

三沢市における海霧観測時の温湿度場及び風系の特性*

原 岡 秀 樹*¹・遠 峰 菊 郎*²・川 端 隆 志*³・宮 本 一 彦*⁴・深 渡 瀬 角 太 郎*⁵

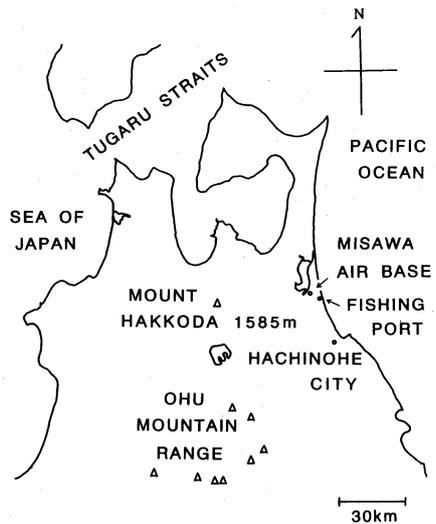
要 旨

三沢飛行場における海霧の予報に資するため、1992年6月22日から7月14日の間、飛行場の東南東約6 kmに位置する三沢漁港において、小型係留ゾンデを用いて大気境界層内の観測を行い、海霧の発現前後の温湿度場及び風系の鉛直構造を調べた。海霧発現時には、高度300 m以下に気温傾度が $2^{\circ}\text{C}/50\text{ m}$ 程度の逆転層が形成され、その底部は200 m付近に位置することが多く、混合層内よりも逆転層下層の方が比湿が大きくなっていることが分かった。また、海霧が発現した場合は逆転層内に比湿の大きな湿潤域が存在していたのに対し、発現しなかった場合は湿潤域が存在しなかった。逆転層下層において比湿が小さいと、ここに湿球温位から見て不安定な層が形成され、逆転層底部での乱渦混合が凝結を妨げるように働くと考えられる。このことから、逆転層内に比湿の大きな湿潤域を持つ、逆転層下層において湿球温位からみて安定な場で海霧が発現し易いことが分かった。

1. はじめに

初夏の東北地方の太平洋沿岸地域では、オホーツク海高気圧の勢力が強く北高型の気圧配置となった際、海上で発生した層雲または霧がしばしば進入してくる。太平洋に臨む三沢市(第1図参照)においても、6、7月の夕刻から早朝にかけて海霧(移流霧)に包まれることは珍しくない。日中、水蒸気の供給(表面からの)が海に比べてあまり好都合でない内陸まで海霧が進入するケースは希であるが、一旦海霧が飛行場へ進入し始めると、滑走路上の雲底の急速な低下や視程の悪化をもたらす、航空機の安全な運航にとって重大な障害となる。

霧や層雲内の内部構造は、航空機による層雲



第1図 三沢市周辺の地形。

* Some aspects on temperature, humidity and wind profiles in sea fog at Misawa city.

*¹ Hideki Haraoka, 航空自衛隊航空気象群.

*² Kikuro Tōmine, 防衛大学校地球科学科.

*³ Takashi Kawabata, 航空自衛隊航空気象群.

*⁴ Kazuhiko Miyamoto, 防衛大学校地球科学科.

*⁵ Kakutarou Fukawatase, 航空自衛隊航空気象群.

—1993年9月13日受領—

—1995年2月8日受理—

(Paluch and Lenschow, 1991), 層積雲 (Nicholls, 1984) の詳細な観測結果や、テレビ塔での霧の観測結果 (Goodman, 1977) などから、ある程度明らかになってきた。三沢飛行場に進入する海霧の研究に関しては、遠峰他 (1988), 阿部他 (1989) により、統計的及び空間的に研究が進められた。しかし、実際に航空機の運

航に必要な、霧の Nowcasting (沢井, 1990) の精度を向上させるためには、内部構造にまだ不明な点も多く残されており、海霧発現前後の下層大気内の温湿度場及び風系の時間変化を更に細かく捕らえる必要があった。そこで、今回は小型係留ゾンデを用いて大気境界層内の観測を行い、海霧の進入前、発現中、消散中、発現しなかった場合の、温湿度場及び風系を観測して、下層大気鉛直構造を調べた。

観測期間中に三沢に進入した海霧を大きく二つのタイプに分けると、一つは逆転層の底部が 300 m 以下と低く、日中は消散しやすい霧であり、もう一つは、北高型が強まるか又は日本の南岸を通過する低気圧の影響を受け、湿潤域が高い高度まで広がり、厚い層雲の下に形成される霧であった。しかし、厚い層雲の下に発現する霧については今回の観測では十分なデータが得られなかった。よって、この論文では大気境界層内において逆転層が複数存在している場合については考えず、逆転層の底部が主として 500 m 以下のみに存在する海霧について議論する。解析に当たっては、総観測場を踏まえ上層 (400 m 付近) における温暖な気塊の移流と下層 (200 m 付近) の冷たい東寄りの風の間形成される逆転層の変化と、その誘因となる風系の変化に着目した (Wang, 1985)。

2. 観測方法及び資料

2.1 係留ゾンデ観測

1992年6月22日から7月14日の間、三沢飛行場 (北緯45度42分、東経141度23分、標高 40 m) から東南東約 6 km に位置する三沢漁港において、係留ゾンデによる観測を行った。飛行場で係留ゾンデを昇降させたかったが、航空機の運航上無理があったため、東寄りの風の時の三沢市への海霧の進入経路にあたるこの海岸を観測場所として選んだ。

AIR 社製の小型係留ゾンデ BASIC ADAS システムを使用し、ゾンデを高度約 700 m まで昇降させて、10秒間隔で気温、相対湿度、気圧、風向、風速を測定した (約 10 m 間隔)。しかし、上空の風速が 10 m/s を超えると予想される場合、気球の性能上観測を中止せざるを得ず、強いやませ発現時の観測は行えなかった。

