定を同時に実施したことである。これは霧を伴うやませの侵入と日射の減衰および風向・風速との関係を明らかにするためであった。日射の測定ではガラス面に霧が付着しないように約  $1 \text{ ms}^{-1}$  の速さで室内の風を日射計の下から上方向に吹き出す処置をした。風洞式霧水量計の測定時間は10分とした。

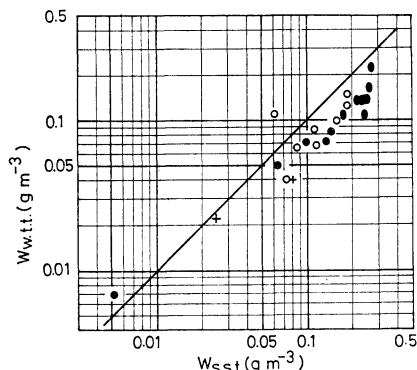
5月から8月の間に1,000 m以下の視程が記録された日数は33日であるが、ほぼ終日霧が発現していた日は6月15日、7月15日、8月5、6、7日の5日間であった。その他は数時間の継続時間であり、侵入の時間帯は日没から翌朝が最多であった。これは本格的なやませによる低温や霧の侵入が例年と比較しても極端に少なかった事を示している。8月5、6、7日に侵入した霧は台風10号が関東をかすめ北上したことによるものであった。従って、この日の平均気温は22~24°Cと平年値よりも高く、この霧は高温多湿な気塊が17~18°Cの低温な海上を吹走する過程で発現したと考えられる。一方、低温な気塊が入ったのは6月27日から30日、その日の日平均気温は12.8~13.7°Cであった。

## 3. 結果と考察

### 1) 霧水量の簡易測定と霧発現時の湿度

#### (1) 風洞式霧水量計

霧の重要な物理量である霧水量の時・空間分布の測定は地物の防霧効果や霧の消散過程、日射の減衰率を解明



第4図 風洞式霧水量計 ( $Wwt.t.$ ) と細線式霧水量計 ( $Wsst$ ) で測定した霧水量の比較。観測地点は久慈市北野、測定時間は15分である。  
●1988.7.2 ○7.8 +7.12 ●7.16

するのに必要である。その霧水量の測定法としてはスライド法や吸尿管法、あるいは Sasyo (1968) の開発した細線式霧水量計による方法がある。

井上・阿部 (1990) は福富・須川 (1953) の方法を参考にして、第3図に示す簡易霧水量計を試作した。これは通常の通風式乾湿計の風洞部を450 mmと長くして、その上部に霧を附着させるフィルターとその後方に熱電対温度計を配置した構造となっている。フィルターは1 mm幅の格子状のナイロン網を10 mm幅に8層積み重ねたものである。霧水量はフィルターに附着した霧水量を重量法で求め、これと空気を通風量から単位体積当りに換算した。また超音波加湿器 (家庭用) による霧の最大霧水量を  $0.4 \text{ gm}^{-3}$  と仮定した場合、 $1 \text{ ms}^{-1}$  の通風速度で15分間測定してもほぼ完全に霧が除去できることを予め実験室で確かめ、測定時間を決めた。実際の測定時の通風速度は風洞部の中央が周囲より5%ほど低下するものの、その平均風速は約  $1 \text{ ms}^{-1}$  であった。

従来、細線式霧水量計と他の測定器とを比較検討した研究は少なかったため、ここでは簡易測定器の開発に併せて、両計器の測定精度の比較を行った。第4図は1988年7月に風洞式と細線式霧水量計で測定した霧水量の結果である。この結果については既に井上・阿部 (1990) が報告しているが、再度考察することとした。両者は大体一致しているが、風洞式霧水量計の値は細線式霧水量計のそれを下回り、その差は霧水量の増大につれて開く傾向にある。これは測定時間が長すぎ、フィルターが霧水で目づまりを起こし、その後の霧水が十分に捕捉されなかったためであると考えられる。測定時間については

第1表 霧発現時の霧水量と乾・湿球温度, 相対湿度 (1989年)

