

三次盆地における霧の集中観測（第2報）

田中 正昭・宮田 賢二*・米谷 俊彦**・林 泰一・伊藤 芳樹***・
堀口 光章・寺尾 徹****・岩田 徹*****・大橋 唯太*****・
大原 真由美*****・宮下 晃一**・橋口 浩之*****・手柴 充博*****

* 県立広島女子大学, ** 岡山大学資源生物科学研究所, *** (株) カイジョー,
**** 大阪学院大学情報学部, ***** 岡山大学環境理工学部, ***** 京都大学理学研究科,
***** 広島県保健環境センター, ***** 京都大学宙空電波科学研究センター

要 旨

前回 (田中ら, 2000a) に引き続き, 広島県三次盆地で, 2000 年 11 月, 盆地霧の総合的な観測を行った。期間中気象条件が様々に変化し, 多様な霧の動態と構造を観測できた。霧は, 盆地底で発生するものと周辺から流入するものから成る。霧の動態と山の斜面や霧の表面温度, 気温や水蒸気分布とが対応していることが再確認された。霧発生前の 14~16 時頃から 18~21 時頃にかけて, 盆地内における水蒸気量の増大がみられた。これらは前回示した数値実験結果と符号する。

キーワード: 三次盆地, 霧の動態, ドップラーソーダ, 係留ゾンデ, ミリ波レーダー, 熱映像温度計, 領域モデル, 乱流輸送

1. はじめに

1999 年度に続いて 2000 年度も, 大規模な盆地霧の集中観測を 11 月 9 日から 16 日にかけて, 広島県三次市で行った。昨年 10 月の観測研究から, 目視, カメラ, 及びビデオカメラ観測に加えて, 赤外線熱画像装置, 熱映像温度計, ドップラーソーダー, 係留ゾンデ観測などから得られた霧の構造, 大気の流れのデータが, 霧の動態を把握するのに有用であることが分かった。特に, (1) よく発達した霧は, 夜間 0 時頃, 多くの場合, 最初, 盆地に流れ込む川の谷間に発生, 盆地に流入し, 盆地底から 200~300m 層にひろがり上下に拡大し, 最終的に盆地全体が雲の海になること, (2) 視覚では同じに見える霧も, 霧水の採取量, イオン分析結果に大きな差異が見られること, (3) 数値シミュレーションから, 三次盆地では, 瀬戸内海, 日本海からの水分の補給はネグ

リジブルで, 盆地循環により, 昼間発散風で平地の森林から蒸発し山地に輸送された水蒸気が, 夜間の収束風で盆地に輸送され水蒸気濃度を高め, 霧発生の好条件を作っていることなどが分かった。2000 年 11 月の観測は, 盆地内の局地的流れ, 気温, 水蒸気, 雲粒の鉛直構造, その変化をより詳細に把握するため, 昨年の観測に, ミリ波レーダー, 鉄塔での乱流観測, 霧水分析等を加えた。この論文は, 1999 年度の集中観測についての報告 (田中ら, 2000a, b) の続報である。研究の目的, 観測点の詳細などは, それらも参照していただきたい。

2000 年度観測研究項目は

1. 盆地を見通せ, 盆地の中央部に近い高安山 (470m) からの目視, カメラ, 赤外カメラ, ビデオカメラによる霧の動態観測
2. 盆地の南東, 岡田山 (640m) からのビデオ画像

による動態観測

3. 中国自動車道での霧観測データ、NOAA 衛星画像の解析
4. 高安山からの赤外線熱画像装置と熱映像温度計による霧温度分布の連続観測
5. 高安山での温湿度、炭酸ガス濃度、斜面での温湿度測定
6. 盆地内の広島県林業センター (220m) での地上観測 (風, 気温, 湿度, 日射, 正味放射) と霧水量の採取, 分析, ガス, エアロゾルの化学分析
7. 林業センターでの係留ゾンデによる上空 300m までの気温, 湿度, 気圧, 風の分布, 30m までのオゾンと地上オゾン連続観測
8. 林業センターでのソーダによる上空数 100m までの風の鉛直分布と受信エコー強度の連続測定
9. 境界層レーダーによる下層大気の流動観測
10. 盆地でのミリ波レーダーによる霧の観測
11. 盆地の NTT 鉄塔 (60m) での大気乱流観測
12. 盆地内の口和, 君田, 下作木, 山家, 高宮, 岡田山での広域温湿度観測
13. モデルによる広域温湿度の数値実験

である。本論文は、これらの観測研究の結果をまとめ、若干の考察を加えたものである。観測資料の詳細は別の報告書「盆地における局地循環と霧発生との関連」(田中ら, 2001a) に公表する。

2. 霧の動態観測とそれから推定される盆地霧の機構

霧の動態観測は昨年と同じく岡田山と高谷山の 2 地点から行ったほか、盆地中心を東西に走る中国自動車道での日本道路公団による観測データを解析した。これらの観測方法は前回と基本的に同じである(宮田, 2000; 田中ら, 2000a)。

2.1 観測期間中の天気概況

例年 11 月は移動性高気圧に覆われる日が多く、よく発達した霧が発生する時期である。しかし 2000 年は亜熱帯高気圧の張出が強く、前線が南岸に停滞しやすい状態が続いたため、観測期間 9 日のうち高気圧に覆われる天気は 2 日しかなかった。さらに全体として気温が高く、かつ湿度が低い状況にあり、典型的な霧発生気象条件としては必ずしも恵まれたものとはいえなかった。

観測期間中の気象概況は Table 1 に示すように、短い周期で天気が変わり、気圧の谷の通過後冬型の

Table 1 The general weather situation.

月・日	天 気	概 況
11月8日	薄曇	高気圧の圏内で経過きまで晴れ、一時的に冬型の気圧配置となり、夕方から曇り。
9日	晴	弱い気圧の谷の影響で朝のうち曇り、次第に高気圧に覆われ、昼前から晴れ。
10日	晴後曇	大陸から張り出す高気圧に覆われ、全般に晴れ。
11日	晴後雨	冬型の気圧配置となり、上空に寒気が流入し、全般に曇。
12日	曇	気圧の谷の影響で、全般に曇で午後北部で一時雨。
13日	曇/晴	黄海付近に中心を持つ高気圧に覆われるが、上空の谷の影響で、曇時々晴。
14日	曇	帯状の高気圧に覆われるが、上空の気圧の谷の影響で、全般に曇。
15日	雨	気圧の谷の影響で、全般に曇で昼頃全域で雨。
16日	雨	冬型の気圧配置となり、弱いながら上空に寒気が入り、朝から曇で夕方から雨。
17日	雨	寒気の影響で明け方まで雨、次の気圧の谷の影響で経過きから再び北部を中心に雨。

気圧配置となり、曇りや雨になることが多かった。11月8日は北日本への寒気の流入と冬型の気圧配置の形成にともない、薄曇りの天気であった。9日～10日は高気圧に覆われ、よい天気となった。11日にはふたたび北日本に寒気の流入があり、冬型の気圧配置になり、曇りがちで夜半に雨が降る天気となった。このような天気の影響は 12 日午前まで残った。12 日午後からは大陸から張り出す高気圧に覆われるようになったが、曇りの天気が続いた。しかし 13 日から 14 日にかけては晴れて期間中一番よい天気となった。この天気も 14 日午後から 15 日は気圧の谷の影響で曇りから雨となり、16日には冬型の気圧配置による寒気が入り、雨の降る天気となった。

2.2 霧の動態観測

岡田山からのビデオカメラによる霧の連続観測と、中国自動車道での日本道路公団による観測結果を Table 2 に示す。山の上から見ると霧の海の状態にまで発達した日は 4 日あるが、自動車道ではこのうちの 2 日しか観測されていない。さらに霧水観測によると、地上付近で霧が観測された 2 日のうち 1 日しか霧水の採取がされていない。このように今回は十分に発達した霧が少なかった。

気象条件に恵まれなかったとはいえ、霧が発生した日だけでなく十分に発達しなかった日でも、霧の発生過程の基本的な特徴はこれまでに明らかになったものとはほぼ同じであった。すなわち発生段階で流動的かつ濃さや発生場所などが変動的であること、霧は最初上空に発生すること、市街地付近から周辺に霧が広がって霧の海がつくられることなどの点である。

Table 2 The fog formation data. (a)Mt. Okadayama, (b)Chugoku express way.

(a) Video tape data

ビデオデータ								
日付	発生状況	分布状況	時間変化	高さ種類	濃さ	状態	動き	凹凸
11月8日	発生	海	規則的	M	濃い	ふわとした	動的	無し
11月9日	発生	海	規則的	H	濃い	しまった	動的	無し
11月10日	発生	海	規則的	M	濃い	ふわとした	動的	無し
11月11日	発生	雨霧						
11月12日	非発生	もや						
11月13日	発生	海	規則的	M	濃い	ふわとした	静的	無し
11月14日	発生	海	規則的	H	濃い	ふわとした	静的	無し
11月15日	発生	雨霧						
11月16日	非発生							

(b) Patrol data

中国自動車道データ								
日付	発生有無	発生区間	濃さ	発生時間帯	発生時間	発令	解除	
11月8日	○	S-T	○/△	①-③	9:35 長時間	0:15	9:50	
11月9日	x				0:00		0:00	0:00
11月10日	○	S-T	△	①-③	7:40 長時間	0:45	8:25	
11月11日	x				0:00		0:00	0:00
11月12日	x				0:00		0:00	0:00
11月13日	x				0:00		0:00	0:00
11月14日	○	S-T	○/△	①-③	9:30 長時間	0:15	9:45	
11月15日	x				0:00		0:00	0:00
11月16日	x				0:00		0:00	0:00

しかし前回の観測でも見出されたように、霧の特徴は日によってかなり違っていた。とくに今回は天気が短い周期で変化したことに対応して、基本的な霧発生過程が遅れる、途中で中断する、十分に発達しないままに終わる、などのバリエーションをあらためて確認できた。ほぼ基本的なタイプの霧発生がみられたのが11月9日～10日と13日～14日で、8日～9日と12日～13日は過程の進行が遅れたタイプ、10日～11日は霧発生が中断したタイプで、14日～15日は未発達のタイプであったといえる。

2.3 霧の動態観測から推定される盆地霧の機構

盆地地形が平地よりも夜間の大気冷却には効率的であることは、Kondo et al.(1989) などによって明らかにされている。彼らは盆地地形の効果として、山が風を遮る効果と斜面流の効果の2つを挙げている。しかしそれらの実態の詳細はいまなお明確になっていないといえる。

1999年、2000年の2回の霧観測結果から、まず基本となる霧発生の過程が存在すること、それが気象条件によって影響されて多様なタイプの霧が生じるという考え方が可能である。基本的な霧発生過程の要点は、最初盆地中央部で霧が発生した後、

ここを中心として盆地全体に霧域が拡大する形で広大な霧の海ができることと、盆地中央部で霧が発生する際、中央部ではなく中央部の周辺の谷間で霧がつくられ、それが中央部に流入することによって霧域が形成されることである。前者の過程には広域的な盆地地形の関与が考えられ、後者の過程には局地的な地形の関与の可能性が大きい。

三次盆地はよく発達した時の霧の海の広がりから分かるように、大変広大な盆地である。しかしその中には中小の盆地や谷間などの地形が多数存在しており、盆地全体は複合的な分布構造をしている。霧は最初中小の盆地や谷間地形による効果と関連して発生しているようにみえる。とくに盆地中央部周辺では最初に霧が発生する場所はほぼまわっている。そこで発生した霧が中央部に流入しはじめるのが次の段階である。その頃にはほかの場所でも霧の発生が見られるようになる。それらの霧の発生場所や動態は多様で、日によって異なっている。つまり初期段階では発生過程には日によって変わらない部分と変わる部分とがあり、全体としては霧の特徴の多様さの印象が強い。つまり初期段階の霧の多様さは初期段階の機構が気象条件の影響を受けやすいことを示している。

ところが初期段階の多様さにもかかわらず、過程が進行するとほぼ同じような広大な霧の海がつくられる傾向がある。すなわちある程度まで霧域が発達すると多少気象条件が悪くても盆地全体に広がる霧の海にまで発達していく。このことは霧の海にまで発達させる機構が存在し、それは広域的な盆地地形と関係している可能性が大きい。

最初の段階で霧が特定の場所で発生する機構や、それらの場所で多くの場合霧が上空から発生する機構、それらの霧域が盆地中央部に流入する機構、盆地全体に霧域が拡大する機構、さらにはそれらの機構と気象条件との関連性などを、総合的観測を通して解明していく必要がある。

3. 霧水の化学組成と大気汚染物質との関わり

霧は降水に比較し、10～100倍粒子径が小さいことから、環境(植物や生態系)への影響は、大きいと言われている。霧多発地帯での大気汚染を考える際には、降水以上に霧の寄与度は大きい。1999年には、霧水の化学組成を、2000年には霧水と共に大気中のガス、エアロゾル濃度を調べ、霧水との関係を調べた。

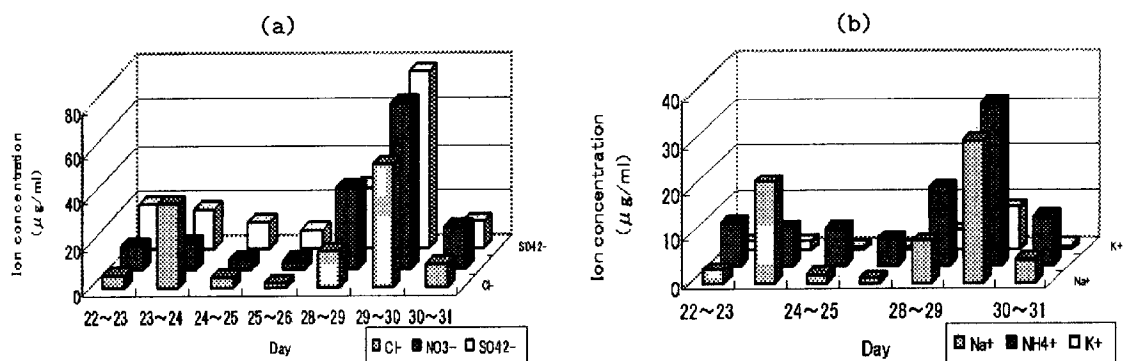


Fig. 1 Ion concentration of daily fog water in October 22-31 1999. (a) Acidic composition, Cl^- , NO_3^- , and SO_4^{2-} . (b) Alkaline composition, Na^+ , NH_4^+ , and K^+

3.1 調査及び分析方法

広島県立林業技術センター場内で、1999年10月22日～31日に、1晩毎の霧水を捕集した。2000年11月8～16日には、霧水への大気汚染物質の取り込み過程を調べるため、ガス、エアロゾルを同時に調査した。霧水は1999年には手動で、2000年には感霧器と霧水捕集装置を接続し、霧発生と同時にファンを自動回転させ、霧水ネットで捕集した。ガス、エアロゾルは4段ろ紙法で採取した。すなわち、第1段にはPTFEろ紙（孔径 $0.8\mu\text{m}$ 、直径47mm、ADVANTEC社製）を、第2段にはポリアミドロ紙（孔径 $0.45\mu\text{m}$ 、直径47mm、Pall社製）を、第3段には $<6\%\text{K}_2\text{CO}_3 + 2\%\text{グリセリン水溶液}>$ の含浸ろ紙を、第4段には $<5\%\text{リン酸} + 2\%\text{グリセリン水溶液}>$ 含浸ろ紙を装着し、ガス、エアロゾルの調査をした。霧水はpH、EC、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} のイオンを分析した。4段ろ紙法で調査したガス、エアロゾルは以下の方法で抽出操作後分析した。第1、2、4段はイオン交換水で、3段は、 $0.3\%\text{過酸化水素水}$ で超音波抽出をし、分析用サンプルとし、各段での採取ガス、エアロゾルの分析をした。すなわち、第1段は、エアロゾル成分（ SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ 、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} ）を、第2段は酸性ガス成分（ SO_2 、 HNO_3 、 HCl 、 Cl_2 ）を、第3段は2段目で捕えられなかった酸性ガス（ SO_2 ）を、第4段は NH_3 ガスを分析した。pHはpHメーター（堀場製）で、ECは導電率計（東亜電波製）で、 SO_4^{2-} 、 NO_3^- 、 Cl^- 、 Na^+ 、 NH_4^+ 、 K^+ はイオンクロマトグラフィー（横川製IC7000）で、 Ca^{2+} 、 Mg^{2+} は原子吸光法（ジャーレルアッシュ製）で分析した。