観測期間は次の3つの期間に分けて、それぞれ頻度、目的を変えて行った。

(1) 期間 1

6月22日から7月6日の間は、層雲や霧の発現にか

かわらず、実施可能な日の9時、10時、11時、14時、15時、16時 (以下、時刻は全て日本標準時) に計42回の観測を行い、夜間に霧が発現する時と発現しない時の、日中の大気の状態を比較した。

(2) 期間 2

海霧が発現した7月7日9時から9日0時の間は、1時間毎に計40回の連続観測を行い、海霧の発達、消散過程などについて詳しく調べた。

(3) 期間 3

夕刻から層雲がかかり、朝一時的に霧が進入した7月13日9時から14日11時の間は、13日の正午から夜間にかけて上空で風が強く十分な観測が行えなかったが、13日23時から14日11時の間の1時間毎の連続観測を含め、計20回の観測を行った。なお、今回の解析事例には結果を示していない。

2.2 飛行場の航空気象観測資料の活用

1992年6月15日から7月15日までの間の、三沢飛行場の航空気象観測資料と高層気象観測資料を提供してもらい、三沢飛行場における天気推移と、逆転層の高度変化などを調べるとともに、係留ゾンデ観測データを解析する際の参考として使用した。

3. 観測期間中の総観測と霧の発現

3.1 総観測の経過

1992年の6月中旬は、寒冷低気圧が日本海に入り易く、上層の気圧の谷前面に位置しやすい東日本と北日本は、オホーツク海高気圧がしばしば出現したこともあって、曇雨天で気温の低い日が多かった。しかし、通過する低気圧が寒冷低気圧であったため、下層での暖気の移流は弱く、濃い霧が持続する日は少なかった。下旬は、旬半ばからオホーツク海高気圧がなくなり、北日本は晴れて昇温し、層雲や霧は発現しなくなった。7月も初めはオホーツク海高気圧が現れず、北日本は好天で高温となったが (ここまでは期間1)、6日頃からオホーツク海高気圧が出現し、日本の南岸を低気圧が東進して大気境界層内へ暖気が移流し始めた6日後半から8日にかけて、東北地方の太平洋沿岸地域では層雲や霧が発現した (期間2)。その後、11日頃から再び、オホーツク海高気圧の勢力が強くなった (期間3)。

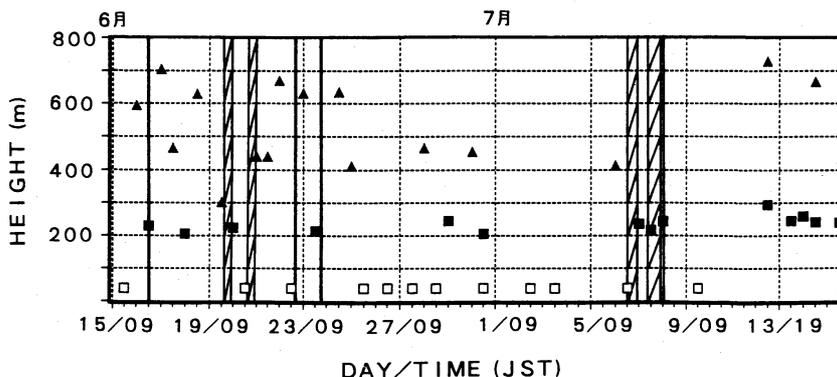
3.2 三沢飛行場における霧の発現と逆転層

第1表に、観測期間中の三沢飛行場における霧の継続時間と、多少時間のずれはあるが高層気象観測資料から得られた霧発現後の 925 hPa における風向、風速を示す。6月23日早朝に一時的に発現した霧は、地上

第1表 三沢飛行場における霧の継続時間と霧発現後の925 hPaの風向風速.

月	発現日時	消散日時	継続時間	925hPaの風(日/時)
6月	16日 20:08	16日 21:46	1時間38分	262° 2 m/s (16/21)
	20日 02:07	20日 07:10	5時間 3分	200° 5 m/s (20/09)
	21日 02:56	21日 06:38	3時間42分	105° 8 m/s (21/09)
	23日 03:56	23日 04:29	33分	288° 3 m/s (23/09)
	24日 07:56	24日 08:49	53分	113° 8 m/s (24/09)
7月	6日 21:43	7日 06:11	8時間28分	162° 3 m/s (7/09)
	7日 17:41	8日 07:27	13時間46分	130° 5 m/s (7/21)
	8日 08:31	8日 08:56	25分	239° 3 m/s (8/09)
	15日 22:56	16日 06:46	7時間50分	179° 2 m/s (16/09)

この表における発現時刻は、飛行場の観測塔からの卓越視程が1000 m未滿になるか、滑走路両端の視程計の何れかが1000 m未滿になった時刻とした。消散時刻は、卓越視程と視程計の全てが1000 m以上となった時刻とした。



第2図 逆転層底部の9時及び21時の高度と霧の発現期間(6月15日~7月15日)
霧の発現時刻及び消散時刻を縦線で示し、発現期間は斜線で示す。
□: 接地 ■: 300 m 未滿 ▲: 300 m 以上~800 m 以下

で弱い北西風が卓越していたことから内陸で発生した放射霧であったと考えられるが、その他の霧は、東寄りの風に流されて海上から進入して来た海霧であったと思われる。本観測期間中に発現した霧の特徴としては、夜間から早朝にかけて発現した霧が多かったこと、継続時間が比較的短かったことが挙げられる。また、霧の継続時間が長かったとき、925 hPaの風系において、南風成分が大きかったことも特徴といえる。

次に、1992年6月15日から7月15日の間の高層気象観測資料から得られた、800 m以下の大気境界層内の逆転層底部の高度と、三沢飛行場における霧の発現期間を第2図に示す。霧の発現時、下層大気中に逆転層があることは、過去の高層気象観測資料から知られており、今回の観測結果からも霧発現の前後(9時また

は21時の観測)の必ずどちらか、又は両方の高度300 m以下に逆転層の底部が位置していたことを確認した。しかし、逆転層の底部が300 m以下に位置していたからといって、必ずしも霧が発現するとは限らなかった。