月 日	時 刻	霧 水 量 ( $g/m^3$ ) Z=150cm	時 刻	乾球温度 ( $^{\circ}C$ ) Z=150cm	湿球温度 ( $^{\circ}C$ ) Z=150cm	温度差 ( $^{\circ}C$ )	相対湿度 (%)	卓越風向
6月28日	9:43- 9:53	0.110	8:16	13.2	12.4	0.8	91.4	S-SSE
			8:26	13.3	12.5	0.8	91.5	
			9:06	13.2	12.7	0.5	94.5	
	10:19-10:29	0.119	9:51	13.5	13.3	0.2	97.8	
			10:26	13.3	13.5	-0.2	100.0	
			10:51	13.2	12.9	0.3	96.7	
	10:45-10:55	0.115	11:21	13.3	12.9	0.4	95.7	
	11:17-11:27	0.158	11:26	13.4	12.4	1.0	89.3	
	11:47-11:57	0.187	11:56	13.5	12.5	1.0	89.4	
	12:16-12:26	0.186	12:21	13.6	12.6	1.0	89.4	
	12:45-12:55	0.154	12:51	13.4	12.4	1.0	89.3	
	13:15-13:25	0.085	13:21	13.5	12.5	1.0	89.4	
	13:45-13:55	0.139	13:51	13.3	12.3	1.0	89.3	
	14:16-14:26	0.069	14:21	13.4	13.5	-0.1	100.0	
	14:45-14:55	0.102	14:51	13.6	13.3	0.3	96.7	
	15:15-15:25	0.114	15:21	13.7	12.8	0.9	90.4	
	15:45-15:55	0.086	15:51	13.4	13.4	0.0	100.0	
	16:23-16:33	0.066	16:26	14.2	13.6	0.6	93.6	
	17:10-17:20	0.088	17:15	14.0	14.0	0.0	100.0	
7月 7日	7:15- 7:25	0.042	7:11	13.7	13.5	0.2	97.8	NE-SE
			7:21	13.4	13.4	0.0	100.0	
			7:40- 7:50	0.032	7:46	13.5	13.1	
	8:10- 8:20	0.033	8:16	13.4	13.4	0.0	100.0	
	8:40- 8:50	0.017	8:46	14.1	13.3	0.8	91.5	
	9:15- 9:25	0.019	9:21	14.1	13.8	0.3	96.8	
			9:36	14.1	13.7	0.4	95.8	
			9:41	14.2	13.1	1.1	88.4	
	10:08-10:18	0.012	9:46	14.4	13.9	0.5	94.8	
			9:56	14.8	14.4	0.4	95.8	
			10:11	14.8	14.3	0.5	94.8	
	10:40-10:50	0.010	10:46	14.9	14.5	0.4	95.8	
	11:15-11:25	0.003	11:21	15.7	15.1	0.6	93.9	
	11:57-12:07	0.020	12:01	15.6	15.1	0.5	94.9	
	12:31-12:41	0.011	12:36	16.0	15.7	0.3	97.0	
	13:00-13:10	0.008	13:06	16.5	16.0	0.5	95.0	
	13:31-13:41	0.013	13:36	16.2	15.8	0.4	96.0	
	14:00-14:10	0.021	14:06	15.8	15.4	0.4	95.9	
	14:30-14:40	0.025	14:36	15.6	15.4	0.2	97.9	
	15:00-15:10	0.028	15:06	15.2	14.6	0.6	93.8	
	15:48-15:58	0.018	15:56	15.2	14.6	0.6	93.8	
			16:06	15.2	14.8	0.4	95.9	
			16:26	14.7	14.1	0.6	93.7	
16:21-16:31	0.018	16:26	14.7	14.1	0.6	93.7		
17:01-17:11	0.020	17:30-17:40	0.020	18:05	14.3	13.7	0.6	93.6
7月15日	9:05- 9:15	0.022	9:06	17.3	17.3	0.0	100.0	N-SE
			9:11	17.2	16.9	0.3	97.1	
			9:36	17.4	16.8	0.6	94.2	
	9:30- 9:40	0.014	9:46	17.0	17.0	0.0	100.0	
			10:01	17.2	17.2	0.0	100.0	
			10:31	17.8	17.3	0.5	94.3	
	9:55-10:05	0.021	11:06	17.2	17.2	0.0	100.0	
	10:30-10:40	0.011	11:36	17.0	17.0	0.0	100.0	
	11:02-11:12	0.009	12:06	17.2	16.9	0.3	97.1	
	11:30-11:40	0.014	12:36	17.7	17.5	0.2	98.1	
	12:00-12:10	0.018	13:16	17.1	16.7	0.4	96.1	
	12:30-12:40	0.018	13:36	17.9	17.2	0.7	93.3	
	13:01-13:11	0.015	14:11	17.4	16.8	0.6	94.2	
13:30-13:40	0.010							
14:00-14:10	0.014							
7月16日	5:07- 5:17	0.121	5:11	15.7	15.6	0.1	99.0	SE-N
			5:36	15.9	15.0	0.9	91.0	
			6:01	16.1	16.0	0.1	99.0	
	5:59- 6:09	0.057	6:36	15.8	15.8	0.0	100.0	
			7:06	16.0	15.2	0.8	92.0	
			8:11	16.0	15.7	0.3	97.0	
	6:30- 6:40	0.075	8:36	17.0	16.1	0.9	91.2	
	7:00- 7:10	0.065						
	8:00- 8:10	0.032						
8:30- 8:40	0.014							
9:01- 9:11	0.010							