3.2 結果及び考察

1999年の日霧水濃度をFig. 1に示す。霧水のpHは、 $3.81 \sim 5.79$ であり、ECは $88 \sim 598\mu\text{S}/\text{cm}$ であった。この調査地点での、1987年以降の霧水の最低pHは3.1であり、この調査期に特段低いというわけでもなかった。ECはこれまでの結果では、 $52 \sim 754\mu\text{S}/\text{cm}$ であり、ECも特段に大きな値ではなかった。この地域での霧は、降水に比較すると、pHは際だって低い値ではないが、ECは高い値である。近隣地域（庄原）における降水のpHの最低値は、1mm単位採取の降り始めの雨で、3.1を経験したことがある。ここ18年間での年平均では低い年で、4.5である。降水中のECは大きい値でも、 $50\mu\text{S}/\text{cm}$ 程度で、 $100\mu\text{S}/\text{cm}$ を越える場合は経験していないので、大きな値であることがわかる。イオン濃度の日変化は大きい。海塩起源と考えられる Na^+ 、 Cl^- 濃度は、10月23～24、29～30日に高く、海風の流入が推測される。この事は、霧発生時の気象、すなわち、日本海からの海水の移流が考えられ、これらのデータと気象データはさらに解析する必要がある。

2000年の結果は、Fig. 2に示したとおりである。高谷山、山頂からの観測では、霧が発生した日は、11月8日～9日、9日～10日、12日～13日、13日～14日、と4回あったが、林業技術センター内で霧水が採取できたのは、11月13日～14日のみの1回だけであった。この時の霧は、山頂からの観測では、13日22時30分頃から湿度が上昇し、22時54分に薄い霧の海ができていた。2000年は、1時間毎に霧水採取しており、一夜一サンプルという1999年のサンプリング法を変え、ガス、エアロゾルと霧水との関係を調べる事を目的としたサンプリング法を

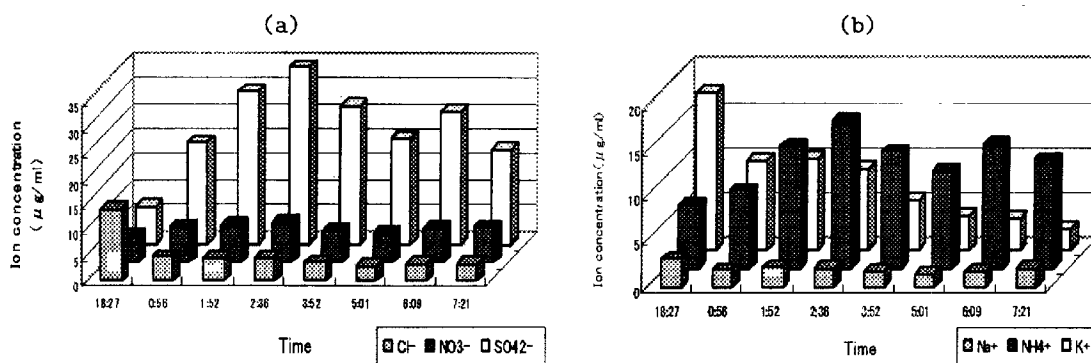


Fig. 2 Same as Fig. 1 except for 13-14 November 2000.

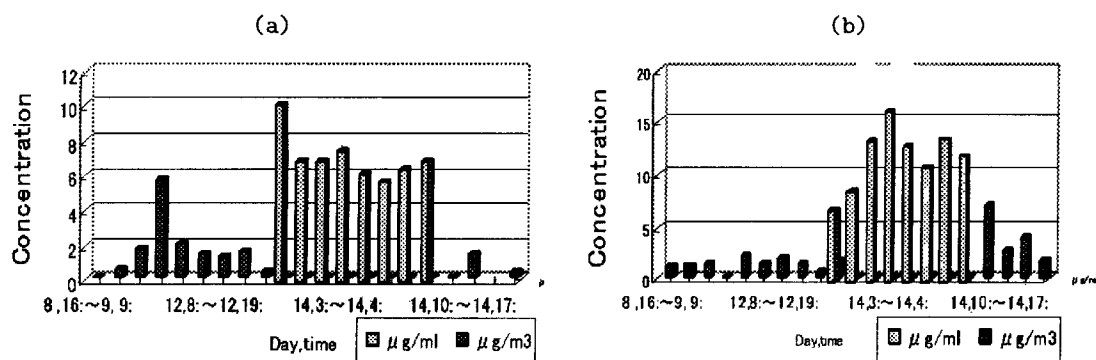


Fig. 3 Gas in air and ion in fog water collected in 2000. (a)Gaseous nitric acid in air and nitric ion in fog water. (b)Ammonia in air and ammonium ion in fog water.

とった。2000年の霧水のイオン濃度はこれまでに調査してきた、一般場の影響が殆どない無風に近い状態の霧水のイオン組成と類似していた。イオンの濃度は NH_4^+ , SO_4^{2-} の濃度が高かった。

Fig. 3に調査期間中の昼間と夜間の、ガス状酸性物質 ($\mu\text{g}/\text{m}^3$) と霧水中のイオン濃度 ($\mu\text{g}/\text{ml}$) の濃度変動を示す。顕著な特徴は、霧が発生すると、硝酸ガスはすぐに霧水滴に捕捉され、ガス状態の硝酸は存在していない。霧消失期の14日の9時～10時でも、ガス状硝酸は存在せず、非常に溶解し易いガスであることがわかる。一方、アンモニアガスは、霧発生初期の13日19時～14日1時、及び霧消失時の9時～10時には、ガス状物質として存在しており、100%霧化している硝酸とは異なる挙動を示している。すなわち、霧化せずに、ガス態として残存している。8日の夜、14日の夜は、霧水が採取できなかったが、硝酸ガス濃度は検出下限以下であった。8日の夜は、高谷山頂上からは、薄い霧と観測されている。地上では、霧ほどではないが、もやの

ような状態になっており、硝酸ガスが水滴に取り込まれたのではないかと推察される。14日は曇り空で、霧は発生していないが、三次地域の温湿度計でのデータでは、地点によっては、湿度が100%になっており、より溶解し易い硝酸ガスは水滴に溶け込んだと、考えられる。

1999年には、霧水の採取を、2000年には、霧水とガス、エアロゾルとの関係を調査し、この地域でみられる平均的な霧水が採取され、これまでと、同様の結果であった。霧が発生すると、硝酸ガスは全て、霧に、あるいは、もや程度でも、取り込まれるが、アンモニアガスは、十分に霧が発生して、取り込まれることが明らかになった。霧水濃度で、海塩成分が多い日があったが、この事は、日本海からの海塩粒子の移流が考えられ、気象との関係を詳しく調べていく必要がある。又、降水とは異なり、浮遊している高濃度汚染物質が生態系にどのように関与しているかを、今後解明していく必要がある。

4. 熱映像温度計による三次盆地内の地表面および霧面の温度分布の観測

1999 年と同様に三次の市街地に近い西城川、馬洗川、江の川の合流地点付近を中心とする地域における霧の発生状況、霧や山の斜面の温度分布などを、赤外線熱画像装置と熱映像温度計を用いて、高谷山展望台から連続観測した。また、高谷山の自動車道路沿いの数高度と高谷山展望台で、温湿度を連続測定した。今回の観測期間中には比較的曇った日が多く、晴れの日の多かった前年の場合とはかなり異なった状況にあった。ここでは観測方法と解析結果について報告する。

4.1 測器と観測方法

三次盆地の夜間の霧の発生状況を把握するために、赤外線熱画像装置（日本アビオニクス社製ネオサーモ、TVS-600 型）を用いて、高谷山の展望台（高さ約 470m）から北東方向に向かって撮影された熱画像を連続して録画した。短期間ではあるが赤外線熱画像装置（NEC 三栄社製、サーモトレーサ、TH7102 型）でも同様な観測を行った。また、盆地底、山の斜面や霧の上面の温度分布、熱画像の測定のために、熱映像温度計（NEC 三栄社製、サーモトレーサ、TH-1101 型）を用いた。日の出後の霧の発達と消滅の状況を把握するために、ビデオムービー（日本ビクター社製 GR-LT91 型）で撮影した可視画像を連続録画した。また、観測期間中の 11 月 10 日午後から 16 日の午前中までの約 6 日間、盆地底の川原と高谷山の斜面の 6 地点の温湿度を、温湿度計（タバイエスベック社製 60168B 型）を用いて 1 分毎に測定した。

観測終了後、録画された熱画像やビデオ画像を再生して、霧の発生場所や高度、移動方向、消滅時間などを読みとった。温湿度のデータを出力し、パーソナルコンピュータで処理し、図形表示した。

4.2 観測結果と考察

前報（米谷ら、2000）と同様に、観測を行った 11 月 12 日から 15 日までの 3 晩の霧の発生、発達、消滅状況を熱画像を用いて解析するとともに、観測期間中の気象要素についても解析した。

(1) 霧の発生と消滅の状況

12 日の夜間には、上空に雲があり、盆地一帯に薄霧がかかっていた。13 日の 2 時半過ぎに西城川

上流から薄い霧が流れ出、3 時頃には山の上からも霧が溢れ出た。3 時半頃西城川、江の川下流から薄い霧が流れて西から東に移動して来たが直ぐに消滅した。4 時 30 分前後から薄い霧が下層、上層を東向きに流れていたが、5 時頃に霧の流れが西向きになってまもなく霧の海になった。その後は霧の海が持続し、時折展望台にも霧が押し寄せるて来た。9 時過ぎから霧が急に消え始め、9 時半頃には霧になり、東の方に流れ去った。

13 日 21 時過ぎ、西城川上流の盆地が深い霧になった。21 時 30 分頃から、西城川上流から三次盆地の底部に霧が流れ込み、江の川下流からも浅い霧が流れ込んできた。22 時 40 分頃には、馬洗川上流からも霧が上層に流れ込んできて、江の川下流から流れてきた下層の霧と重なり、2 層の霧が出来た。これらの霧が合体して 23 時頃に深い霧の海が完成し、次第に厚さを増した。これらの霧の発達の経過は 10 分毎の熱画像から知ることが出来る（Fig. 4）。14 日の 10 時過ぎには霧が消え始め、10 時 30 分頃に江の川の下流に向かって移動し、10 時 40 分頃には薄い霧になった。しかし西城川上流には未だ霧が残っていた。

14 日夜間には霧の発生は殆ど見られず、山に薄い霧がかかった状態であった。日の出後、山の頂部付近に薄い霧が見えるようになった。この日は雨が時折ぱらつき、十分な水蒸気が含まれていた上に、気温も上昇しなかったために、高湿度状態が日中も維持されていた。15 日の 8 時 50 分頃には、江の川上流から霧が流れて来た。9 時頃には逆に江の川下流から霧が流れてきて、展望台付近に霧が達した。その後も、霧は濃くなったり、薄くなったり、消滅したりしながら、夕方まで流入が続いた。日中の霧は、移動中にも絶えず上昇し、上部が盛り上がった形をしており、夜間に見られる安定成層中の平坦な霧とは異なっていた。16 時頃には市街地付近では霧が薄れたが、西城川の上流側や山頂付近には霧が残っていた。

(2) 相対湿度、水蒸気濃度の経時変化

斜面観測した相対湿度の鉛直分布の経時変化を見ると、11 日夜から 12 日朝までの期間を除けば、240m 以下の高度では、日没後比較的早い時刻から午前 9 時過ぎまでの長時間に亘って、相対湿度が 100% になっていた。高谷山展望台（盆地底上 315m）でも、夜間にしばしば 100% になった。これは、ほとんど 100% になることのなかった 1999 年 10 月下旬

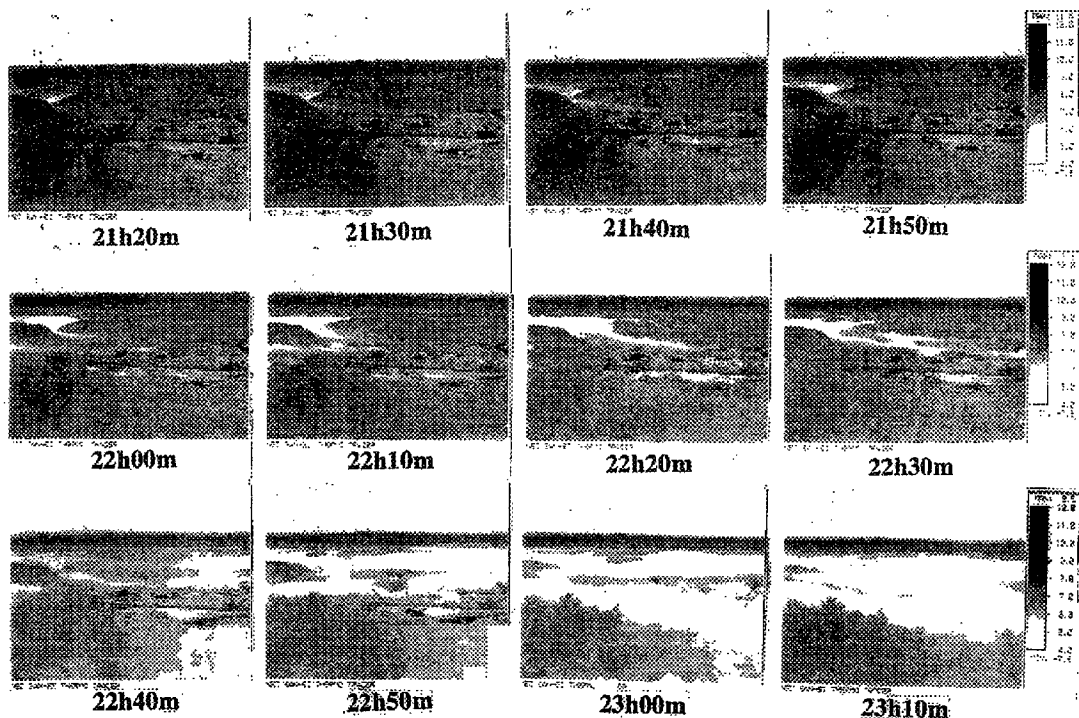


Fig. 4 Thermal images of Miyoshi basin in every 20 min. from 21h20m to 23h10m, 13 Nov., 2000.