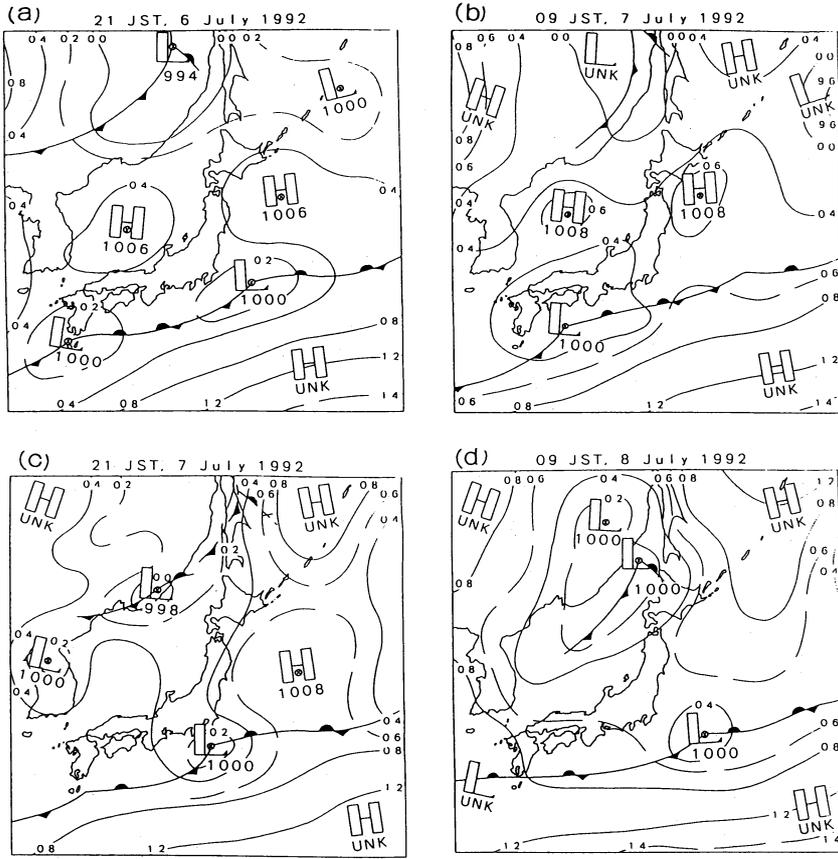
4. 係留ゾンデ観測の結果

4.1 霧発現時の観測結果

観測期間中において、海霧の発現時間が最も長かった7月7日から8日にかけての、大気境界層内の連続観測の結果を以下に示す。

4.1.1 海霧発現の推移と観測結果

6日21時、7日9時、7日21時及び8日9時の地上天気図を、第3-a図、第3-b図、第3-c図及び第3



第3図 地上天気図 (a) : 7月6日21時, (b) : 7月7日9時,
(c) : 7月7日21時, (d) : 7月8日9時.

-d 図にそれぞれ示す。天気図から分かるとおり、オホーツク海付近には高気圧が張り出し、日本の南岸を前線を伴った低気圧が東進していた。また、沿海州付近には寒冷前線を伴った別の低気圧が東進していた。

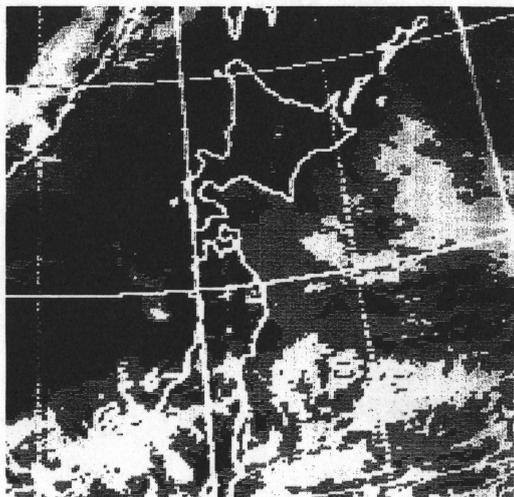
このときの海霧発現の推移を簡単に述べると、6日夕刻(17時前)に沿岸地域に進入した海霧は、夜間にかけて内陸まで進入し、22時前には飛行場を覆った。7日早朝には一旦消散したが、7日8時半頃から再び沿岸部に進入してきた。漁港での日中の視程は、400~500 m で、霧のトップが低かったため太陽は霞んで見えた。第4図に示す可視画像の衛星写真(7日15時)に見られるように、東北地方の太平洋側の海上には一面に層雲や海霧が発生していた。

7日の日中、沿岸付近までしか進入していなかった海霧は、17時頃から内陸に進入を始め、三沢飛行場においても17時半頃、視程が1000 m 未満となった。漁港での17時の気温、相対湿度、比湿、湿球温位の鉛直

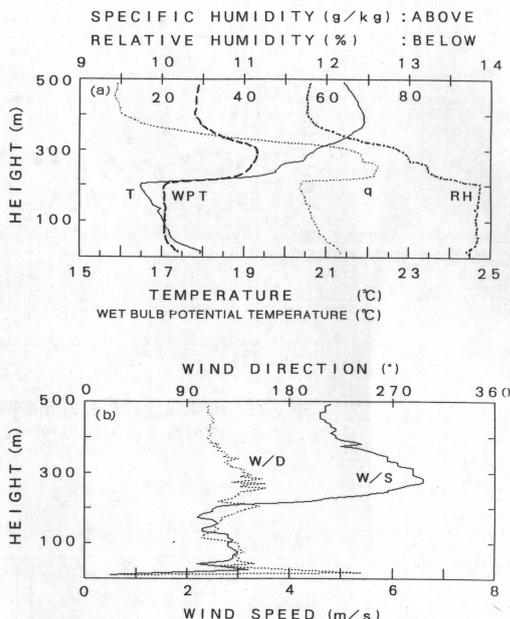
分布を第5-a 図、風向風速の鉛直分布を第5-b 図に示す。逆転層の底部は200 m 付近に位置し、逆転層下層での気温の逆転は約 $3^{\circ}\text{C}/50\text{m}$ と非常に大きかった。この逆転層の下に湿球温位がほぼ一定な層が形成され、相対湿度も95%以上と高かった。しかし、比湿は反対に逆転層下層で、 $12\text{g}/\text{kg}$ 以上と大きく、このため逆転層下層は湿球温位からみても安定した状態となっていた。また、相対湿度が高度500 m 付近でも50%以上あったことも特徴といえる。このとき風は南東から東寄りであり、200 m 以上でやや強くなっており、270 m から290 m 付近までは $6.5\text{m}/\text{s}$ 以上の強い南東風が吹いていた。