室内で行った予備実験からの予想と違っていた。

また本器による霧水量の鉛直分布および細線式霧水量計による霧水量のスペクトル解析については既に井上・阿部 (1990) が報告したとおり, 前者については黒岩

(1953) の結果と一致し, また後者については明確な卓越周波数の存在が明らかとなった。以上の結果から, 風洞式霧水量計は  $0.005 \sim 0.4 \text{ gm}^{-3}$  の霧水量をもつ霧が測定中連続して侵入した場合, 測定時間を約15分以下とす

れば、吹走距離に伴う霧水量の変化や地物の防霧効果、さらには霧水量の鉛直分布が把握できる精度であると推測した。本器は第3図に示したとおり、簡単に安く作れるのが最大の特徴である。

## (2) 霧発現時の湿度

近藤(1981)は微小物体と周辺空気の熱交換過程に熱収支を適用することで両者の温度差を推定している。これを霧粒と周辺空気の温度差の問題に適用すると、温度差は相対湿度の関数として表され、霧粒の冷却は相対湿度差の増大によって促進されることが分かる。一方、霧が作物に付着すると、葉の表面のガス交換や光合成の低下あるいは葉の表面からは炭水化物の流亡が起り、作物の成長は阻害される。このように霧の発現は直接的には日射を減少させ、日中の温度上昇を妨げるが、間接的には作物の生理機構に影響を与える。それらの影響を把握するためにも、霧の温度や霧水量などを定量的に把握し、解析をしておくことが必要である(井上・阿部, 1990)。

第1表は1989年に観測した霧発現時の乾・湿球温度と霧水量である。乾・湿球温度は第3図に示すフィルターで霧を除去した空気の値である。厳密な温・湿度の評価にはフィルターの影響を補正する必要があるが、その誤差は相対湿度で0.3%以下と推定されるので、ここでは補正はしなかった(福富・須川, 1953)。第1表によると、湿球温度は乾球温度を0.5~1°C下回り、相対湿度も88%まで低下するなど未飽和状態が多かった。飽和状態にあったのは63例中の12例である。霧の発生は沢井(1990)が解説しているとおり、相対湿度100%付近の状態が起こる。視程と相対湿度の関係を見ても、1 km以下となる時の相対湿度は100%付近である(野本, 1976)。このように霧発生時の湿度はほぼ飽和状態にあると考えられるが、陸上へ侵入してきた霧は消散過程にあり、未飽和状態で存在することを黒岩・大喜多(1959)が既に述べている。

そこで現地を目視観測や地上天気図から侵入状況を推測すると、1989年に4日間種市で観測した霧は北東および南東方向から侵入しており、オホーツク海高気圧に起因する比較的冷たい霧と梅雨前線に起因する比較的暖かい霧の両者であったと考えられるが、何れも小規模な霧の発現で、断続的に侵入しており、作物や地面の濡れは少なかった。また6月28日に観測した南~南南東のやませの場合、霧水量は比較的多いが、これは久慈方面から数十 km の森林上を吹走して種市に入ってきた霧で

あると考えられる。このような推測から、霧は消散過程にあって未飽和であったのではないかと考えられる。これに対して1988年に久慈で観測した強度のやませの場合には、梅雨前線に起因する南東から移入する大規模な霧で霧水量が多く、作物や路面の表面は完全に濡れ、時折霧雨の状態となるなど、気塊は飽和していた。