の場合とは異なっていた。また、いずれの高度も気温が上昇した正午過ぎの数時間は 80%以下になった。その後気温の低下と共に増加し、19 時頃には 100%になり、再び長時間に亘って飽和状態が持続した。

水蒸気濃度は一般的な天気概況にしたがって日々変化し、11 日から 13 日まで日最高濃度も日最低濃度も徐々に減少し、14 日午後から 16 日までは高濃度が続いた。水蒸気濃度の日変化の傾向は各高度で類似しており、霧が消えた 10 時頃から 14 時頃に高濃度になり、一旦減少した後夕方に幾分増加し、霧が発生した 21 時頃から徐々に減少した。霧の消滅する直前の午前 8~9 時頃に最低になり、霧が消え始めると再び急激に増加した。一方、高谷山展望台では、下層よりも水蒸気濃度は低く、日較差も小さかった。また、日没後から真夜中の 24 時頃まで高濃度を維持することが多かった。

(3) 気温、湿度、水蒸気濃度の高度分布

高谷山の斜面上の数高度と馬洗川と西城川の合流点付近で測定した気温 (T) の高度分布を 12~13 日、13~14 日、14~15 日について比較した。12~13 日には、23 時頃までは高度と共に気温が減少していたが、21 時以降に全層で 10°C 以下になった。その

後 0 時には 8.5°C 以下になり、高度方向に気温の勾配が極めて小さくなり等温状態になった。13 日夜は 18 時に全層が 10°C 以下になり、22 時頃には 250m 以下で 5°C 以下になった。地表面近く、60m-100m、150m-300m の 3 層で温度逆転が見られ、霧が多層になっていたことが示唆された。14 日 0 時以降は全層で 5°C 以下に低下し、特に 150m、240m 付近で気温が最も低くなっていた。上空に雲のあった 14 日 18 時から 15 日 5 時までの期間には、全層の気温が $10\text{--}12.5^{\circ}\text{C}$ の範囲にあり、高度方向にもほぼ等温であり、時間変化も極めて小さかった。

水蒸気濃度 (V_p) の高度分布を 12~13 日、13~14 日、14~15 日について比較した (Fig. 5)。12 日の 18 時以降は、60m 以下の盆地底部を除けば、水蒸気濃度は、高さの増加と共に減少していた。20 時頃には、盆地層の濃度が最も高くなっていた。13 日の 0 時頃から全高度で濃度は徐々に低下し、2 時以降は 10hPa 以下になった。13 日 18 時から 22 時頃までは、240m 以下で水蒸気濃度の低下が顕著であった。展望台では、21 時頃まで水蒸気濃度が上昇し、その後の変化も小さく、下層と異なる変化傾向が見られた。霧が出現した 22 時以降は、盆地上層部で水蒸気濃度が徐々に低下し、150m-240m の気層の濃度が低くなった。おそらくこれらの気層で凝結が

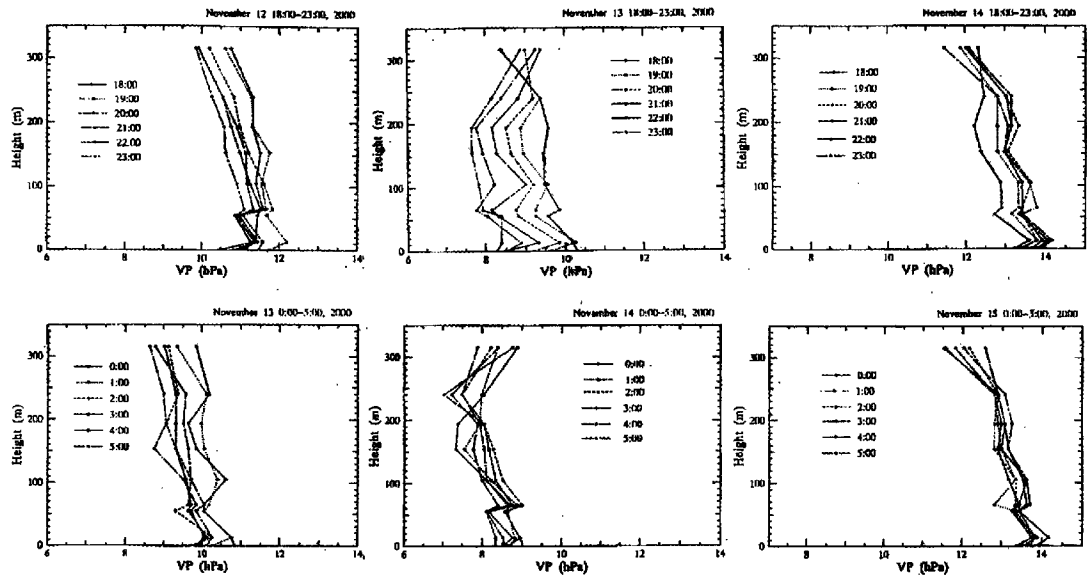


Fig. 5 Vertical profile of vapor pressure during the nighttime from 12 to 15 Nov., 2000.

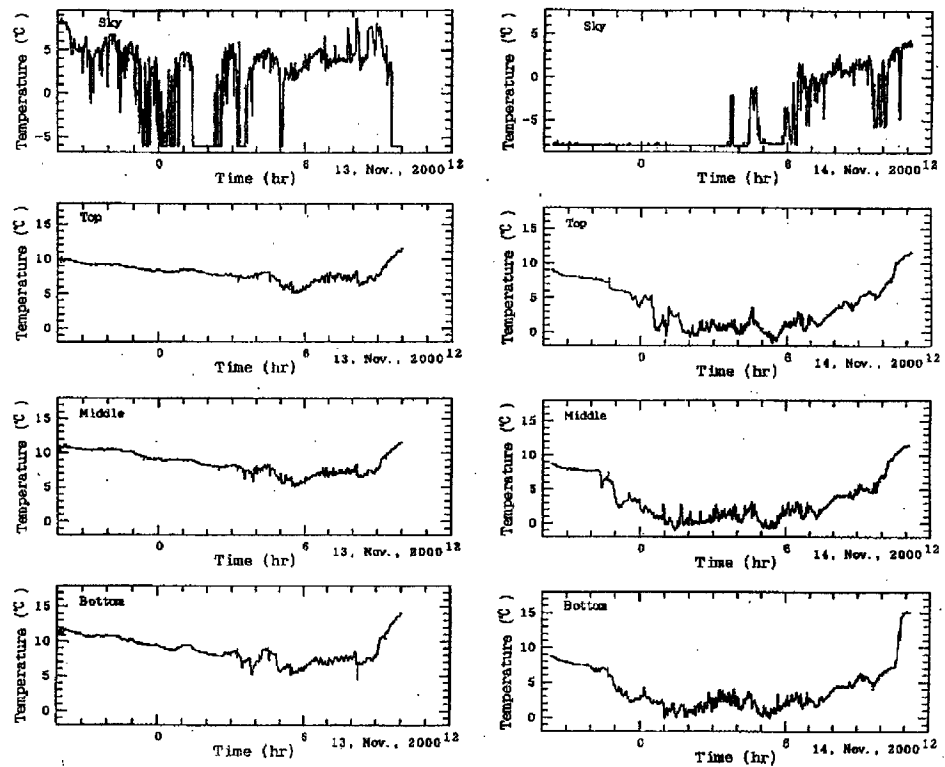


Fig. 6 Time variations of surface temperatures of mountain slope or fog at different heights from the afternoon of 12 Nov. and 13 Nov., 2000 to the next morning.

進み、霧の濃度が最も濃くなっていたと思われる。14日19時以降の水蒸気濃度の高度分布の形は殆ど経時変化せず、前の2晩と比較して全層に亘って高濃度で、高さと共に幾分減少する傾向が見られた。

(4) 山の斜面と霧の表面温度の経時変化

12日、13日の夜間の山(盆地底上約200m)の斜面上の各高度(山裾、中部、頂部)の表面温度と天空温度の経時変化をFig. 6に示す。

13日の3時頃から、山裾、中部の表面温度が大きく変化し、中部より上側に霧や靄が発生した。4時半頃から9時頃までは、全高度で同様な変化が見られ、三次盆地に霧の海が出来ていたことを示している。また、この期間には、天空温度も 0°C 以上になっており、霧が展望台の上まで広がっていたことを示唆している。なお、1時20分頃から約1時間と4時過ぎに15分程、天空温度が低下しており、雲が晴れて放射冷却が大きくなり、霧の海の形成に寄与したと思われる。

13日夜から14日朝には、空は晴れて放射冷却が大きかった。13日の22時頃から、山の中部、底部の表面温度が低下して霧が発生したこと、また、山の頂部でも0時頃から表面温度の低下が見られ、霧がこの高度に達したことが分かる。その後、深い霧の海が持続し、中部、頂部では、10時過ぎに霧が晴れ、山裾でも11時前に霧が晴れたことが表面温度の上昇から分かる。また、4時半頃から空の温度が間欠的に上昇し、展望台より上部に霧が上って来て、6時以降はこの状態が続いたことを示している。良く晴れていた13日~14日の夜には、霧の発生時には、霧の表面温度が山の斜面温度よりも $3\text{--}5^{\circ}\text{C}$ 程低下した。12-13日の夜には、上空が曇っていたこともあり、温度低下が $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ 程度であった。この温度低下、空の状態による表面温度の変化は、霧の放射率が1.0よりも小さい0.9程度であるために生じていると思われる。しかし、この効果による温度低下が、赤外線熱映像温度計を用いた、晴れた夜間の霧の動態把握を容易にしている。

(5) 霧の高度分布

11月13日夜から11月14日午前中までの三次盆地の霧の動態(発生、発達、消滅)を定量的に示すために霧の高度の経時変化をFig. 7に示す。図の下段には、盆地の丘陵部に位置する広島県林業研究センター(盆地底上65m)で測定された正味放射量の経時変化を示してある。

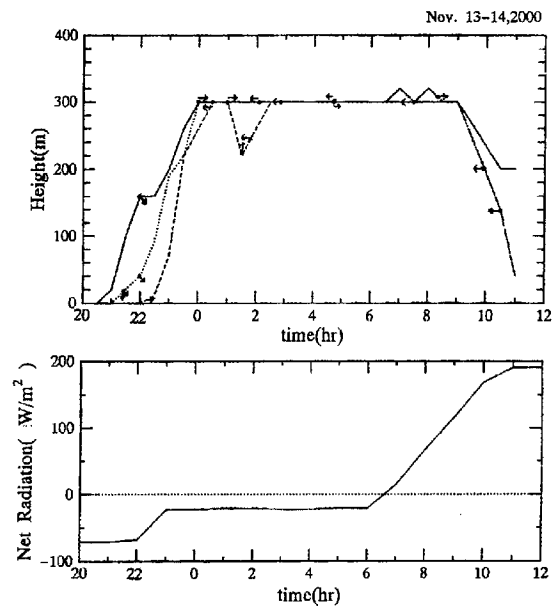


Fig. 7 Time variations of height of fogs and net radiation in Miyoshi basin from the afternoon of 13 Nov. to the morning of 14 Nov., 2000.

霧の高度は、ビデオの画面より、周辺の山の高度を参考にしながら30分おきに決定した。13日21時30分過ぎには、西城川の上流の盆地には100m程の霧(実線)が出現しており、14日0時には300mまで発達した。三次盆地の市街地には、21時30分頃に西城川から霧が流れてきた。上層を馬洗川の上流から西向きに霧(点線)が流れてきて西城川からの霧と繋がった。22時過ぎには、浅い霧が江の川下流から流れ込んできて、上層と下層で方向の異なる2層の霧が見られた(鎖線)。その後上層の霧の高度が下がると同じ西向きになった。西城川からの霧と合体して盆地内の霧の高度が急激に増加し、24時頃に300mの深さになった。その後霧の高度はあまり変化しなかった。流れの方向は西向きになったり、東向きになったり定まっていなかった。9時すぎから高度が次第に減少し11時頃に、市街地付近の霧は殆ど消滅した。しかし、西城川上流の盆地では、11時にも200mの高度の霧が消えずに残っていた。正味放射量は、13日の22時迄は負の大きい値になっており、霧が深くなった23時には負の値が小さくなった。日の出頃から正味放射量は徐々に増加し正の値になったが、上空に雲があり霧が容易に消えなかったために、大きな値にならなかった。

4.3 観測期間における霧の発生状況のまとめ

観測を行った11月12日の夜から15日の朝までの期間を中心に解析を進めた。

放射冷却が中程度の12日夜から13日の早朝には、薄い霧が間欠的に流入し、日の出約2時間前には霧の海が形成した。しかし、この霧は盆地底部には達しなかった。放射冷却が大きかった13日の夜には、比較的早い時間帯から霧が発生し、長時間に亘って深い霧の海が形成された。放射冷却が小さかった14日夜から15日朝までには霧の海は発生しなかったが、日の出後、時折周辺の谷から霧が流れ込んできた。12日夜から15日朝までの霧の発生過程のそれぞれの段階で、盆地底部への霧の流入方向が、高度毎に、時間的にダイナミックに変化することが、連続する熱画像のビデオ映像から確かめられた。これは三次盆地内の山や谷の形状が複雑で、安定成層中の気流の流れが、それぞれの場所で、高度毎に、しかも時間的に複雑に変化するためと考えられる。

放射冷却の大きい場合には(13日夜間)、三次盆地周辺の高い山から下って来た冷気と水蒸気が、まず最初に上部の盆地や谷に蓄積して、大気を飽和させて霧を作り、徐々に霧の海を形成する。このようにして上部の盆地や谷に形成された霧が、それぞれの高度の冷気流に乗って、谷や低い山の稜線を超えて流出する。周辺部から流れ込んで来るこれらの霧と、その場所で形成された霧が結合して、盆地底部に霧の海が形成される。その後の冷気や霧の流入と放射冷却によって、盆地底部の霧は次第に成長して霧の高度が250mを超えると盆地内の山よりも高くなり、三次盆地に雄大な霧の海ができる。放射冷却が余り大きくない場合には(12日夜から13日朝)、盆地底部への冷気や霧の流入が若干減少し、霧の成長が制限されるために、薄い霧の海になったり、霧が下層まで形成されなくなる。また、放射冷却は全くないが、大気が十分湿潤な場合には(15日朝)、一部の低温な地域で大気が飽和して形成された霧が、盆地底部に流れ込んで来ることもある。

また、高谷山の斜面上で測定された各高度の相対湿度は、盆地中央部の霧の発生時刻よりも数時間早い時刻に飽和した。これらの微水滴を含んだ飽和した空気が山の斜面にかかる霧になったり、冷気と共に斜面を流れ下って、盆地底部の霧の形成に大きく寄与する。また、凝結した水蒸気の一部は露となって、地表面、そこに生育している草や樹木などの植物を長時間に亘って濡らし、翌日の水蒸気の発生源にもなっていると考えられる。

1999年に引き続いて、三次盆地の西城川、馬洗川、江の川の合流地点付近を中心とする地域における霧の発生状況、霧や山の斜面の温度分布などを、赤外線熱画像装置と熱映像温度計を用いて、高谷山展望台(高さ約470m)から連続観測した。また、高谷山の斜面の数地点と盆地底の川原で温湿度を連続測定した。11月12日の夜から15日の朝までの期間の霧の動態を中心に解析を進めた。解析結果の概要を以下に要約する。

1. 11月12日、13日、14日の夜からそれぞれの日の翌日の午前中までに、放射冷却の程度に依存して、三次盆地に異なったタイプの霧が発生した。しかし、霧の発生過程は、3晩とも幾分異なっていた。しかし、いずれの場合も盆地底部での霧の生成に加えて、西城川、江の川、馬洗川周辺部からの霧の流入が関与していた。霧の発生過程における風向のわずかな変化で、盆地底部への霧の流入方向が高度毎にダイナミックに変化することも確かめられた。
2. 放射冷却が大きい夜には、比較的早い時間帯から霧が発生して深い霧の海が形成し、放射冷却量が小さくなるにつれて、霧の発生時刻が遅れ、霧の濃度や発生場所も限定された。
3. 高谷山の斜面上で測定された各高度の相対湿度は、盆地中央部の霧の発生時刻よりも数時間早く飽和し、霧消滅直後まで持続した。これらの微水滴を含んだ飽和した空気が山の斜面にかかる霧になり、盆地底に冷気と共に流れ下りて盆地の霧の形成に寄与していると考えられる。
4. 熱映像温度計で測定された山の斜面と霧の上面温度によって、今回も霧の出現高度、消滅状況などをきめ細かく観察することができた。また、霧の表面温度に対する上空の雲の影響が認められた。霧の高度の成長状況は、盆地内の下層部で測定された正味放射量とも良く対応していた。赤外線熱画像装置は、霧発生時の盆地内部で、水平方向、鉛直方向に複雑に変化する冷気の流れや方向、霧粒の移動状況などを時々刻々に把握できるため、熱映像温度計と共に霧の動態の研究の有力な観測手段になると期待される。

5. 盆地霧発生時の境界層構造

5.1 観測

1999年の秋季に行ったソーダによる観測結果から1)霧発生時に鉛直混合(湿潤断熱的対流)が生

Table 3 A summary of observations.