その後、霧雨も降り始め夜間から翌朝にかけての漁港での視程は、200~300 m となった。飛行場において霧は、8日の早朝から消散を始めたが、10時頃までは層雲として残り、午後にも一時的に層雲の進入が見られた。漁港では、9時頃から視程が300~400 m 前後

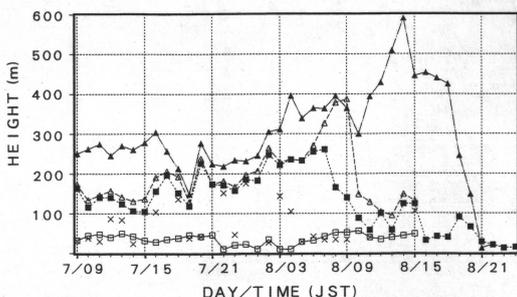
15 JST, 7 July 1992



第4図 可視画像の衛星写真(7月7日15時).



第5図 (a) 気温, 相対湿度, 比湿, 湿球温位の鉛直分布(7月7日17時). 気温(T)は実線, 相対湿度(RH)は一点鎖線, 比湿(q)は点線, 湿球温位(WPT)は破線で示す.
(b) 風向, 風速の鉛直分布(7月7日17時). 風向(W/D)は点線, 風速(W/S)は実線で示す.



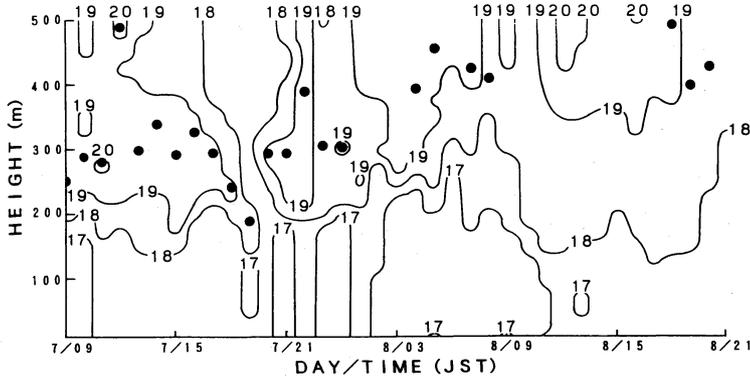
第6図 大気境界層内における各観測値高度の時間変化(7月7日9時~9日0時).
▲: 比湿の極大高度
△: 相対湿度の鉛直傾度の極大高度(霧のトップを推定する目安)
■: 気温の極小高度(逆転層の底部)
□: 混合層(湿球温位が一定の層)の底部高度
×: 相対湿度の最大高度

とやや回復し, 10時過ぎには 800 m 前後まで回復して太陽も霞んで見えるようになった. そして, 8日15時半頃から海霧は急速に消散していった.

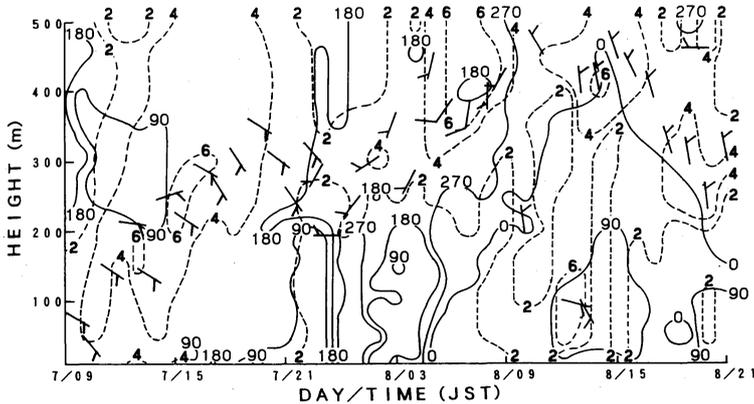
4.1.2 各観測値高度の時間変化

観測期間中の大気境界層内における, 比湿の極大高度, 相対湿度の鉛直傾度の極大高度(霧のトップを推定する目安), 気温の極小高度(逆転層の底部), 混合層の底部高度及び相対湿度の最大高度を, 第6図に示す. ここでは, 海霧発現時に湿球温位がほぼ一定な層を混合層と考え, 混合層の底部は, 湿球温位がほぼ一

定な層の下端とした. 各時刻において混合層内の相対湿度は大きく変化し, 7日23時から8日朝にかけて, ほぼ100%であったのに対し, 7日12時の混合層内は, 最大でも84%程度しかなかった. そのため, 相対湿度から霧のトップを推定することは難しく, ここでは相対湿度が混合層内の最大値から4%以内にあり, その中で鉛直傾度が最も大きく負になっている高度を, 霧のトップを推定する目安として示した. 比湿の極大高度は8日7時頃までは逆転層内にあり, 気温の極小高度(逆転層底部)から200m以内の上空に位置していた. 8時頃から, 逆転層下層における気温傾度が小さくなるに従い, 気温の極小高度は急速に降下していった. そして, 上空で北風が卓越し始めた10時頃から, 逆転の傾度はより小さくなった. 同時に比湿の極大高度は急速に上昇し, 逆転層の中~上層で比湿が大きくなった. 相対湿度の鉛直傾度の極大高度(霧のトップを推定する目安)は, 7日9時から8日6時の間は, 逆転層底部のすぐ上に位置していたが, 逆転層底部での気温傾度が緩やかになった8日6時から9時にか