つぎに相対湿度が100%以下の未飽和状態では霧粒から蒸発が起り、霧粒の温度は周囲の気温よりも低下するが、ここではその温度差の推定を試みた。近藤(1981)によると、その時の温度差は次式で表される。

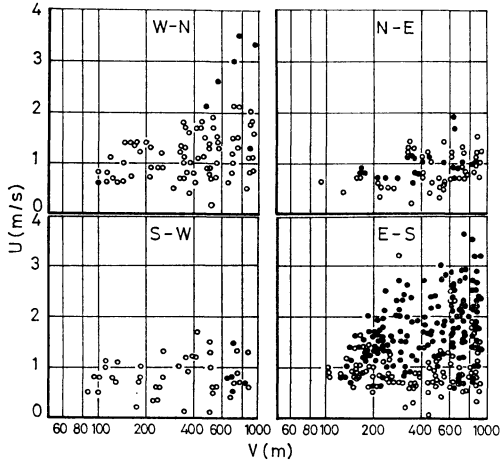
$$\Delta\theta = \frac{(R - \sigma\theta^4) - l\rho C_e U(Q(\theta) - Q)}{4\sigma\theta^3 + C_p\rho C_h U + l\rho C_e U Q'(\theta)} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、右辺第1項は霧粒表面の放射エネルギーであり、 $Q(\theta)$ と $Q$ は気温 $\theta$ に対する飽和比湿と空気の比湿、 $C_h$ と $C_e$ 、 $U$ は熱と水蒸気に対するバルク係数と物体周辺の風速(但し、物体が移動する場合は相対風速)、 $Q'(\theta)$ は飽和比湿の一次の微係数である。この式を霧粒に適用する場合には $C_h U$ と $C_e U$ を決めなければならない。これらはヌッセル数( $N$ )の近似式を使って、つぎのように表現できる(近藤, 1982)。

$$C_e U \cong C_h U \cong \alpha N / d = \alpha (2 + 0.49(R_e^2 + 0.777G_r)^{1/4}) / d \dots\dots\dots (2)$$

ここで、 $\alpha$ は空気の分子温度拡散係数(0.215cm<sup>2</sup>s<sup>-1</sup>)、 $R_e$ と $G_r$ はレイノルズ数とグラスホフ数、 $d$ は霧粒の平均直径である。(2)式で用いた球に対する数値は10 <  $R_e$  < 2×10<sup>3</sup>、10<sup>-2</sup> <  $G_r$  < 10<sup>3</sup>の条件下で得られたもので、これを霧粒の問題に適用することについては、さらに検討しなければならないが、ここではこの数値を用いる。いま、霧粒の平均直径を20 μmとして、 $C_h U$ と $C_e U$ を求めると、 $R_e$ が0.1~10、 $G_r$ が10<sup>-2</sup>で、その数値は約245~382 cms<sup>-1</sup>となる。さらに、 $C_e U$ と $C_h U$ が10 cms<sup>-1</sup>以上になると、(1)式で表される温度差は気温と相対湿度差のみの関数となる。本研究では $C_e U$ と $C_h U$ を厳密に推定することはできないが、上述のとおり小さいレイノルズ数を仮定しても、その数値は数百 cms<sup>-1</sup>となり、放射などの影響が無視できる10 cms<sup>-1</sup>の値を大きく上回ると推定できる。従って、その時の温度差は気温16°C、相対湿度90%で、0.995°Cとなる。1989の観測によると、相対湿度は約90~95%であるから、約0.5~1.0°Cの乾・湿球の温度差が生じることになる。これは第1表に示した霧粒を除去した空気の乾・湿球温度差に近い値である。

つぎに違う方法による霧の温度測定を試みた。それは



第5図 風向別に表示した霧発現時の風速と視程の関係。観測地点は種市町小路合、観測期間は1990年5月30日から8月25日である。  
○夜間(19:00~) ●昼間(6:00~)

赤外線放射温度計(サーモレーサ6T07, 波長帯2~5.2 $\mu\text{m}$ )による方法で、放射温度計をほぼ水平に設置しておき、温度は霧が周囲一帯を完全に覆った状態で測定した。1989年の観測では、赤外線放射温度計による値と第1表に示した湿球温度は $\pm 0.8^\circ\text{C}$ の範囲で一致した。この測定方法については精度の点から十分に検討しなければならないが、年次を変えての観測や超音波加湿器から発生させた人工霧の実験でも同様な結果が得られていることから、赤外線放射温度計による霧の温度測定が可能ではないかと考えている。