項目	要素 (サンプリング)	使用機器	場所	期間
上空風	3次元風速, エコー強度 (18 秒毎)	KAIJO KPA-1000	林業センター	11/10 - 12/12
乱流観測	3次元風速, 気温変動 (10Hz) 湿度・二酸化炭素 変動 (10Hz)	KAIJO DA600 Advanet E009B	NTT 鉄塔	11/09 - 30
温湿度	気温, 湿度 (30 秒毎)	Vaisala HMP35D	三次小 NTT 鉄塔	11/10 - 21 11/09 - 20

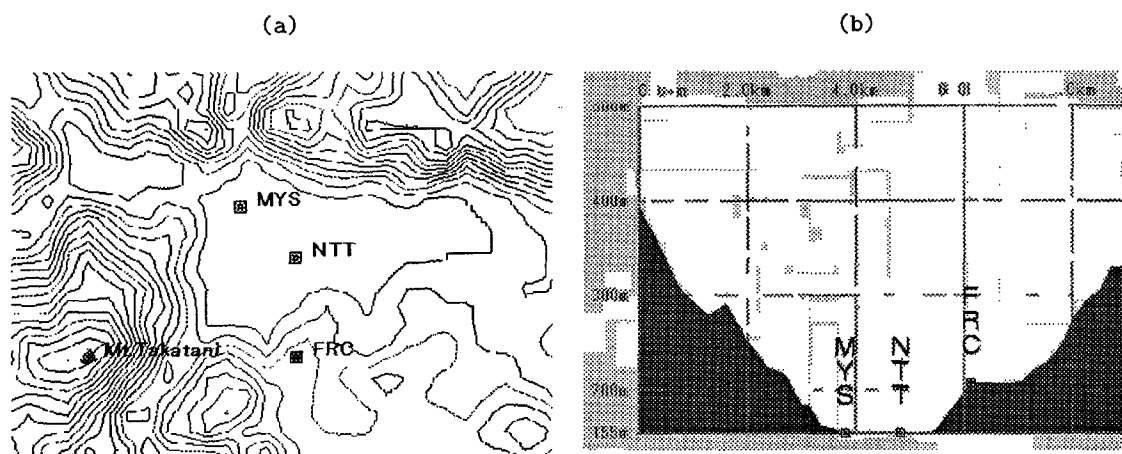


Fig. 8 (a) Topographic map of the center region of the Miyoshi basin and (b) vertical cross section along the line of MYS (Miyoshi Elementary School) - NTT (NTT tower) - FRC (Forest Reserch Center).

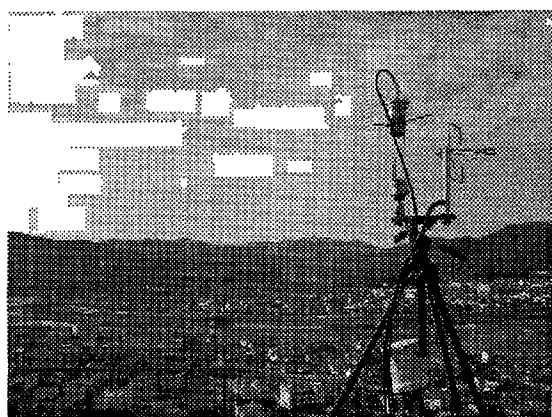


Photo 1 Flux measurement instruments on the top of NTT tower.

じ深夜～早朝にかけて非常に活発になる, 2) 鉛直風の最大値は上向き下向き共に 1m/s を越えるものである, 3) 間欠的下降流イベントがしばしば生じる, といった事柄が確認された (岩田ら, 2000)。

これらのことから霧発生時の盆地内の気流特性に

ついて, 1) 霧上面における放射冷却が対流運動の強制力になっている, 2) 上の下降風により冷気が下向きに運ばれる (熱フラックスは上向き), という 2つの推察に焦点を絞って, 2000 年秋季観測においては, 霧発生時の盆地内の境界層構造について更なる知見を得るために昨年からのドップラーソーダによる上空風観測に加えておよび鉄塔における乱流観測 (**Photo 1**), 盆地底における温湿度計測を行った。

本グループの観測は集中観測以降も独立に長期に渡って行うことができ (ソーダは 12 月中旬, 乱流観測は 11 月末まで), 大量のデータを得ることができた。観測の概要については, **Table 3** にまとめた。

三次盆地は東西約 30km, 南北約 20km の大きさを持っているが, 三河川 (可愛川・馬洗川・西条川) の合流する地点に於いては更に低い高度の小領域 (東西 4km, 南北 2km, 海拔高度 200m 以下) が存在する。乱流観測装置, 温湿度計を設置した NTT 鉄塔, 三次小はちょうど盆地最低部となるこの領域に位置している。他の観測を行った地点との地形・

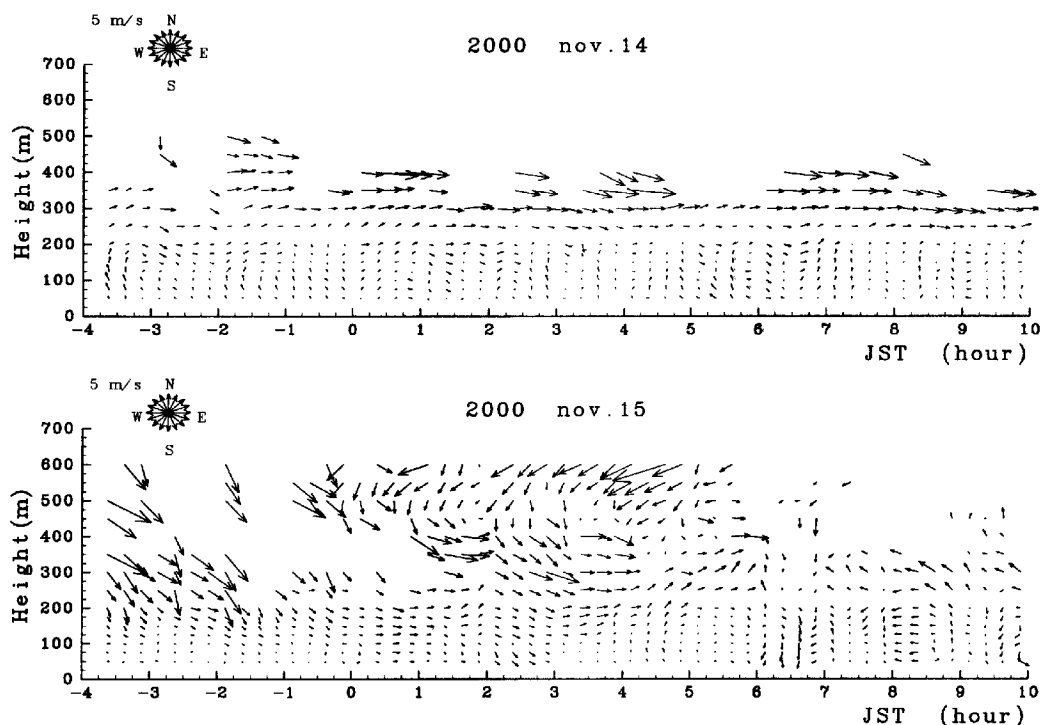


Fig. 9 Variations of vertical profiles of 10 minutes averaged horizontal wind from 20:00 before night to 8:00 next morning. The upper and lower part are on 14 Nov. and on 15 Nov., respectively.

位置関係は Fig. 8 のようになる。

5.2 解析結果

解析は霧発生日として11月13~14日、非発生日として同14~15日を対象として行った。また風の解析には霧発生に特に関連する時間帯である前日20:00~当日10:00のデータを該当日のものとして扱っている。

(1) 風速の鉛直プロファイル

Fig. 9に解析対象日の夜間の風プロファイルの変化を示し、以下にその特徴を述べる。

[発生日:13~14日] 200mより下層でほとんど静穏である。250m~350mで鉛直シアが強く300mより上層では5m/s前後の西風(この時期の季節風)となっている。250m付近までは安定な接地逆転層が形成されていたと考えられ、霧の発生には好条件であったと言える。また、夜間のほとんどの時間帯で可測高度が300m程度であり、非発生日に比べて低く押さえられているのがわかる。これは霧の発達と冷却の機構に深く関連する事項である。詳しくは次章で述べるが、霧の発生時にはソーダから発射し

た音波の散乱が霧の上面付近で極めて強くなるため、それより上空からの散乱信号が極めて弱くなる性質によるものである。

[非発生日:14~15日] 前日に比べると地上付近でも上空の影響を受けた風が吹いている時間帯(0時~3時)もあるが、総じて静穏であると言える。前日と同様、深夜(0時~6時)には250m付近に鉛直シアの強い領域がある。また、300m付近を中心として西風が、500mより上空では北東風が卓越しており、450mを中心にした更に強い鉛直シアが存在するのが特徴的である。この上空のシアについては同じ時間帯の総観規模の気象との関連を調べる必要がありそうである。

風のデータには発生・非発生の場合の違いで際立った相違はみることができない。とくに深夜(0時~日の出)の時間帯は霧の発生領域である200m以下の風速は弱く、風に関しては両日とも霧発生の条件を満たしていると考えられる。

(2) 受信エコー

Fig. 10にドップラーソーダによる測定結果の一例(時間高度断面図)を示す。

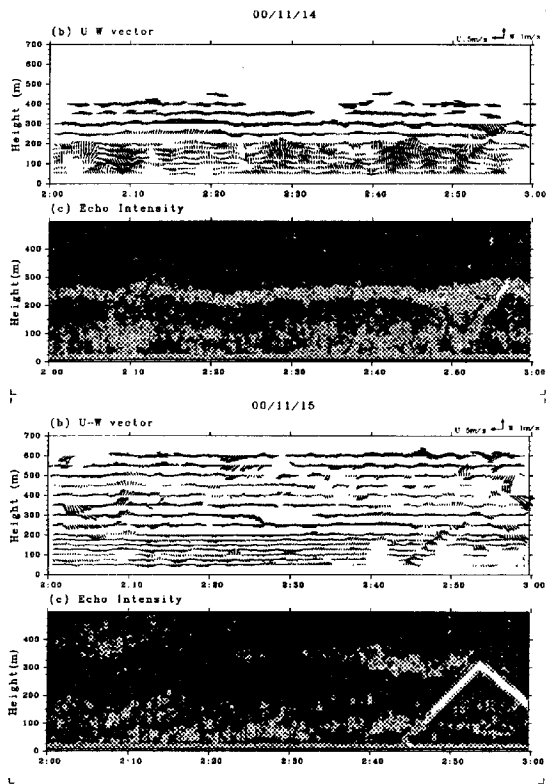


Fig. 10 Variations of wind data by a sodar from 2:00 to 3:00 on 14 Nov. (upper) and on 15 Nov. (lower). (b) Westerly and vertical wind components, and (c) received echo intensity are shown.

13~14日:示している全時間帯に渡って, Fig. 8で風の鉛直シアの強かった高度よりもやや下にあたる250m付近でエコーが極大を示している。この高度で音波が強く減衰される為、それより高高度では風速の欠測が多くなっている。下層(250m以下)では1m/s前後の鉛直上昇・下降風が頻繁に見えており、水平風よりも支配的である。霧の上面において放射冷却による冷たく重い空気が形成され、層内部の空気を不安定化させる為に生じる対流であると考えられる。

14~15日:前日のような一定高度での強エコー域は見当たらない。この日も250m付近に強い鉛直シアがみられる時間帯もあるが、エコー強度との対応は見られない。強エコーが見られない為、音波の減衰が小さく前日より高高度まで風速のデータが得られている。下層での鉛直風は小さく対流運動は見られない。本研究の主旨とは無関係と思われるが、2:00~2:10付近に高度450mを中心とした水平軸渦がみられるのも興味深い。300m付近での西風(正のU成分)と500mより上空の北東風(負のU

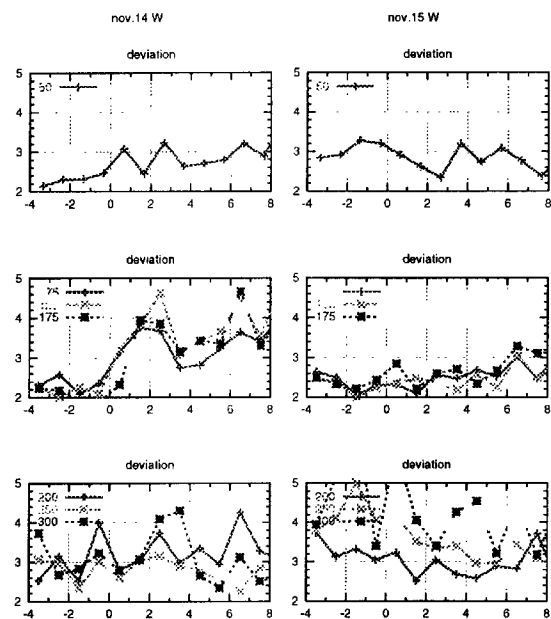


Fig. 11 Variations of standard deviations of vertical wind component (σ_w) from 20:00 before night to 8:00 next morning. The left and right part are on 14 Nov. and on 15 Nov., 2000, respectively.

成分)によるシア不安定によって生じた渦だと考えられる。

尚、両日とも(c)図の2:50~3:00に見える山型の強エコーは同時に観測を行った係留気球からの音波反射を捉えたものである。両日の測定結果を比較すると、必ずしも風の強シア域が強エコーに対応している訳ではない。14日の図に見られる250m付近のライン状の強エコー域は霧の上面における気温の高周波振動を捉えていると解釈するのが妥当のようである。この日の霧の発生高度を250mとするのは、係留気球データや目視観測・ビデオ撮影の結果とも矛盾しない。地表~強シア高度(250~350m)までは風が静穏であるために、強シア直下の高度までは、霧の発達しやすい条件は整っていたと考えられる。

(3) 層内における鉛直混合

霧層内の鉛直混合の指標として、風速鉛直成分の標準偏差 σ_w の変化を見てみる。高さ方向については最下層(50m)、霧層内部(75~175m)、霧層上部および境界面(200m~300m)の3層に分割して解析した。350m以上については欠測が多いため解析対象からは除外した。

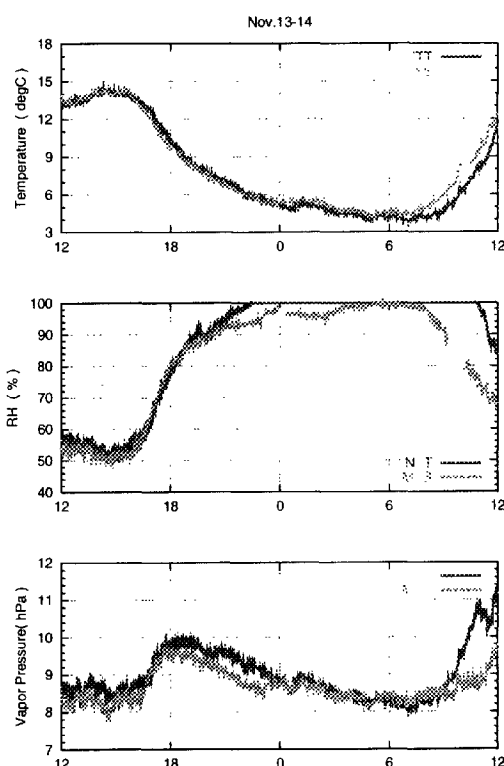


Fig. 12 Variations of temperatures, relative humidity and vapor pressure at NTT and MYS from the noon of 13 Nov. to the noon of 14 Nov., 2000.