第7図 湿球温位の鉛直分布の時間変化（7月7日9時～8日21時）グラフ内の数字は湿球温位（°C）、●は湿球温位の極大高度を示す。



第8図 風向風速の鉛直分布の時間変化（7月7日9時～8日21時）風向は実線（°）、風速は点線（m/s）、矢羽で風の極大域を示す。

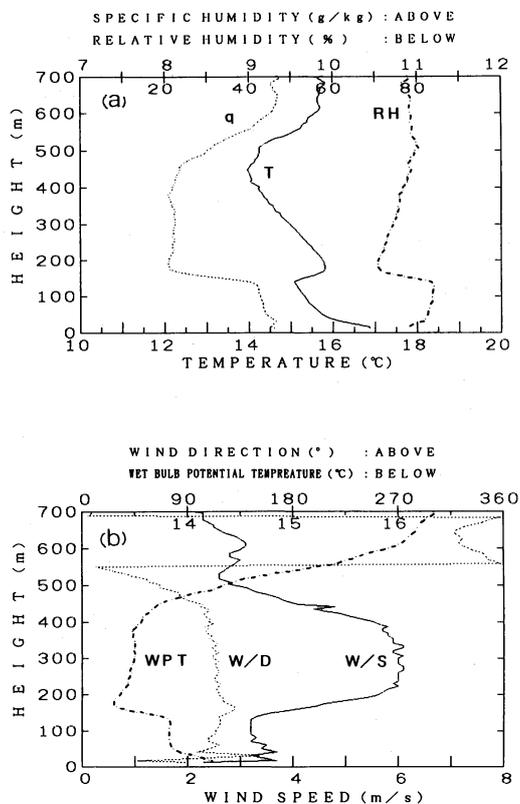
て、逆転層底部からしだいに上昇して行った。しかし、上空で北風が卓越した8日10時には、150 m 付近まで降下した。逆転層底部に当たる気温の極小高度は、50～300 m の間にあり、霧が濃かった7日22時から8日7時にかけて、毎時約11.4 m ($Z=11.4 T+152$; Zは高度, Tは時間)で時間に対してほぼ線型に上昇した。混合層の底部は40～50 m 付近に位置することが多かったが、大気境界層下層の風が極めて弱くなった7日22時頃から早朝にかけて、地表付近まで降りてきた。最後に、相対湿度の最大高度は、混合層の底部または少し下に位置することが多く、霧の濃くなった7日夕刻から夜半にかけては混合層の頂部付近にも位置した。しかし、8日の10時頃からは、気温の極小高度付近に位置することが多かった。

4.1.3 湿球温位の時間変化

7日9時から8日21時の間における地表から高度500 m までの、湿球温位の鉛直分布を第7図に示す。第7図に示した混合層内における湿球温位はほぼ一定であり、8日早朝かけては、逆転層下層において湿球温位の鉛直傾度が大きかった。このことから、霧のトップ付近は湿球温位からみて非常に安定していたことが分かる。8日6時頃から湿球温位の鉛直傾度は緩み始め、7日の日中に250 m 付近まで降りていた19°Cの暖気も、8日の日中は350 m 付近までしか降りてこなかった。

4.1.4 風系の時間変化

同じ時刻の風向と風速の鉛直分布の推移を第8図に示す。海霧が漁港に進入した直後の7日9時には、高度250 m 付近から上空では、南西～南の風が吹いていたが、日中にかけて逆転層内でも東～南東の風が卓越



第9図 (a) 気温, 相対湿度, 比湿の鉛直分布 (6月23日15時) 気温 (T) は実線, 相対湿度 (RH) は一点鎖線, 比湿 (q) は点線で示す。
(b) 風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布 (6月23日15時) 風向 (W/D) は点線, 風速 (W/S) は実線, 湿球温位 (WPT) は一点鎖線で示す。

し、海霧が飛行場まで進入した17時前後には、逆転層下層の300 m付近で6 m/s以上のやや強い南東風が吹いていた。この風はしだいに弱まったが、21時頃までは4 m/s程度の東～南東の風が卓越していた。霧が濃くなった22時頃から、200 m付近の東～南東の風は弱まり、400 m付近では南風が卓越し、早朝にかけてやや強く吹いた。8日9時頃から高度250 m以上で北～西寄りの風が吹き始め、10時頃には高度200 m付近まで北風が卓越した。このとき、霧は急速に薄くなりトップ(推定)も低くなった。日中にかけて200 m付近では東風が再び卓越したが、15時頃から北風の進入高度がしだいに下層まで及び、16時にかけて、高度240 m以上で3 m/s以上の北風が卓越し、下層の東風もやみ海霧は急速に消散した。

4.1.5 霧発現時の観測結果のまとめ

漁港で霧が発現していた間の観測結果の特徴を、発達期及び消散期について簡単にまとめる。

(1) 発達期

- 大気境界層内の逆転層底部における気温の逆転傾度は、 $2^{\circ}\text{C}/50\text{ m}$ 程度とかなり大きかった。そして、逆転層下層付近に比湿の極大領域が存在したため、霧のトップ付近は湿球温位からみて非常に安定な成層であった。
- 逆転層の下層付近でやや強い東～南東風が卓越していた。その後、南寄りの風が変わっていった。

(2) 衰弱期

- 気温の逆転傾度が緩やかとなり、発達期に逆転層下層付近にあった比湿の極大領域は急速に上昇し、逆転層の中～上層で比湿が大きくなった。このため、霧のトップ付近の湿球温位からみた安定性は小さくなった。
- 逆転層内に北～西寄りの風が吹き始め、しだいに強くなった。その後、逆転層の中上層で北寄りの風が卓越した。