## 2) 霧を伴うやませの侵入方向

海霧の発生と風速の関係について、古くは G.I. Taylor (1917) が大西洋上で観測したデータがある。この結果によると、洋上では風速が2~5 $\text{ms}^{-1}$ の時に霧の発生が最大となっている。また佐々木・卜蔵(1972)が青森県上北郡百石町で観測した移流霧の事例では、風向が東または東寄りの時、海岸での風速は7~9 $\text{ms}^{-1}$ と強風である。佐々木らは日射量と相対湿度の関係についても論じているが、ここでは冷たい北寄りの風速2 $\text{ms}^{-1}$ 以上の移流霧を対象とし、南東から侵入する霧は除外している。青森の沿岸地帯で観測される霧を伴うやませは冷氣塊が相対的に暖かい海面上を吹走する過程で発現する霧が主流であると考えられるが、その霧が種市や久慈まで南下した時の特性および南東から侵入してくる比較的暖かい霧の特性については研究が少ないのでつぎに考察

した。

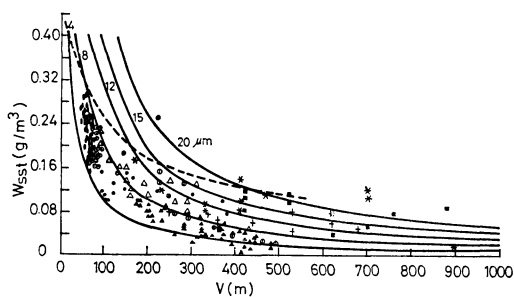
第5図は1990年5月30日から8月25日の間に、霧の発現によって視程が1,000m以下となった時の風向・風速の頻度分布である。図示した視程とその時の風向・風速はいずれも10分間の平均値である。先の霧を伴うやませの定義からすると、北西から南西の陸風はやませの範中に入らないが、頻度分布をみる意味で合わせて図示した。

第5図と種市から軽米に至る約30km間の5地点で実施した日射観測、アメダスなどの地上気象観測データを合わせて解析することによって以下の特徴が明らかになった。霧は日没から翌朝にかけて最もよく観測された。昼夜を通してみると、視程が減少する時には風速も減少する。霧が濃くなって、視程が100m程度になると、風速も1 $\text{ms}^{-1}$ 以下の弱風となった。夜間は主に北、東、南の3方向から霧が侵入し、その時の風速は2 $\text{ms}^{-1}$ 以下である。昼間については、風速は一般に夜間よりも強く、風向はE-S方向が最も多かった。これは仙台沖東方海上に梅雨前線が出現した時に発現するからであると推測している。つぎに海岸線に沿った北と南から侵入してくる頻度が多く、海岸線にほぼ直角なE方向からの侵入は予想以上に少なかった。これは1987年から実施してきた種市および久慈の観測でも同様な傾向にあった。

強度のやませとなった1988年の観測では第5図よりも強い南東風が久慈で観測されているが、総じてこの三陸沿岸地帯における霧発現時の風速は Taylor や佐々木・卜蔵の結果より弱い1~3 $\text{ms}^{-1}$ 程度であることが分かった。これは上田・八木(1984)が夜間から早朝にかけて観測した結果および竹内ら(1984)が夜間と昼間に観測した風速域と大体一致している。

## 3) 霧水量と視程の関係

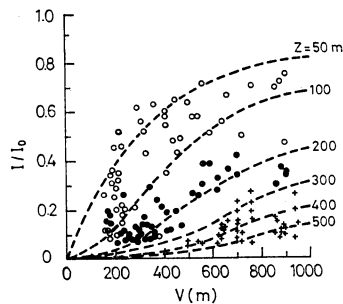
霧の濃度が増加してくると、視程目標の識別が次第に困難となるが、この視程と霧水量の関係は Tarbert の公式で表される。両者の関係は大気中の霧の場合、Mie 散乱理論から  $V=2.6r/w$  となることが知られている。ここで、 $w$  は霧水量( $\text{gm}^{-3}$ )、 $r$  と  $V$  は霧粒の半径( $\mu\text{m}$ )と視程(m)である。竹内ら(1984)は釧路で観測した霧水量と視程の関係に上式が適用できることを示した。著者はこのデータと種市、久慈で観測した1988年と1990年のデータを併せて整理し、その結果を第6図に示した。図中の実線は霧粒の半径をパラメータとする  $V=2.6r/w$  の理論値である。本観測において霧の粒径は測定していないので、粒径に関する議論はこの理論値との比較で行った。