Fig. 11 は対象日 4 日間の 0 時～8 時の平均鉛直風速と鉛直風速の標準偏差の時間変化である。霧発生時の 14 日の 1 時～3 時に霧層内部での値が $0.4\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 前後にまで大きくなる点が特に目立つ。上層に比べても同程度かそれ以上に大きく霧層内部での鉛直混合が活発に生じていることがわかる。他の三日については、いずれも $0.2\sim 0.3\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 程度を推移している。

15 日は上空での乱れはかなり大きく上空での強風による乱れだと思われる。しかし、その影響は中層には及んでおらず、示した 4 日間の中でもこの日が最も乱れが小さい状況となっている。どちらかといえば、最下層で大きくなっている

(4) 温・湿度、水蒸気濃度の時間変化

温湿度測定については Table 3 にまとめた通りのデータが得られたが、本節では NTT および三次小（以下 MYS とする）の両方のデータが取得できた 13-14 日の経時変化について述べる（Fig. 12）。

13 日はやや遅い 16 時頃に最高気温 14°C を記録

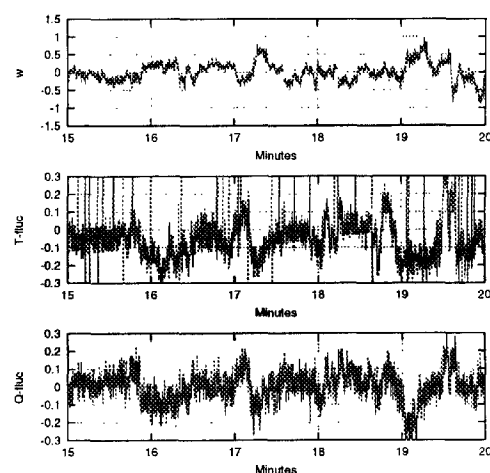


Fig. 13 The sample of time variations of data acquired by flux measurements.

した後、急速に冷却が進み 0 時には 5°C に達した。この時間までの気温の降下率はおよそ $1.12^\circ\text{C}/\text{Hour}$ である。その後日付が変わってからは 7 時頃ようやく 4°C 強となり、この間の冷却率は $0.14^\circ\text{C}/\text{hour}$ となり、急激に冷却率が鈍化している。日の出後～正午には測定高度による値の差がみられるが午後～夜間はほぼ同じ値を取っていた。湿度については、NTT では 22 時には飽和に達するが、MYS では相対湿度 90% を越えたあと値の増加が鈍化し 0 時前後には横ばいとなっている。飽和に達したのは 4 時過ぎであった。MYS では 7 時頃に飽和でなくなっているが NTT では 10 時過ぎまで飽和状態にある。霧の解消は下層から進むと考えられるが、飽和状態の解消に僅か 50m の高度差で約 3 時間もの時間差がある点は特筆すべき事実である。水蒸気量について興味深いのは、冷却が進む時間の中盤である夕刻 18 時頃に極大値 ($9.5\sim 10\text{g}/\text{kg}$) を示している点である。これは集中観測期間中に山の斜面や展望台などの他の地点で測定されたのと同じ特徴である。日没に近い 17 時前までは $8\sim 9\text{g}/\text{kg}$ で変化しないが、極大を示すまでの 1 時間で約 1hPa の急増を示し、その後は気温の低下に伴って明け方に向けて漸減していく。明け方の極小値は 7 時頃の $8\text{g}/\text{kg}$ 強である。2 高度間の値を比べると、0 時までは前日同様高高度である NTT で大きな値となっているが、地上でも霧が観測され始めた 0 時前後から日の出までの差はゼロとなっていた。

霧発生日の場合、午後から 0 時に向けて急速に冷却が進み平均して 1 時間で 1°C 以上の気温降下率

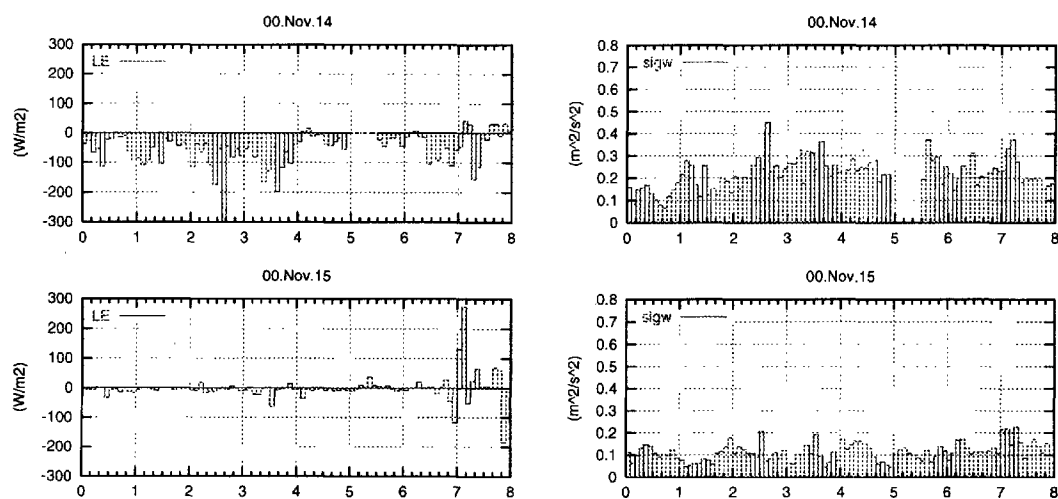


Fig. 14 Variations of latent heat flux and standard deviations of vertical wind component from 0:00 to 8:00 on 14 Nov. and 15 Nov., 2000. Values are calculated for 5 minutes from 10Hz original data.

を示しているが、霧が発生し始める0時以降はほとんど冷却が進まなくなっている。

(5) 間欠的イベント

Fig. 13は霧発生時（代表例として11月14日）に乱流観測装置で測定された要素の変動の時間変化の例を示す。以下のような特徴が挙げられる。1) 速度0.5~1.5m/s、約30秒程度の持続時間をもった上昇流が数回みられている。2) 14日のデータでは上昇流イベントが生じるのと同時に温度・水蒸気変動ともに減少している。3) 温度と水蒸気は同位相で変動している。観測点において冷たく乾いた上昇流イベントが生じていることになる。また、これらのイベントは23時~3時の時間帯に多数発生しているが、霧がより発達すると思われる3時以降には見られなくなる。

温度変動にスパイクノイズ（針状の特異値）がみられるが、これは観測期間中の霧発生時（夜間）のみに見られるものであった。原因は断定できないが、超音波風速温度計の超音波発振素子の表面が結露することによって生じたノイズだと推測される。

(6) 顕熱および水蒸気 Flux

熱フラックスの評価を行う予定であったが、霧発生時に温度変動（顕熱）の変動にスパイクノイズが見られた。ノイズ除去は困難な為、今回はノイズの生じなかった水蒸気変動のデータから潜熱（水蒸気）フラックスの評価のみを行った。なお、本来こういった固定したプラットフォームに設置して乱流観測を行

う場合、プラットフォーム自身を空気の流れが迂回しようとしたり、プラットフォーム自身が作り出す風の乱れの影響を考慮する必要がある。しかし今回は鉄塔による流れの迂回（とくに吹き上げが大きいと思われる）の影響は考慮せず、測定した原データのみで算定を行った。またWPL補正などの物理的補正も行っていない。潜熱フラックスの算出には以下の式を用いた。

$$LE = \overline{Lw'\rho'_v}$$

Fig. 14は霧発生時（11月14日）・非発生時（11月15日）の夜間の潜熱フラックスと鉛直風の標準偏差の時間変化である。前説で説明した間欠イベント（上昇流、湿度低下）の働きによって、水蒸気フラックスは0時~4時の間すべて負の値をとっており、水蒸気が下向きに運ばれていたことが良く分かる。極小値は -300Wm^{-2} にも達しており、0時~4時の平均は約 -100Wm^{-2} であった。

非発生日にはこのような下向きの水蒸気フラックスはみられておらずほぼゼロである。これらの違いは鉛直風の振動との良い相関によると考えられる。下向き水蒸気フラックスが大きい14日には風の鉛直乱れも大きく、 $0.3\text{m}^2\text{s}^{-2}$ を越えることが多く、極大時で $0.4\text{m}^2\text{s}^{-2}$ を上回る時間もある。一方、非発生日はほぼ $0.1\text{m}^2\text{s}^{-2}$ 前後で横ばいである。

6. 係留ゾンデによる霧の鉛直構造の観測

昨年に引き続き、林業技術センター構内において、霧の出現前後における大気鉛直構造を測定するため

Table 4 List of the tethered balloon observations in 2000.

date	obs. period	note
9-10 Nov.	15-9 JST	Typical dense fog. / Humidity data are invalid after 3 JST.
10-11 Nov.	15-0 JST	Strong wind, no fog. / Rain after 2 JST.
12-13 Nov.	0-9 JST	Strong wind in the early evening. / Late light fog.
13-14 Nov.	15-9 JST	Typical dense fog. / Good data.
14-15 Nov.	15-6 JST	No fog, no cooling.

に、係留ゾンデ観測を行った。本観測の基本的目的と概要については、寺尾ら (2000)、田中ら (2000) にまとめたとおりである。

前回 (1999 年) はゾンデが一部破損したため、風・気圧が測定できない場合が多かったが、今回 (2000 年) は特にトラブルなく観測できた。今回は、係留ゾンデ観測とあわせて、地上および地上から 30m までのオゾン濃度観測をあわせて行った。Table 4 に示されている 5 日間について観測は行われた。放球は 3 時間おき、原則的には 15 時から翌 6 時または 9 時までとした。高度は地上から約 300m までを目安に、条件がよい場合、450m 付近まで計測した。その後、オゾン計に接続したテフロンチューブを気球に取り付け、オゾン濃度等を約 30m まで計測した。特に風速が大きく危険が予測される場合、あるいは、まとまった降水が予報されたなどの場合は、観測を中止した (11 月 11~12 日、15~16 日など)。気圧、乾球・湿球温度とそれらから計算した相対湿度、そして風速風向を計測した。記録は約 10 秒ごとに受信機を通じてパソコンに取り込んだ。ゾンデの測定値は、アスマン通風温度計を用いて補正した。

なお、1999 年の結果の報告 (寺尾ら、2000; 田中ら、2000) における係留ゾンデの比湿の計算手順には誤りが含まれていたため、それらについては本報告で訂正し、あわせて議論することになる。

本節のより詳しい内容については、別報告 (田中ら、2001) を参照のこと。

6.1 大気鉛直構造の時間変化

Fig. 15, Fig. 16 に、典型的な霧の発生した 1999 年 10 月 22~23 日と、2000 年 11 月 13~14 日の観測結果をそれぞれ示す。

地上での目視観測などと比較すると、相対湿度の値にして 98-99% に到達すると、霧として認識できるようになるようである。これらの観測日に共通して、霧は 0 時前後に発生し、朝 6 時すぎくらいまで

持続している。高さは地上高 200-250m 程度まで発達している。

気温 T を見ると、18 時には下層から接地逆転層が形成されはじめている。21 時にはほぼ観測できる全層にわたって逆転層が確立する。しかし、最下層の冷え込みはその後緩みはじめ、霧の発生前後 (0 時ごろ) になると、下層は強い逆転のかわりに、等温に近い成層となる。霧の発生後 (3-6 時) は、相対湿度の高い領域の最上面 (霧の上面にあたると思われる) あたりに気温の極小が現れ、逆転層は本格的に解消する。相対湿度で見た霧の上面の高度は、この気温の極小とよく対応している。

温位 (θ) は、15 時頃や翌日の 12 時頃を除いてつねに下層が低い安定成層である。15 時以降、一貫して下降し続けて 6 時頃に最低となるが、霧が発生する 0 時頃以降は相対的に下降する率が落ちている。一方、霧の発生後、3-6 時ごろには、霧のある全層にわたり、基本的に相当温位 (θ_e) 一定の飽和湿潤断熱的分布が特徴的である。そして、1 時間に 1°C 前後の割合で相当温位は下降している。これらの特徴は、霧発生後の霧上面付近での放射冷却と、その後の対流による混合に対応していると考えることができる。

比湿 (q) は、15 時以降、21 時頃まで、下層約 200-250m の厚さで増加しているのがわかる。この厚さは、霧層の厚さとよく対応している。比湿の高い領域は、はじめ (18 時頃) はごく下層だけに見られる。ところが、21 時頃になると一気に上空 200-250m ほどまで発達する。その後、霧が発生する全層にわたって比湿 q は減少していく。これについては、水蒸気が霧粒に凝結することによるという解釈もあるが、地上観測の結果は、0 時頃になってはじめて霧は出はじめるということを示している。つまり、21 時から 0 時にかけての比湿の減少は霧の出現以前に生じているので、この時期の比湿の減少を解釈するためには、霧粒への凝結過程を考慮するだけでは不十分

22-23 Oct. 1999

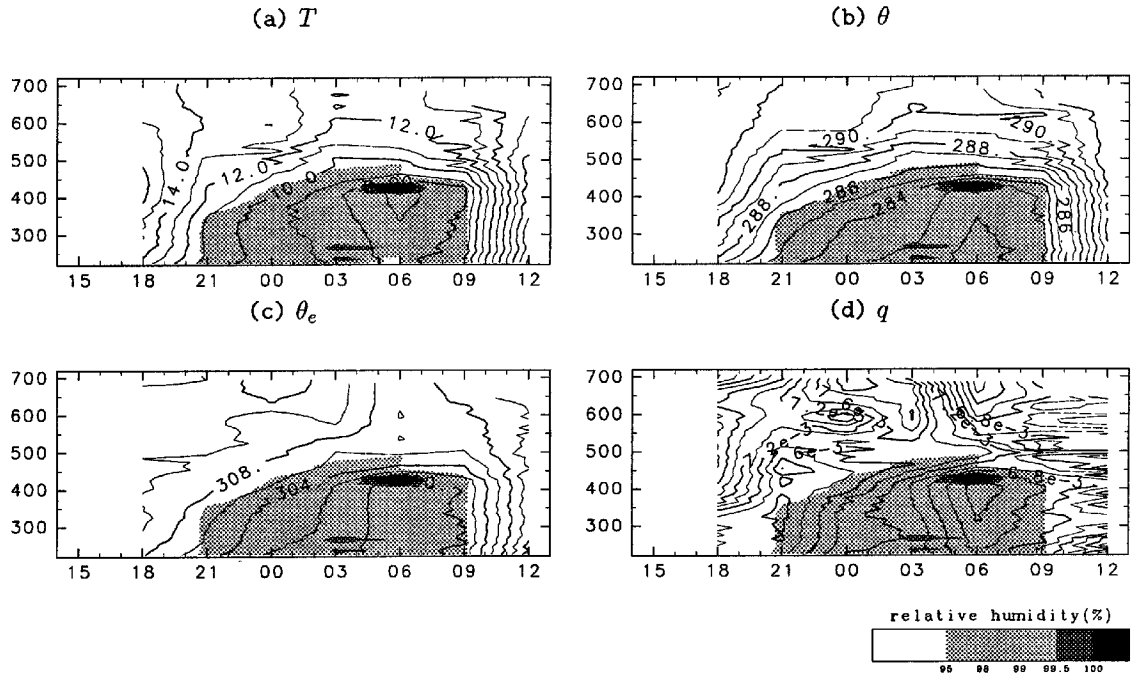


Fig. 15 Vertical time cross sections of temperature $T(^{\circ}\text{C})$, potential temperature $\theta(\text{K})$, equivalent potential temperature $\theta_e(\text{K})$, and specific humidity $q(\text{g/g})$ on 22-23 Oct. 1999. Ordinate and abscissa indicate the time in JST and height(m) above the sea level, respectively. Areas where the relative humidity exceeds 95% are shaded.