4.2 霧が発現する前の観測結果

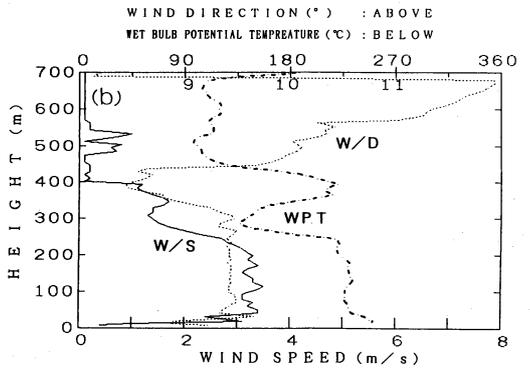
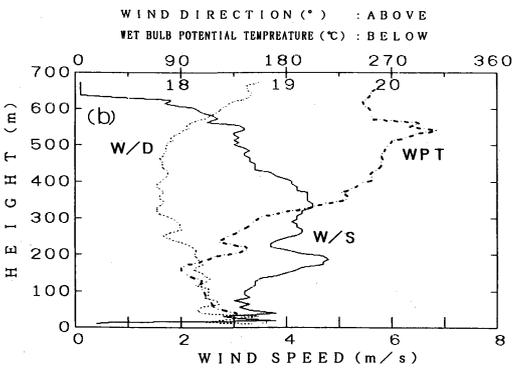
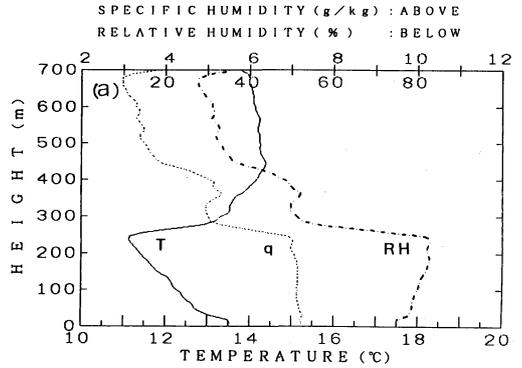
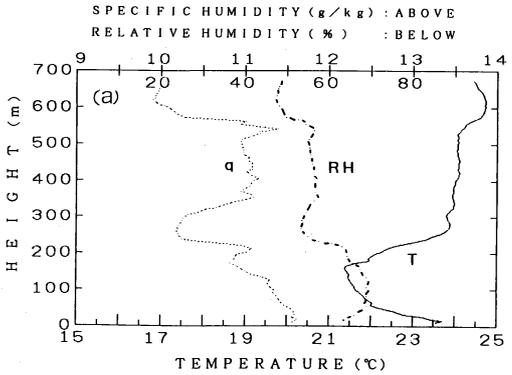
日中の観測時には霧及び層雲は発現しておらず、観測数時間後の夜間から翌朝にかけて、飛行場で霧が発現した6月23日15時、7月6日15時の気温、相対湿度、比湿の鉛直分布と、風向、風速、湿球温位の鉛直分布を次に示す。

4.2.1 6月23日15時の観測結果

23日は、21時頃から飛行場に層雲が進入し24日早朝には霧雨も降り始め、第1表に示したように6時頃から一時的に霧も発現した。23日15時の気温、相対湿度、比湿の鉛直分布を第9-a図に、風向、風速、湿球温位の鉛直分布を第9-b図にそれぞれ示す。小さな気温の逆転が150 m付近にあり、その上では相対湿度と比湿が小さくなっていった。また、450 m付近から上層にやや大きな気温の逆転があり、その上で比湿が大きくなっていった。湿球温位は、180 m付近に極小値があり、450 m以上で急激に高くなっていった。風は、450 m付近までやや強い東風が吹き、その上では弱い北風が吹いていた。

4.2.2 7月6日15時の観測結果

6日は、17時前に海霧が漁港に進入して来たが、飛行場で海霧が発現したのは21時過ぎとなった。6日15時の気温、相対湿度、比湿の鉛直分布を第10-a図に、



第10図 (a) 気温, 相対湿度, 比湿の鉛直分布 (7月6日15時) 気温(T)は実線, 相対湿度(RH)は一点鎖線, 比湿(q)は点線で示す。
(b) 風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布 (7月6日15時) 風向(W/D)は点線, 風速(W/S)は実線, 湿球温位(WPT)は一点鎖線で示す。

第11図 (a) 気温, 相対湿度, 比湿の鉛直分布 (6月25日15時) 気温(T)は実線, 相対湿度(RH)は一点鎖線, 比湿(q)は点線で示す。
(b) 風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布 (6月25日15時) 風向(W/D)は点線, 風速(W/S)は実線, 湿球温位(WPT)は一点鎖線で示す。

風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布を第10-b図にそれぞれ示す。200 m 付近の逆転層下層での気温の逆転は約 2.5°C/50 m と大きく, 相対湿度は, 高度 550 m 付近までは50%以上あり, 比湿が 350 m~550 m にかけて大きくなっていった。湿球温位は, 160 m 付近に極小値があり, 550 m 付近にかけて高くなっていった。風は, 550 m 付近まで 3 m/s 以上のやや強い東風が吹いていたが, その上では風速は急速に弱まり, 風向も南西方向に変化していた。

4.2.3 霧が発現する前の観測結果のまとめ

飛行場に霧が発現する前の, 漁港における観測結果の特徴を, 以下に簡単にまとめる。

(1)海霧進入時ほど気温の逆転傾度は大きくはないが, 大気境界層内に逆転層があった。逆転層内におい

ても相対湿度があまり下がらず, 比湿の大きな領域が逆転層内に存在した。このため, 逆転層の下層は湿球温位からみて安定な成層であった。

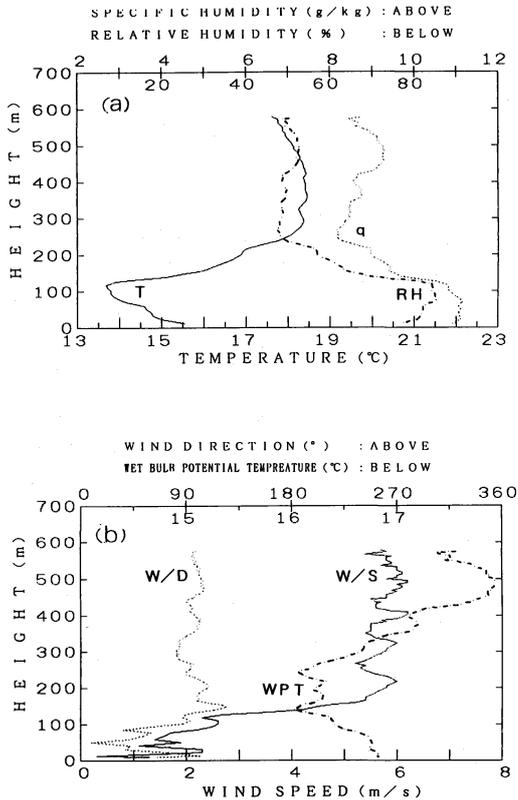
(2)やや強い東~南東の風が, 大気境界層の下層(200 m~400 m 付近)で吹いていた。