第6図 霧粒の半径をパラメータとする霧水量 ( $W_{ssl}$ ) と視程 ( $V$ ) の関係。実線は  $V = 2.6r/W$  の計算値であり、破線は霧が存在し難いと考えられる領域である。久慈市北野 (●1988.7.2 ○7.8 +7.12 ●7.16 △7.17), 種市町小路合 (\*1990.7.5 ■7.12), 釧路西港 (▲1992.7.31 ○8.1)

図から観測日によって霧水量などが大きく異なることは明らかであるが、他につぎのような特徴を見ることができる。霧粒の半径が  $4 \sim 10 \mu\text{m}$  の領域では、両者の関係は理論に従うが、それ以上の半径では視程が減少しても霧水量の指数的增加は見られず、必ずしも理論に従わなかった。すなわち霧水量の増加は顕著でないが、見かけの平均粒径は小さくなり、視程は減少してくる。明らかに粒径が小さかったのは久慈の1988年7月8日と16日である。これは何れも梅雨前線に起因して南東から侵入してきた霧水量の多い霧で、気温は  $15 \sim 17^\circ\text{C}$  と比較的高かった。また釧路の1982年7月31日も小さいが、これは南東から侵入した移流霧で、気温は  $15^\circ\text{C}$  から  $17^\circ\text{C}$  であったが、これはこの時期の平均値よりも  $1 \sim 2^\circ\text{C}$  低い値である。これに対して、大きい粒径に分類されたのは1990年7月5日と21日で、気温は約  $16^\circ\text{C}$ 、風向は北と南成分であった。

同一観測日という類似の気象条件下で、系統的な時間変化が粒径に生じた理由としては、陸上に移流してきた消散過程にある霧から蒸発が起こり、小さくなっていったか、あるいはある一定の粒径に達した霧が分裂したのではないかと考えられる。また図中の破線より上の領域では、若干の観測データしか得られておらず、これは後者の霧粒の分裂によるもので、実際には大粒の霧が大量に存在するのは難しいのではないかと推測される(野本, 1976)。一方強度のやませとなった1988年の久慈の観測では最低視程約  $35 \text{ m}$  を記録しているが、視程が  $100 \text{ m}$  以下になると時折霧雨の状態となり、同時に視程は急速に回復するのを観察している。これは霧粒が併合して落



第7図 霧の層厚 ( $Z$ ) をパラメータとして表した可能日射量に対する実日射量の比 ( $I/I_0$ ) と視程の関係。種市町小路合で観測したデータで、各々のグループに該当したのは○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 である。

下したためと思われる。

現状では平均粒径と風向や気温、霧水量の間に一定の傾向を見いだすことはできないが、しかしながら明らかに異なる粒径の霧が存在し、その粒径分布によって視程や地上の日射量の減衰曲線の異なることが分かった。

#### 4) 日射の減衰

日射の減衰が消散係数と霧層の光学的厚さをパラメータとする指数関数で表されることは既に Paltridge やト蔵 (1990) が報告している。またリモートセンシングによる海霧の挙動と発生状況や霧の内部構造と気象要素の関係に関する研究は阿部ら (1989) や十文字・内山 (1989) らによって行われている。

リモートセンシング手法は霧を伴うやませの挙動を実況的に捉えることはできるが、その情報から直ちに地上の日射や気温を推定することは現状ではできない。これに関してト蔵 (1990) は地上の観測データから霧を伴うやませの平均層厚と日射量の関係式を示しているが、事例が少なく、データも分散している。また浅井ら (1958) はラジオゾンデのデータから二層構造を成すやませ雲の雲厚と日射量の関係式を提出しているが、その他の研究は見あたらないようである。

そこで、著者は霧を伴うやませの層厚と日射、視程、霧水量との関係を明らかにしながら、やませの層厚の簡単な推定を試みた。第7図は可能日射量に対する実日射量の比 ( $I/I_0$ ) と視程および層厚 ( $Z$ ) との関係である。図中の破線は  $I/I_0 = \exp(-3wZ/2r)$  を表しており、ここで平均半径  $r$  は  $V = 2.6r/w$  から推定した。第7図は今のところ層厚を  $150 \text{ m}$  以下、 $150 \sim 300 \text{ m}$ 、 $300 \text{ m}$  以上の