13-14 Nov. 2000

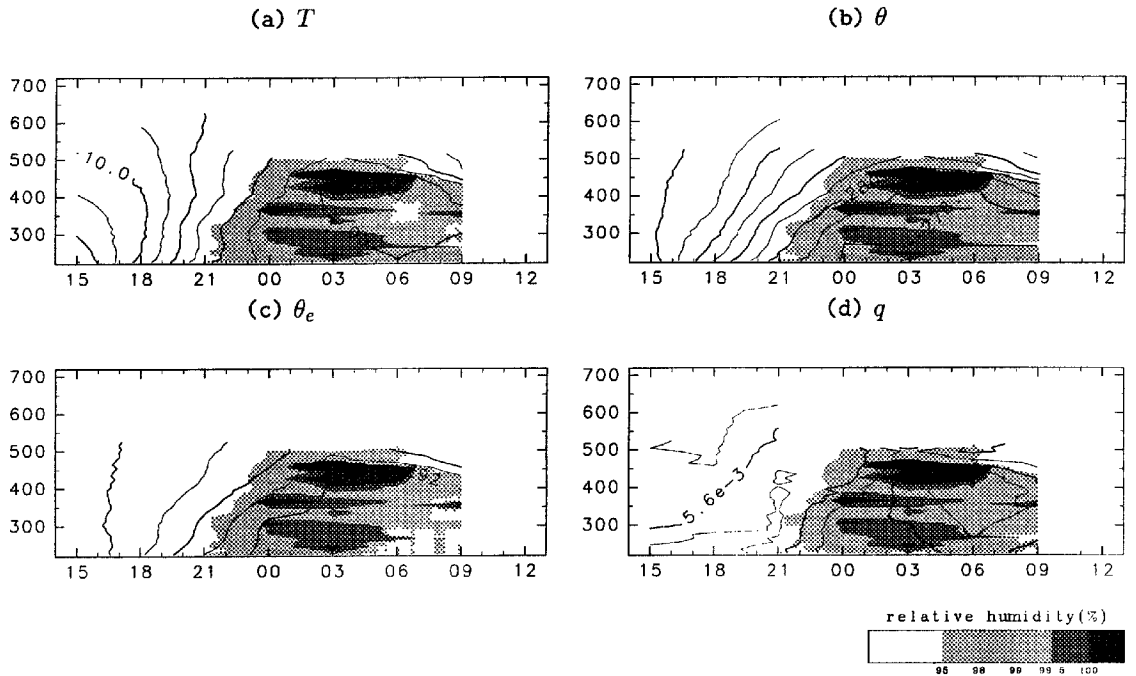


Fig. 16 Same as Fig. 15 except for 13-14 Nov. 2000.

Specific humidities

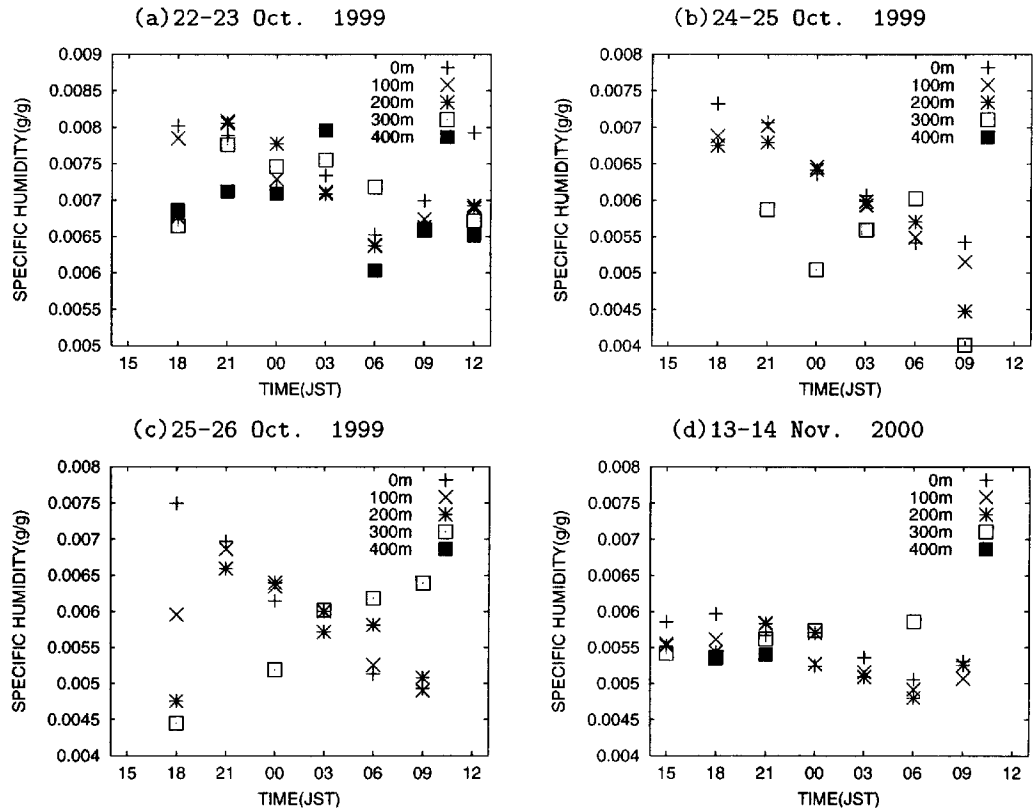


Fig. 17 Specific humidities at various heights. Only the days when dence fog appears are plotted.

である。地表面における結露に伴う水蒸気の減少を考慮にいれる必要があるかもしれない。実際、21-0時頃になると、最下層での q の値が上空に比べて小さくなる傾向がある。これは、下向きの水蒸気輸送と矛盾しない。

霧の発生後、3-6時ころについては、上層の方が比湿が少ないという結果になっている。これは、霧の上面でもっとも温度が低くなる、飽和湿潤断熱的な温度分布と整合的である。

Fig. 17 に、霧がよく発達していた日 (1999 年 10 月 22~23, 24~25, 25~26 日, 2000 年 11 月 13~14 日) の地上付近, 100m, 200m, 300m, 400m 付近の比湿の変動を示す。特に 0-200m にかけての比湿勾配に着目して特徴を記す。まず、21 時頃まで全体として比湿が増加している。その間、18 時 (Fig. 17a, d) または 21 時 (Fig. 17b, c) まで、下層の方が上層よりも比湿が大きい時期が続いたあと、0 時頃まで全体として比湿が減少すると同時に、下層の方が上層よりも比湿が小さい時期に入る。その後も水蒸気は全体として減少するが、今度は 3-6 時頃 (Fig. 17a, d) または 3 時頃 (Fig. 17b, c) にかけて、下層の

方が高比湿となる時期に入る。その後、Fig. 17a, d のグループは、再度比湿が増加に転じているが、Fig. 17b, c のグループは、比湿が減少し続けている。このように、霧が発生している場合については、共通した比湿のふるまいが見られるが、細かく見ると、更に 2 種類の共通した時間発展の特徴を持ったグループに分けられる。

水蒸気の飽和、霧の発生は、下層全体で同時に起こるわけではない。ここでは、1999 年 10 月 22~23 日 (Fig. 15) の事例を検討する。地上からの目視によれば、霧は 0 時頃には地上約 60m 付近から上で発生していたことが報告されている。この時の相対湿度分布を見ると、最下層では少し値が小さくなっており、地表付近ではなく、もうすこし上空から霧が発生していることを示している。相対湿度ははじめ、上空 100m 付近、170m 付近で高くなり、その後下層に向けて広がっている。この結果は、上層から霧が発生するとする宮田 (1994) の指摘と一致している。また、霧は発生する 0 時頃と比べて、3-6 時頃には少し上層に向けて発達しているように見える。

次に、霧が生じなかった日にみられた、霧の発生

日にはみられない特徴について、簡単に指摘する(図は示さない)。2000年11月12~13日は、6時頃になってようやく薄い霧が生成されたケースである。比湿は常に地上付近の方が100m付近よりも大きい状況が続いた。これは、他の霧発生日には見られない特徴である。また、もう一つの顕著な特徴は、地上付近から400mまでの高度の相当温位がほぼ一定であるということである。2000年11月14~15日は、21時以降、ほとんど気温が下降しなかったのが顕著な特徴である。また、11月12~13日の事例と同様に、相当温位が全層にわたってほぼ一定となるという特徴を持っていた。なお、水蒸気は下層から約150mの層にわたり、15-0時の間に増加する傾向である。他の霧の発生した事例では、21時頃から水蒸気量が減少しているが、この日についてはそのような変化は見られない。やはり地上付近の方が100m付近よりも比湿が大きくなっている。

風の鉛直分布については、あまり明瞭な法則性を確認することはできなかった。

6.2 オゾン観測

今回の観測では、オゾン計を用いて地上付近のオゾン濃度を連続自動測定した。また、係留ゾンデによる観測の際に、テフロンチューブをバルーンに取り付け、高度約30mまでのオゾン分布を測定した。

Fig. 18には、11月8日から16日午前中までの、地上オゾン連続観測の結果を示しているが、昼間増加し、夜間減少するという、一般的に見られるもの(小川, 1991)と同様の日変化を示していることがわかる。

典型的な霧の見られた11月8~9日、9~10日、13~14日については、18-21時ごろに急激なオゾン濃度減少(約0.03ppmからほぼ0に)が見られ、その後翌朝までその状態が続いている。朝方に薄い霧の見られた12日の変動は、濃い霧のみられたケースと異なり、オゾン濃度の減少は、時間的に遅れており、量的にも減り方が少ない。荒天となった11月11~12日、15~16日については、夜間であるにもかかわらず、ある程度のオゾン濃度を維持している。例外的なのは11月14~15日のケースである。この日は霧が発生しなかったにもかかわらず、霧の発生したケースと同様に夜間のオゾン濃度がきわめて低くなっている。しかし、この日の特徴としてあげられるのは、前日の昼間からあまりオゾン濃度が高くないという点である。自由対流圏のオゾン濃度は0.03ppm程度はありと考えられるので、14日の

昼間には、自由対流圏の空気との混合が十分なされなかったため、オゾンがあまり降りて来られなかったものと考えられる。

地上から30mまでのオゾン濃度分布測定の結果について、概略をTable 5に示す。多くの日について、18-21時にかけて、0-30mの間に鉛直濃度勾配が確認できる。この時期に地表面付近でのオゾン破壊と、下向きオゾン輸送が活発に起こっていることを示唆している。

6.3 霧発生日に共通する特徴

濃い霧が発生するような日に共通する特徴を、以下のようにまとめることができる。

1. 夜間には深い逆転層が形成される。逆転層は18時には下層から生じはじめる。
2. 霧は、夕方における下層の比湿の増加と関係している。
 - (a) 18時頃、下層に100m程度の厚みを持った比湿の高い層が形成される。
 - (b) 21時頃、比湿の高い層は地上200-250mほどまで発達する。この層の厚みと霧の厚みとはよく対応している。
 - (c) 21時から0時にかけては、霧はまだ発生していないにもかかわらず、地上付近の比湿が上空の比湿よりも小さくなる。地表面での水蒸気凝結と、水蒸気の下向き乱流輸送を示している可能性がある(Cotton and Anthes, 1989, 第7.3.2節)。この時期、比湿は全体的に減少する。
 - (d) 0時以降、6時まで比湿は更に減少を続ける。水蒸気が霧水に変わっていると考えても矛盾しない。3-6時にかけては、地上付近の比湿が上空の比湿よりも大きくなる。
3. 温度の成層構造も、以下のような共通する特徴を持った段階を経て変化している。
 - (a) 18時頃から下層に逆転層が形成される。
 - (b) 21時にはほぼ観測範囲全体にわたる逆転層が確立する。
 - (c) 21時から0時頃までは、霧の生じるあたりの高度において、等温に近い(T が比較的一定)成層が特徴的である。温位 θ や相当温位 θ_e で見ると、下層の方が小さい安定成層となっている。
 - (d) 3-6時になると、霧の上面付近でもっとも気温が低い温度構造となり、相当温位が一定な成層が支配的となる。全体として、1時間に 1°C

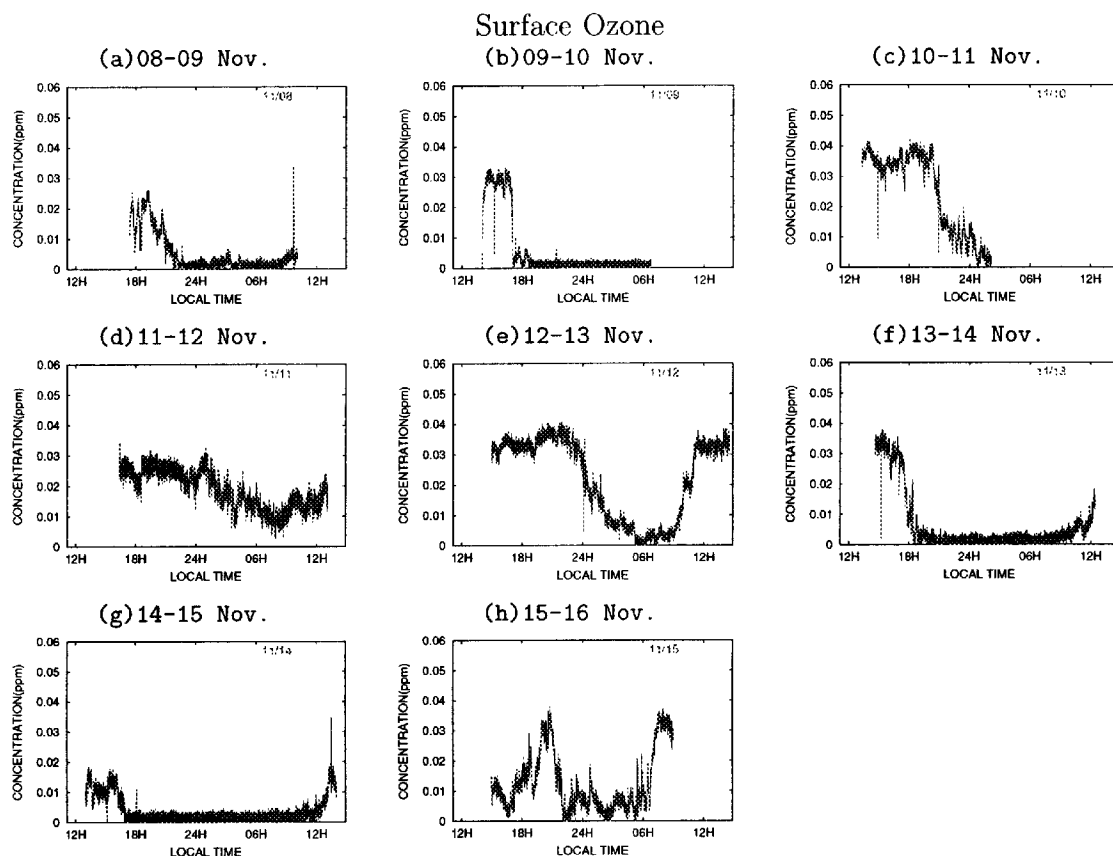


Fig. 18 Ozone concentration near the surface. The unit of vertical axis is ppm.

Table 5 Summary of the observation of vertical profiles of the ozone concentrations. Ozone concentrations (ppm) at the ground level and 30m aloft are listed. Symbols $\circ$ and $\times$ indicate whether we can identify the vertical gradient of ozone concentrations between the ground level and the 30m level or not.