4.3 霧が発現しなかった時の観測結果

観測時に霧及び層雲が発現しておらず, その後も夜間から翌朝にかけて霧及び層雲が発現しなかった6月25日15時, 6月30日15時の気温, 相対湿度, 比湿の鉛直分布と, 風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布を示す。

4.3.1 6月25日15時の観測結果

25日は高積雲がかかっていたが, 夜半前から視程は少しずつ減少した。そして, 26日3時頃には視程 3 km 程度のもやとなったが, 霧には到らず低い層雲も発現



第12図 (a) 気温, 相対湿度, 比湿の鉛直分布 (6月30日15時) 気温(T)は実線, 相対湿度(RH)は一点鎖線, 比湿(q)は点線です。
 (b) 風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布 (6月30日15時) 風向(W/D)は点線, 風速(W/S)は実線, 湿球温位(WPT)は一点鎖線で示す。

しなかった。25日15時の気温, 相対湿度, 比湿の鉛直分布を第11-a図に, 風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布を第11-b図にそれぞれ示す。240 m 付近の逆転層底部での気温の逆転は約 $2^{\circ}\text{C}/50\text{ m}$ と大きかったが, 逆転層内で相対湿度と比湿が極端に低下しており, 500 m 付近の相対湿度は, 40%以下であった。よって, 逆転層内に湿球温位からみて不安定な領域が存在していた。風は, 南東風が200 m 付近までやや強く吹いていたが, 400 m 以上では著しく弱くなっていた。

4.3.2 6月30日15時の観測結果

30日は, 夕刻から薄い高積雲がかかり, 飛行場では夜半前からややになって, 視程が3 km 以下に低下した。そして, 1日早朝には弱い雨も降ったが, 層雲は発現しなかった。30日15時の気温, 相対湿度, 比湿の

鉛直分布を12-a図に, 風向, 風速, 湿球温位の鉛直分布を12-b図に, それぞれ示す。逆転層下層での気温の逆転は, 約 $2.5^{\circ}\text{C}/50\text{ m}$ と大きかったが, 逆転層内で相対湿度と比湿が極端に低下しており, 250 m 付近の相対湿度は50%以下であった。湿球温位は, 150 m~250 m 付近の逆転層内で極小となり, 気温と相対湿度がほぼ一定となった250 m 付近から, 鉛直傾度が正となった。風は東寄りで, 100 m 付近からしだいに強くなり, 200 m 以上では, 6 m/s 程度のやや強い風が吹いていた。

4.3.3 霧が発現しなかった時の観測結果のまとめ
 霧が発現しなかった場合の特徴を, 以下に簡単にまとめる。

- (1) 下層大気内に逆転層があっても, 逆転層内で相対湿度が極端に低くなっており, 比湿の大きな領域が逆転層内に存在しなかった。このため, 逆転層の底部から上に, 湿球温位からみて不安定な領域が存在していた。
- (2) 東寄りの風が大気境界層の下層で吹いていた。

5. 考察

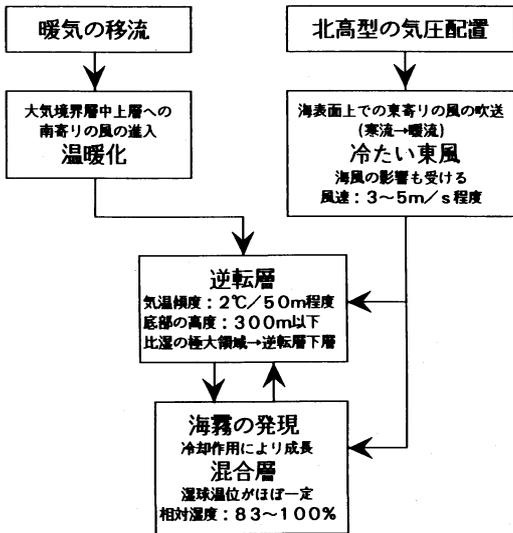
一般に, 三沢市における海霧の発現には, 北高型の気圧配置による大気境界層内の冷たい東寄りの風と, 逆転層を形成するための暖気の移流が, 重要な役割を果たしていると考えられる。ここでは, 主として係留ゾンデ観測結果に基づき, 三沢市に海霧が進入している間及び発現前後の温湿度場及び風系の特性について考察する。

(1) 逆転層の存在

常時, 高度300 m 以下に逆転層の底部が位置し, 逆転層底部での気温の逆転傾度は $2^{\circ}\text{C}/50\text{ m}$ 程度とかなり大きく, 200 m 付近に逆転層の底部が位置していることが多かった。海上で蒸発した水蒸気を大気下層に蓄えるために, この逆転層の果たす役割は重要である。

(2) 逆転層内の湿度分布

海霧の進入前, 逆転層内の500 m 付近まで相対湿度は50%以上あり, 逆転層内で極端に湿度が低下していることはなく, 逆転層内に混合層と同程度に比湿の大きな領域が存在していた。海霧の発現時には, 逆転層内に混合層内よりも比湿の大きな領域が現れ, 濃い霧が発現したときは, 逆転層下層に比湿の極大領域が位置していた。逆転層下層において比湿が大きいうことは, 混合層内と逆転層内の気塊が逆転層底部において乱渦混合しても, ほぼ飽和した状態を維持できる