クラスに大別するのに利用できる程度である。つぎに代表的な日を選び、その日の層厚の推定を試みた。この場合、平均半径は第6図から推定し、これを  $I/I_0 = \exp(-3wZ/2r)$  に代入して層厚を計算した結果、久慈の1988年7月8日、16日の層厚は約400~540 m、種市の1990年6月15日や8月5日のやませは50 m程度と推定された。1990年6月15日や8月5日のやませは北東から地表付近に断続的に移流した霧で、上空に青空が確認されていることから大体正しいのではないかと考えられる。

1989年の6月28日、7月7日、15日、16日の霧の厚さは約150~250 mと推定されたが、この時の日射比と霧水量は  $I/I_0 = 0.00343 \cdot \text{EXP}(3.566 WW)$  の関係式で表された。この関係式によると、霧水量が約  $0.05 \text{ gm}^{-3}$  以上の時の日射量は完全晴天時の1/10以下と激減するが、これは浅井ら(1958)の関係式から推定するよりも日射の減少は大きかった。

以上のように、本研究では1988年から1990年の夏期に観測したデータを解析し、その考察を行ってきた。しかしながら、気象条件が観測年によって異なっていることやデータがまだ不足していること、あるいは本研究での結果をより普遍的なものとするためにも、今後霧を伴うやませの視程と風速・風向の関係については霧の種類や発現時間などでさらに解析し、また視程と霧水量の関係については粒径の測定によって両者の関係を明確にしていきたいと考えている。

#### 4. まとめ

三陸沿岸地帯の久慈、種市に襲来する霧を伴うやませの物理的・気象学的特性を明らかにする目的で、1988年から1990年の夏期に風向・風速、乾・湿球温度、日射、霧水量、視程などの同時観測を実施した。そこで得られたデータを解析した結果、つぎのような知見が得られた。

(1) 霧水量が簡単に測定できる風洞式霧水量計を試作し、これと細線式霧水量計との同時測定を行った。霧水量が  $0.005 \sim 0.4 \text{ gm}^{-3}$  の範囲で、霧が連続して侵入した場合、風洞式霧水量計の測定時間を約15分以下にすれば、霧水量は十分な精度で計測できることが分かった。

(2) 1989年に種市で観測した霧を伴うやませは大部分が未飽和で、乾・湿球温度差は約  $0.5 \sim 1^\circ \text{C}$ 、相対湿度は約90~95%であった。この時の霧粒と周辺空気との温度差を理論的に推定した結果、温度差は相対湿度差に比例し、10%の湿度差が約  $1^\circ \text{C}$  の温度差となることが分

かった。霧粒を除去した空気の湿球温度は赤外線放射温度計で計った温度に近かった。

(3) 三陸沿岸の久慈、種市に侵入するやませには大きくオホーツク海高気圧に起因する低温で霧水量が少ないやませと梅雨前線に起因する相対的に暖かく霧水量の多いやませが主に海岸線に平行して侵入することが明らかとなった。そのやませの侵入方向と風速・視程の同時観測から、つぎの特徴が明らかとなった。視程が減少する時には風速も減少する。視程が100 m以下になると、風速も  $1 \text{ ms}^{-1}$  以下の弱風となる。夜間は北、東、南の3方向から霧が侵入し、その時の風速は  $2 \text{ ms}^{-1}$  以下の弱風である。昼間は南東方向が最も多く、海岸線に直角の東風は少なかった。侵入時の風速は既往の結果よりも若干弱かった。

(4) 霧水量と視程は霧粒の半径が  $4 \sim 10 \mu\text{m}$  の領域では Tarbert 式に従うが、それ以上の半径では視程が減少しても霧水量の指数的增加は認められず、理論と必ずしも一致しないことが分かった。また、種々な場所と年次のデータを整理してみると、数十  $\mu\text{m}$  の霧が大量に存在することは難しいものと考えられ、この場合視程の減少は霧水量が変わらないで、分裂した霧粒の増加によって起こると推測された。

(5) 地上の日射量と視程を観測することによって、霧の層厚を大体推定できることが分かった。また薄い霧の存在によっても日射量の減少は著しく、例えば霧の厚さが約150~250 mで、霧水量が約  $0.05 \text{ gm}^{-3}$  以上の時の日射量は完全晴天時の1/10以下に激減した。