	9-10 Nov.			10-11 Nov.			12-13 Nov.		
time	0m	30m	grad.	0m	30m	grad.	0m	30m	grad.
15LST	0.03	0.03	$\times$	0.03	0.03	$\times$	—	—	—
18LST	0.001	0.003	$\circ$	0.04	0.04	$\times$	—	—	—
21LST	0.001	0.004	$\circ$	0.02	0.03	$\circ$	—	—	—
00LST	0.001	0.001	$\times$	0.01	0.01	$\times$	0.02	0.03	$\circ$
03LST	0.002	0.002	$\times$	—	—	—	0.008	0.011	$\circ$
06LST	—	—	—	—	—	—	0.003	0.003	$\times$
09LST	—	—	—	—	—	—	0.01	0.01	$\times$
	13-14 Nov.			14-15 Nov.					
time	0m	30m	grad.	0m	30m	grad.			
15LST	0.03	0.03	$\times$	0.01	0.01	$\times$			
18LST	0.005	0.02	$\circ$	0.002	0.01	$\circ$			
21LST	0.001	0.004	$\circ$	0.001	0.001	$\times$			
00LST	0.002	0.002	$\times$	0.001	0.001	$\times$			
03LST	0.001	0.001	$\times$	0.001	0.001	$\times$			
06LST	0.001	0.001	$\times$	0.001	0.001	$\times$			
09LST	0.003	0.003	$\times$	—	—	—			

程度の割合で気温が下がっている。これは、霧の上面が放射冷却によって冷やされ、それより下の層が、対流によってよく混ぜられていることを示している (Cotton and Anthes, 1989, 第 7.3.1 節)。

4. 霧ははじめは地上付近ではなく、少し上空で発生しはじめる様子が見られる。霧が発生する時期は下層に等温的な層が形成されており、比湿では地面付近が上空よりも少し小さくなっているため、上空の方が少し早く飽和に達するものと考えられる。
5. 霧の発生は 0 時前後であり、その後 6-9 時頃まで続く。次第に霧の上面が高くなる傾向がある。

霧発生数時間前までは冷却面が地表面付近に、霧発生後は冷却面が霧の上面に移っていること、それ以降は霧の全層にわたりよく混合された状態にあることが示唆される。霧の発生が遅れた 11 月 12~13 日、霧が発生しなかった 11 月 14~15 日については、いずれも霧の発生以前からかなり厚い層にわたって、相当温位がほぼ一定の成層状況になっているという共通した特徴がみられた。

オゾン観測をはじめて行ったが、これも有益なものであった。ケースが多くないので、引き続き検討をする必要があるが、霧の発生状況とよく対応する、以下のような分類が可能である。

1. 前日の昼に自由対流圏の空気とよく混合し、0.03ppm 前後のオゾン濃度があり、その後 18-21 時前後に急激にオゾン濃度がほとんど 0 まで減少するケース (11 月 8~9 日, 9~10 日, 13~14 日)。これらのケースは、0-6 時にかけてよく発達した霧がみられる日と対応している。
2. 上記のケースと似ているが、オゾン濃度の減少がゆるやかに、かつ遅れて起こるケース (11 月 10~11 日, 12~13 日)。これらのケースは、霧が遅れて現われるケースに対応している。
3. 前日の昼から十分自由対流圏の空気と混合せず、0.01-0.015ppm 程度のオゾン濃度で推移し、夕方になると濃度が急速に減少し、ほぼ 0 となったまま、翌朝まで推移するケース (11 月 14~15 日)。この日の場合、冷え込みが弱く、霧は発生しなかった。

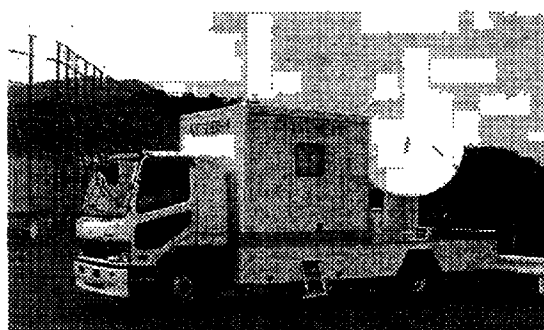


Photo 2 Outlook of the milli-meter-wave scanning Doppler radar.

Table 6 Performance characteristics of the milli-meter-wave scanning Doppler radar.

送受信周波数	34.75 GHz
ピーク送信電力	100 kW
アンテナ形式	カセグレン (直径 2 m)
偏波	水平偏波
送信管	マグネトロン
送信ビーム幅	0.3 度
空中線利得	54 dBi
パルス繰り返し周波数	450 pps / 4500 pps
送信パルス幅	0.5 μ s
距離分解能	125 m
方位分解能	0.35 度
ドップラー検出速度範囲	± 9.7 m/s
ドップラー速度分解能	0.1 m/s

7. ミリ波ドップラーレーダー、境界層レーダーによる内部構造観測

7.1 測器と観測の概要

ミリ波ドップラーレーダーは従来の観測では明らかにできなかった霧の内部構造を明らかにできるレーダーである (浜津ら, 2000, 2001)。このレーダーを用いた霧観測としては岡山県津山市や北海道釧路市において行われているが今回のような盆地霧をターゲットとした観測はほとんど行われていない。このレーダーの主要諸元と外観をそれぞれ Table 6, Photo 2 に示す。このレーダーでは霧粒を捉えるために送受信周波数を 35GHz 帯 (Ka バンド) にし、またアンテナの走査方法を変えることにより霧の 3 次元構造を明らかにできる。今回の観測では、アンテナの仰角を 7 仰角としたボリュームスキャンを行い、約 7 分毎にデータセットを作成した。

境界層レーダーは晴天大気観測用に開発されたレーダーで、送受信周波数を 3GHz (S バンド) にす

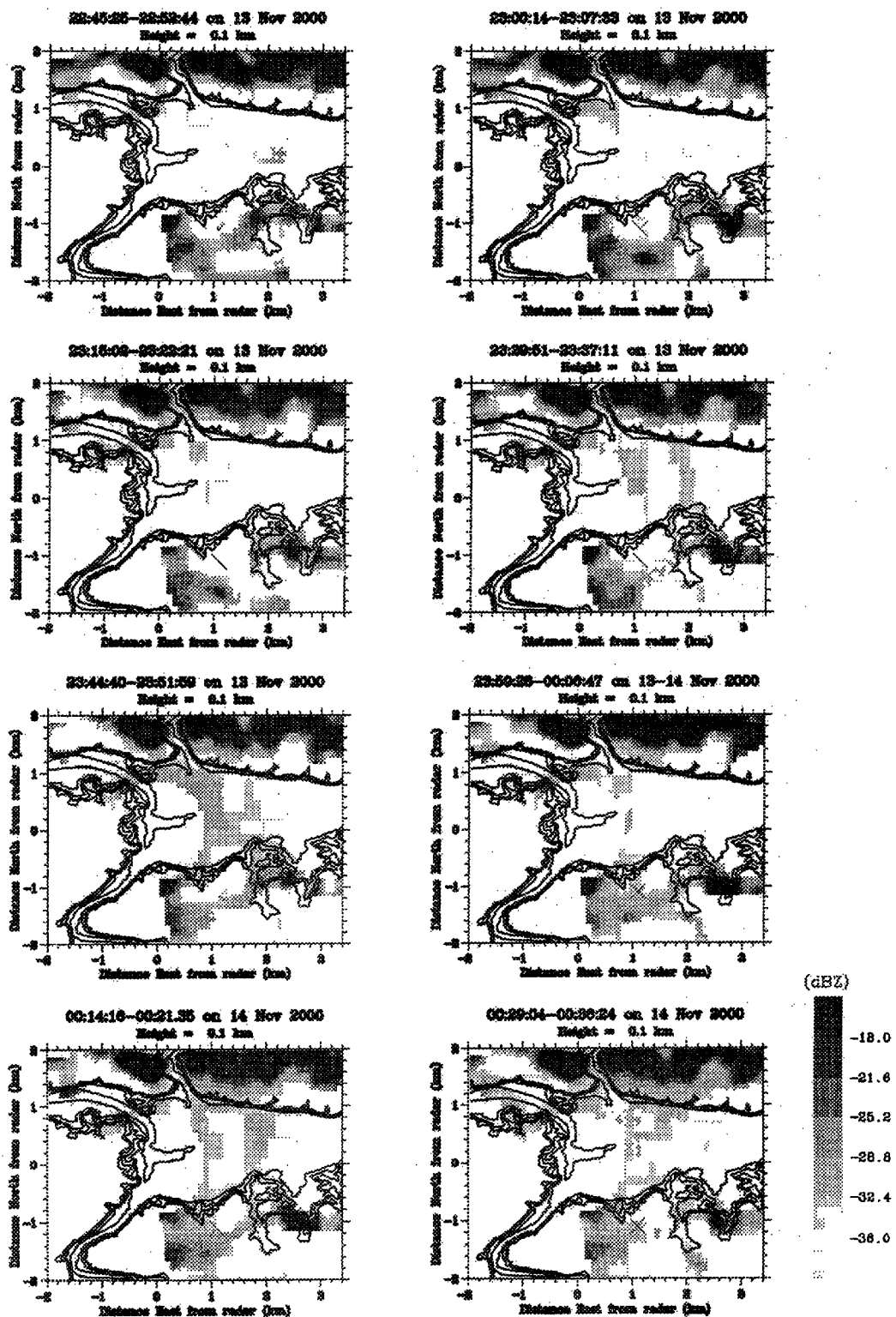


Fig. 19 Horizontal distributions of echo intensity at the height of 100 m observed with the milli-meter-wave scanning Doppler radar. The cross indicates the location of the boundary layer radar. Thick lines show the altitudes at 10 m intervals from 150 m to 190 m.



Photo 3 Outlook of the S-band boundary layer radar.

Table 7 Performance characteristics of the S-band boundary layer radar.

送受信周波数	3.05 GHz
ピーク送信電力	500 W
帯域幅	10 MHz
アンテナ形式	平面フェーズド・アレイ
アンテナ開口	約 0.79 m ² (直径約 1m)
偏波	直線偏波
送信ビーム幅	6 度
空中線利得	26 dBi
ビーム方向	5 方向 (天頂・東西南北 15 度)
パルス繰り返し周期	25 μ s
送信パルス幅	0.33 μ s
距離分解能	50m
方位分解能	1 分
観測高度範囲	100m~2km

ることでアンテナサイズを小さくし車載化されている。このレーダーの主要諸元と外観をそれぞれ **Table 7**, **Photo 3** に示す。今回の観測では時間分解能約 1 分で高度 50m 毎にデータサンプリングを行い高度 200m~1.6km 範囲のデータを取得した。

本報告では盆地霧が発生した主に 11 月 13~14 日についてのミリ波ドップラーレーダーで観測されたエコー強度データからわかる霧の 3 次元構造について述べる。

7.2 解析結果と考察

Fig. 19 にミリ波ドップラーレーダーで得られたエコー強度の高度 100m における水平分布を示す。レーダーサイトからの距離 800m 以内では正しいデータが得られないため欠測としている。本報告ではエコー強度 $-36 \sim -18$ dBZ のデータを特に「濃い霧」と呼ぶことにする。 $-36 \sim -18$ dBZ のエコー強度は粒径数 μ m~数十 μ m におおよそ対応する (浜津ら, 2001)。濃い霧が発生し始めたのが 13 日 23 時

頃で、馬洗川と西城川の合流付近から徐々に霧が広がっていく様子がみられる。

次に計算領域 (レーダーサイトより西に 2km, 東に 4km, 南北方向に 4km の範囲。) 内の濃い霧の割合を高度別に時系列に並べたものを **Fig. 20** に示す。これから、濃い霧は高度が低いところから広がり始め、14 日 0 時頃には高度 200m 以下では計算領域内全体に濃い霧が広がっている。高度 300m では 14 日 3 時頃に約 90% の割合で濃い霧が広がっている。高度 400m 以上ではその比率はあまり高くはなく、濃い霧のほとんどが高さ 300m であることがわかる。また、比率が小さくなるのは高度が高い方からであるので霧が消える際には高い高度から消えていくことがわかる。また、霧の出た他の日 (8, 10 日) についても同様の解析を行った結果、8 日には下層から霧が発生し上層から消えている様子がみられ、14 日と似た結果となっている。10 日は霧の発生・消滅があまりはっきりしないが常に下層の方で霧が広がっている様子が確認できる。

次にエコー強度の鉛直断面より霧の鉛直構造を調べた。**Fig. 21** に示すようにレーダーサイトから北へ 1km の点から方位角 100 度方向への断面 (断面 1), 東へ 1.3km の点から方位角 10 度方向への断面 (断面 2。この断面は S バンドレーダーサイトを通る。) についての断面について調べた。**Fig. 22, 23** にそれぞれの断面を示す。

まず断面 1 は西城川と馬洗川の合流付近から馬洗川に沿った断面であるが、濃い霧発生時にははじめに尾関山駅周辺ではすでに高度 300m ぐらいまで濃い霧が広がっている。また濃い霧が水平距離 2km 付近から西進する様子が見られる。つまり濃い霧は馬洗川に沿って馬洗川と西城川の合流付近まで流れてきている。濃い霧が盆地全体に広がっている時間帯 (14 日 3 時頃) には、霧発生直後のような馬洗川にそって流れ込む様子は見られず、地上付近でできたものが上層へ広がっている。

断面 2 については、霧発生直後には地上付近でできた濃い霧が上層へ広がっている様子がみられている。またその発生源は主に水平距離 0~1km のところで、盆地の底の馬洗川周辺に対応する。また、盆地全体に霧が広がっている時間帯でも濃い霧が地上付近でできてそれが上層へ広がっていく様子が見られる。

以上の結果から、霧発生時には馬洗川に沿って流れ込んできており、下層から上層へ広がっている。また霧が盆地全体を覆っている時間帯には、霧は

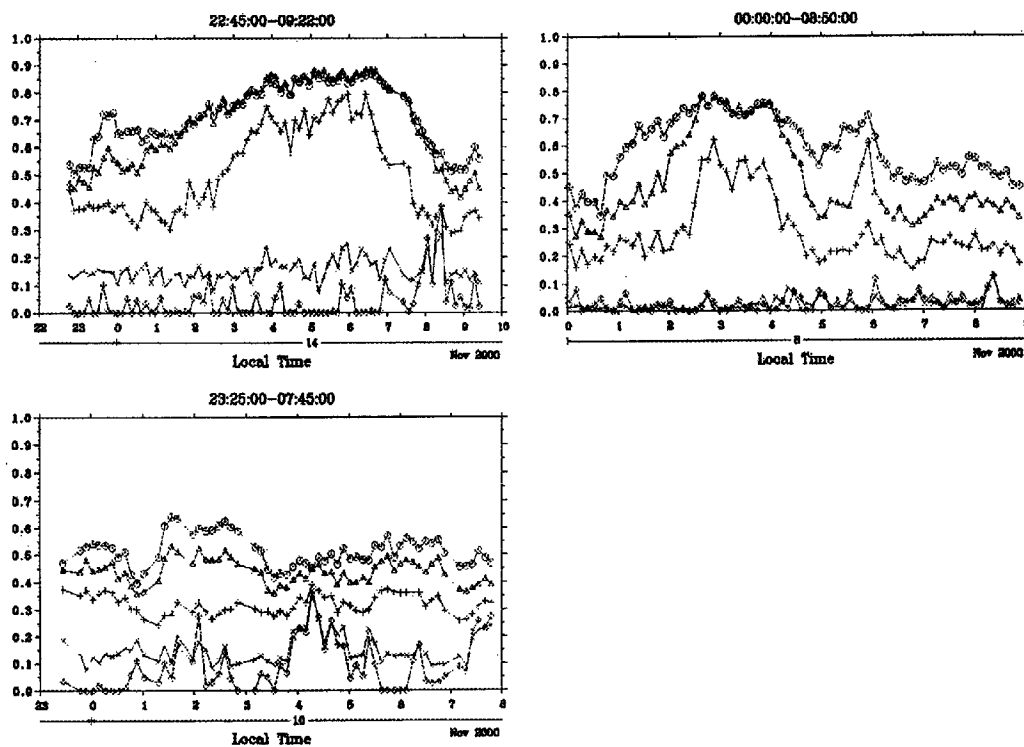


Fig. 20 The occurrence frequency of fogs that appeared at various heights on (a)14, (b)8, and (c)10 November 2000. The occurrence frequency means the ratio of the number of cells with dense fogs to the total number of cells. $\circ$, $\triangle$, $+$, $\times$, and $\diamond$ indicate the data at 100 m intervals in the height range from 100 to 500 m, respectively.