第13図 観測結果のまとめ。

ということを意味し、混合層における液水滴の蒸発は、少ないであろうと推察される。

(3) 湿球温位からみた安定性

海霧進入時の混合層内において、湿球温位はほぼ一定であり、逆転層の下層においては、湿球温位の高度に対する傾度が正で、湿球温位からみて安定な場であった。反対に、海霧や層雲が発現しなかった場合は、逆転層の下層において湿球温位からみて不安定な場がみられた。このような状態では Deardorff (1980), Randoll (1980) らは Cloud Top Entrainment Instability (CTEI) により雲頂から雲の breaking が起きる可能性があることを示唆した。つまり、湿球温位からみて潜在不安定（雲水と混ざると蒸発によって冷却され、その気塊はまわりよりも重くなる）場は、霧（層雲）の形成・維持に適していないことになる。よって、逆転層内において湿球温位の高度に対する傾度が正、すなわち湿球温位からみて安定な場であれば、CTEI による雲の消散も起きないし、仮に強制的に混合されても（2）で述べたように霧・雲水は蒸発しにくいであろうから、海霧の進入・維持には好都合な状況である。

(4) 冷たい東風

混合層から逆転層での東風の日変化を見ると、海風の影響が大きくなる午後にかけて、風速が強まり、次第にシャープな逆転層を形成する傾向がある。このことは、逆転層の形成に対し東風による冷気の移流が大

きく影響しているためと考えられる。一方、夜間における霧のトップからの放射冷却や、昼間における混合層上部での霧粒の蒸発も、逆転層底部の気温を下げるため、逆転層の維持、形成に果たす役割は大きいという考え方もある（加藤, 1985; 川野, 1989）。

(5) 風速の鉛直分布

風速の鉛直分布を見ると、逆転層の底部の位置に当たる 200 m 付近に極大風速が現れることが多く、風速と気温の鉛直構造は関連を持っていることが考えられる。しかし、今回の観測資料では、この極大域の成因や逆転層、海霧の発現との関係について明らかにするには不十分であり、今後の大きな課題と考えられる。但し、今回の観測事例によると、海霧の発現時に逆転層下層の風速は 3~5 m/s 程度のことが多いが、夕方に海霧が内陸深くまで進入する前には 6 m/s 程度に増していることから、風速の強まりは海霧の内陸への進入と係りを持っていると考えられる。

(6) 冷たい東風と暖気の移流

高層観測資料等から総観的に判断すると、顕著な暖気移流があるとき海霧は発現し易く、そのとき大気境界層の中～上層は基本的には南東から南西風の場合である。逆転層の形成には、この中～上層の暖気移流とオホーツク海高気圧による下層の冷氣移流が密接に関係していると考えられるが、この両者が相互に作用して逆転層を形成・強化していくプロセスについては解析できなかった。なお、海上でやませが東北日本へ吹くとき、冷たい海上を通るにもかかわらず多少は海上から Total の熱（顕熱+潜熱、おそらく潜熱）を受けているとの指摘もあり（Ninomiya and Mizuno, 1985）、逆転層の形成過程等の解明も今後の課題といえる。

まとめ

三沢市に海霧が進入している間及び発現前後の温湿度場及び風系の特性をまとめると、第13図のようになる。今回の観測結果から、三沢市に海霧が発現し易い温湿度場は、逆転層内に比湿の大きな湿潤領域を持つ、逆転層下層が湿球温位からみて安定な場であることが分かった。なお、今回得られた結論は、典型例の解析を通して得られたものが多く、観測データの制約もあり、暖気の移流の規模や、風の構造がどのようなより大きなスケールの風系を反映するものかについては、検証できなかった。今後、海霧の進入に関する Nowcasting の精度を向上させるためには、精度の高い観測により大気境界層内の温湿度場及び風系の鉛直構造

の変化を正確に捕える必要がある。そして、物理的特性の理解を更に深めるとともに、定量的な概念モデルを作成することができれば、海霧発現の的確な短時間予報も可能になるものと思われる。

謝 辞

本研究に当たり、係留ゾンデを快く貸して下さった京都大学原子力研究所の水間満郎先生に、深い感謝の意を捧げます。また、論文の作成に当たり貴重な御助言を頂きました防衛大学校の関岡満教授、内藤玄一教授、阿部成雄教授、高村民雄助教授、並びに本稿を改稿する際に貴重なコメントを頂きましたレフェリーの先生及び編集委員の方々に対し、深甚なる謝意を表します。

最後に、本論文が著者(原岡)の学位(修士)審査論文の一部であることを記し、丁寧に御指導いただきました学位授与機構の廣田勇教授に深い感謝の意を表します。

参 考 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, 634-649.
 Deardorff, J. W., 1980: Cloud top entrainment instability, J. Atmos. Sci., 37, 131-147.
 Goodman, J., 1977: The microstructure of California coastal fog and stratus, J. Appl. Meteor., 16, 1056-1067.
 加藤内蔵進, 1985: オホーツク海における大気中の熱収支と下層気温の変動について, 天気, 32, 425-433.

川野浩, 1989: 北海道南東海上の, 霧または層雲・層積雲のある気層での熱・水蒸気収支, 天気, 36, 369-375.
 Nicholls, S., 1984: The dynamics of stratocumulus: aircraft observations and comparisons with a mixed layer model, Quart. J. R. Met. Soc., 110, 783-820.
 Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass. Part 1. EOF analysis of temperature variation in relation to the large-scale situation causing the cold summer, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 845-857.
 Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985: Anomalous cold spell in summer over Northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass. Part 2. Structure of the northeasterly flow from polar maritime airmass, J. Meteor. Soc. Japan, 63, 859-871.
 Paluch, I. R. and D. H. Lenschow, 1991: Stratiform cloud formation in the marine boundary layer, American Meteorological Society, 48, 2141-2158.
 Randall, D. A., 1980: Conditional instability of the first kind upside-down, J. Atmos. Sci., 37, 125-130.
 沢井哲滋, 1982: 霧の理解のために, 天気, 29, 731-747.
 沢井哲滋, 1990: 霧の Nowcasting, 天気, 37, 509-518.
 遠峰菊郎, 坂井米雄, 阿部成雄, 道本光一郎, 平山力, 1988: 三沢飛行場に霧が進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.
 Wang, B., 1985: Sea Fog, China Ocean Press Beijing Springer-Verlag Berlin, 267-329.