#### 謝 辞

現地観測において防災科学技術研究所八木鶴平博士には観測器材に便宜を図っていただき、当研究室の阿部博士主任研究官には観測を手伝っていただいた。お茶の水女子大学教授の内嶋善兵衛博士と東北大学教授の近藤純正博士にはとりまとめに当り有意義なコメントを与えていただいた。ここに記して深甚なる謝意を表します。

#### 引用文献

- 阿部成雄・道本光一郎・引地功・遠峰菊郎, 1989: 三沢飛行場におけるライダーを用いた霧の観測。天気, 36(10), 643-649。  
浅井辰郎・西沢利栄・羽田野孝通, 1958: ヤマセ雲の高層気象学的研究(A)。資源研報, 49-47, 195-208。  
卜蔵建治, 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.
- 防霧林研究会, 1953: 防霧林に関する研究会(Ⅲ). 林試報, 64, 1-124.
- 福富孝治・須川 明, 1953: 霧中における湿度の一測定. 低温科学, 11, 19-17.
- 井上君夫, 1987: 昭和63年(1988)冷害の農業気象学的解析と今後の研究課題. 農業気象, 45(3), 165-171.
- ・阿部博史, 1990: 久慈沿岸で観測される海霧の微気象特性. 東北農試研報, 81, 19-31.
- , 1990: 昭和63年気象の経過と特徴. 昭和63年冷害の記録, 東北農業試験場・農業研究センター, 1-12.
- 十文字正憲・内山晴夫, 1989: レーザ・レーダによるやませ観測. 東北の農業気象, 34, 54-55.
- 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.
- 近藤純正, 1981: 地表に近い大気. 東大出版会, 107-111.
- , 1982: 大気境界層の科学. 東京堂出版, 67-77.
- 工藤敏夫, 1982: 1980年冷夏における「やませ」の振舞. 東北の農業気象, 27, 39-42.
- 黒岩大介, 1953: 霧水量の乱流拡散と籬型林の防霧効果. 低温科学, 11, 39.
- ・大喜多敏一, 1959: 最近の霧の研究とその展望. 気象研究ノート, 10
- 野本真一, 1976: 視程の変動. 天気, 23(5), 235-253.
- 萩原折二, 1944: 霧及び雲滴の蒸発. 気象集誌, 22(4), 22-30.
- Paltridge, G.W., 1974: Infrared emissivity, short-wave albedo, and the microphysics of stratiform water clouds. J. Geo. Res., 79(27), 4053-4058.
- 佐々木信介・ト蔵建治, 1972: 「やませ」の気象学的特質. 東北地域災害科学研究, 45-62.
- Sasyo, Y., 1968: Studies and developments of meteorological instruments for cloud physics and micrometeorology. Papers in Meteorol. and Geophys., 19(4), 587-598.
- 沢井哲滋, 1990: 霧の Nowcasting. 天気, 37(8), 509-518.
- 竹内政夫・石本敬志・野原他喜男・福沢義文, 1984: 霧の消散機構及び防霧効果に関する研究. 科学技術庁研究調整局, 112-134.
- Taylor, G.I., 1917: The formation of fog and mist. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 43, 241-260.
- 上田博・八木鶴平, 1984: 北海道釧路市における市街地と郊外・海岸での海霧の観測. 天気, 31, 137-145.



## 第42回科学講演会開催計画

主催: 財団法人 東レ科学振興会

千葉県浦安市美浜一丁目8番1号(東レビル)

TEL (0473) 50-6104 FAX (0473) 50-6082

後援: 朝日新聞社

とき: 1992年10月26日(月)

開場: 17時30分

開演: 18時00分 終演: 20時45分

ところ: 有楽町朝日ホール

東京都千代田区有楽町 2-5-1

有楽町マリオン11階(JR線有楽町駅前)

テーマ: “自然科学の原点, 博物学について考える”

～ナチュラル・ヒストリーのすすめ～

I. 博物学的発想とはなにか

京都大学理学部教授 日高 敏隆

II. 博物学としての生化学

北海道大学名誉教授 茅野 春雄

その他:

★入場無料, 定員 638 名(予約なし・先着順)

★ご来聴の方には, 後日講演記録集を進呈致します