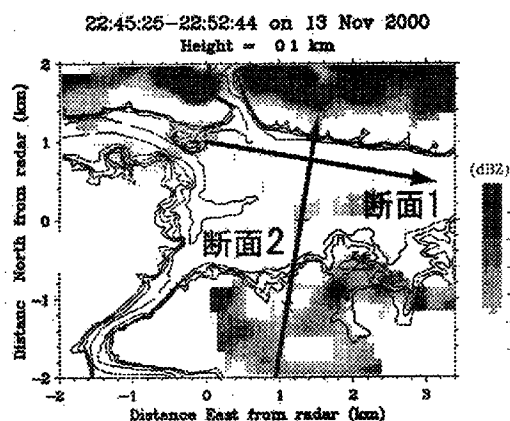


Fig. 21 Data acquisition ranges 1 and 2 for the distance-height sections of Fig. 22 and Fig. 23, respectively. The range 1 is located at 1 km north from the milli-meter-wave scanning Doppler radar, while the range 2 is at 1.3 km east from the radar. These two points are shown by $+$. $\times$ indicates the location of the S-band boundary layer radar.

外からの移流がなく、盆地の底でできた霧は水平にほとんど動かず、上層へ広がっている様子が確認できた。

ミリ波ドップラーレーダーを用いた盆地霧の観測を行った結果、霧発生時には下層から広がり徐々に上層へ広がっていく様子がみられた。この霧は川沿いに盆地の底へ流れ込んでいた。また、盆地全体が霧に覆われるようになると川からの移流は無くなり、盆地の底 (特に川沿い) で発生した霧が上昇していった。今後はミリ波ドップラーレーダーで得られたドップラー速度データを用いて霧粒子の動きを調べてエコー強度データで見られたエコーの動きとの対応を調べる必要がある。

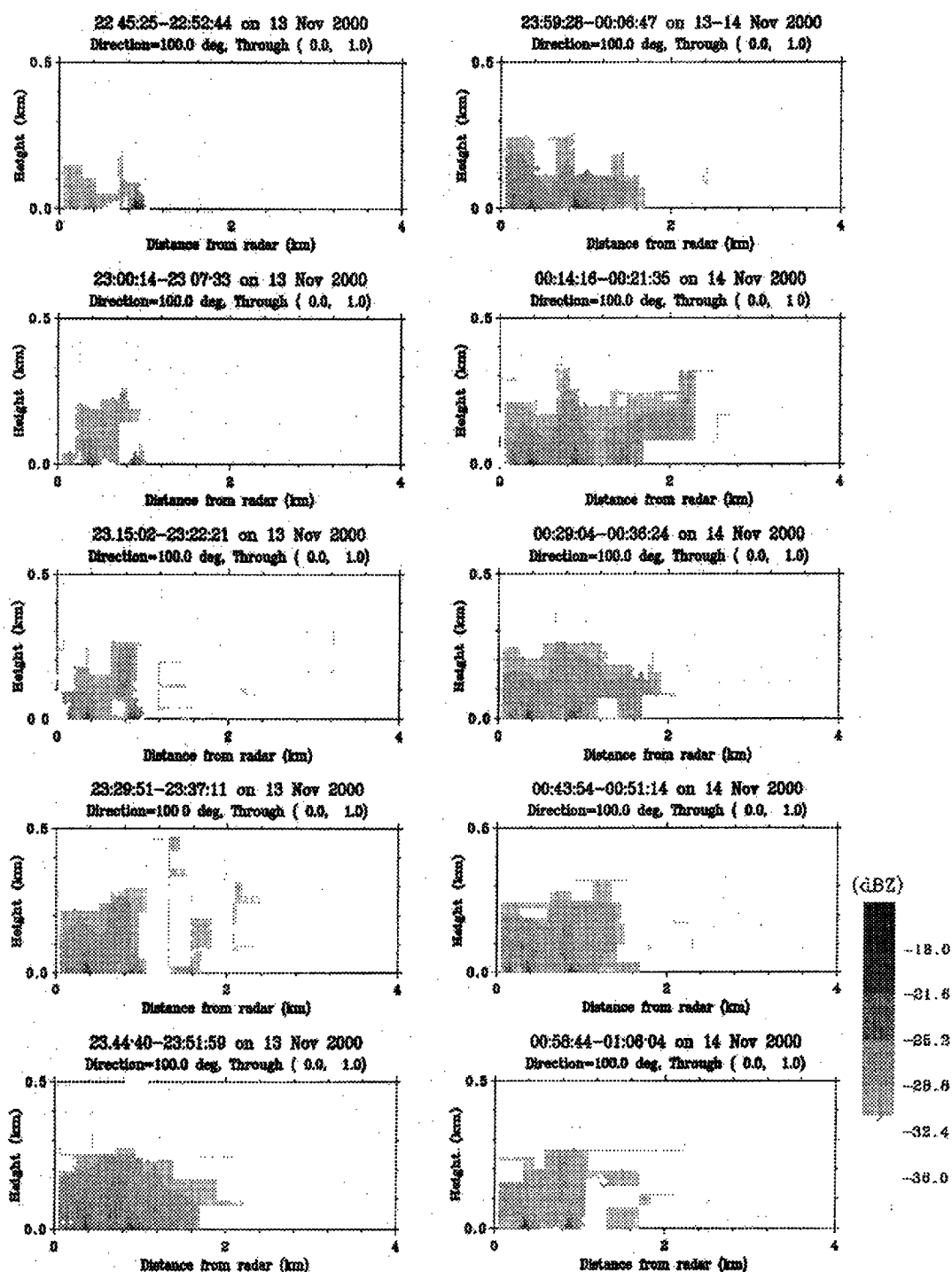


Fig. 22 Vertical distributions of echo intensity observed at the azimuth angle of 100 degrees at 1 km north from the milli-meter-wave scanning Doppler radar during 22h45m JST on 13 to 01h06m JST on 14 November 2000. Each panel is shown every 14 min.

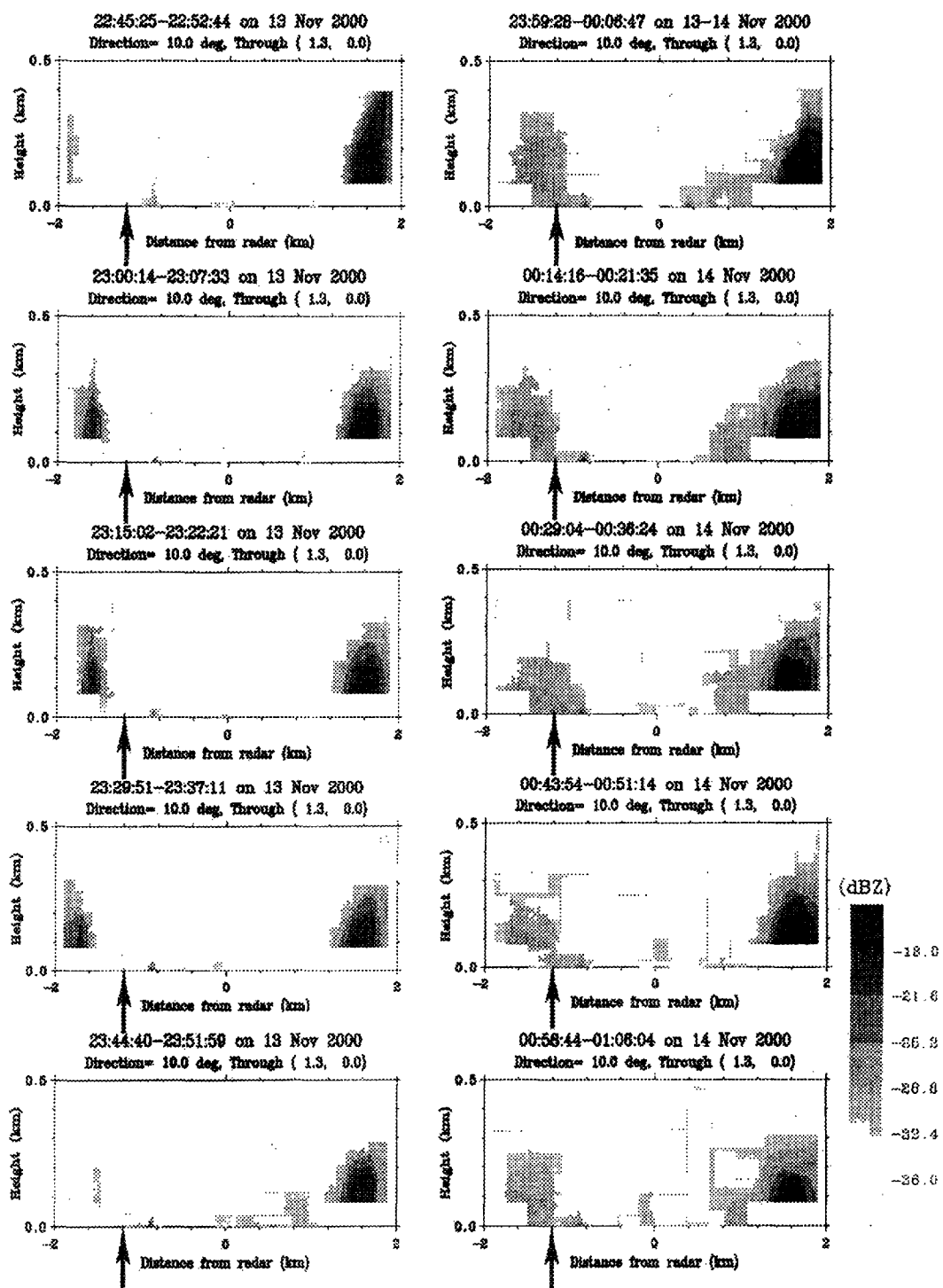


Fig. 23 Same as Figure 6 except for the azimuth angle of 10 degrees at 1.3 km east from the millimeter-wave scanning Doppler radar. The arrow indicates the location of the S-band boundary layer radar.

8. 三次盆地内の広域温湿度分布

8.1 観測の目的

広島県の三次盆地で発生する大規模霧の形成・維持過程を解明する為に、大橋(2000)は3次元領域モデルを用いて局地風及びそれに伴う熱・水蒸気輸送を再現した。その結果、三次盆地の大規模霧の形成には(i)日中、周囲の山で発達する谷風循環と(ii)日没から夜間にかけて盆地内に吹き込む平地-盆地風(Kimura and Kuwagata, 1993)の2種類の局地風による水蒸気輸送が重要な役割を果たしている可能性が示唆された。それに伴う水蒸気変動の大きな特徴として、日没後に盆地内で水蒸気量(比湿)が増大することが挙げられた。数値実験で再現された水蒸気変動が実際に三次盆地内で起こっているか否かを調べる為に、温湿度変化の多点観測を行ったので、その解析結果の報告を中心にして議論を進めていく。

8.2 温湿度観測

2000年11月12~15日までの期間において、三次盆地内の計6箇所で温湿度変化を測定した。観測場所はFig. 24に示されている●印である。以下各観測点を便宜上、口和(Kuchiwa)・君田(Kimita)・作木(Sakugi)・山家(Yamaga)・高宮(Takamiya)・岡田山(Okadayama)とそれぞれ呼称する。口和を除く5地点では、「おんどり RH」(T AND D社製造)という簡易型温湿度計を、口和ではチノー社製造のものをを用いた。設置環境は地上高1ないし2m程度に統一され、かつ自然通風のしやすい場所が選ばれている。Table 8に各地点における推定標高を示す。

(1) 11月12日午後~13日午前 (Fig. 25)

この日はうすい霧が出現したことが確認されているが、いわゆる三次盆地の典型的な大規模霧には相当しない。しかし相対湿度を見てもわかるように、盆地斜面に設置された口和を除く観測点全てで飽和状態の時間帯が記録されている。各地点において霧は発生していないが、地上付近の空気は比較的早い段階から飽和状態にあったものと推測される。特に盆地北西部に位置する作木は16-17時から翌朝9時頃まで飽和状態が長時間にわたって続いている。

(2) 11月13日午後~14日午前 (Fig. 26)

大規模霧発生日に相当する。この日は晴天であり、他の観測日((1)及び(3))よりも地表面の放射冷却

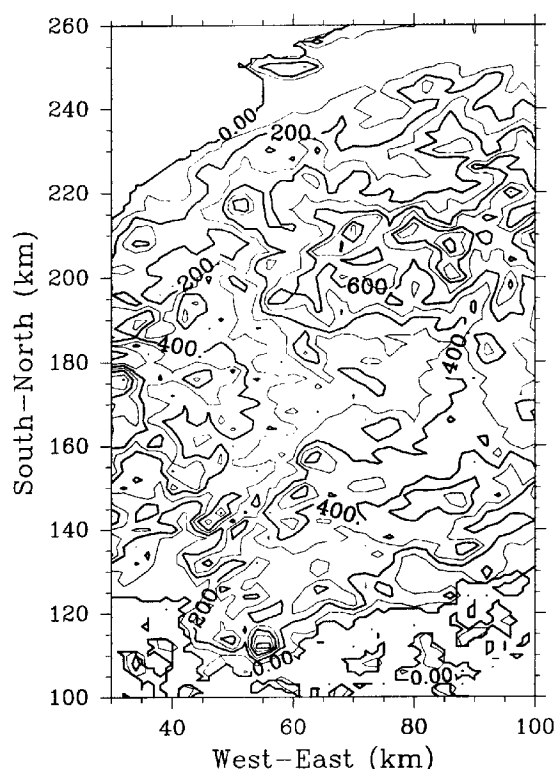


Fig. 24 A map of Miyoshi basin and locations of observation sites

が顕著であった。比較的標高の高い口和と岡田山では未飽和もしくは短時間の飽和が確認されて、霧に覆われていなかったことが予想される。前日の結果を考慮に入れると、飽和開始時刻がそのまま霧発生時刻に対応すると決め付けることはできない。口和・岡田山以外の観測点における飽和開始時刻は作木・山家・君田で18時前後であるが、盆地中央部でのドップラーソーダー観測によると、霧の発生は0時前後に確認されている。

この日において、最も特筆すべき特徴は、飽和開始時刻1時間程度前から露点温度の上昇が確認されることである。つまり霧発生以前に水蒸気量の増加が盆地内で起こっていることを示唆するものと考えられる。

(3) 11月14日午後~15日午前 (Fig. 27)

霧の非発生日である。天候は曇りであり、降雨も観測された。にもかかわらず多くの観測地点で日没前からの飽和状態の継続が確認される。全地点において夜間の気温降下が認められず、地表面の放射冷却がほとんど効いていないことが予想される。岡田山では日没後夜間に乾燥空気の流入が認められるが、

Table 8 Elevations above the mean sea level at observational sites.

Site	Kuchiwa	Kimita	Sakugi	Yamaga	Takamiya	Okadayama
ASL(m)	400	250	200	280	330	650

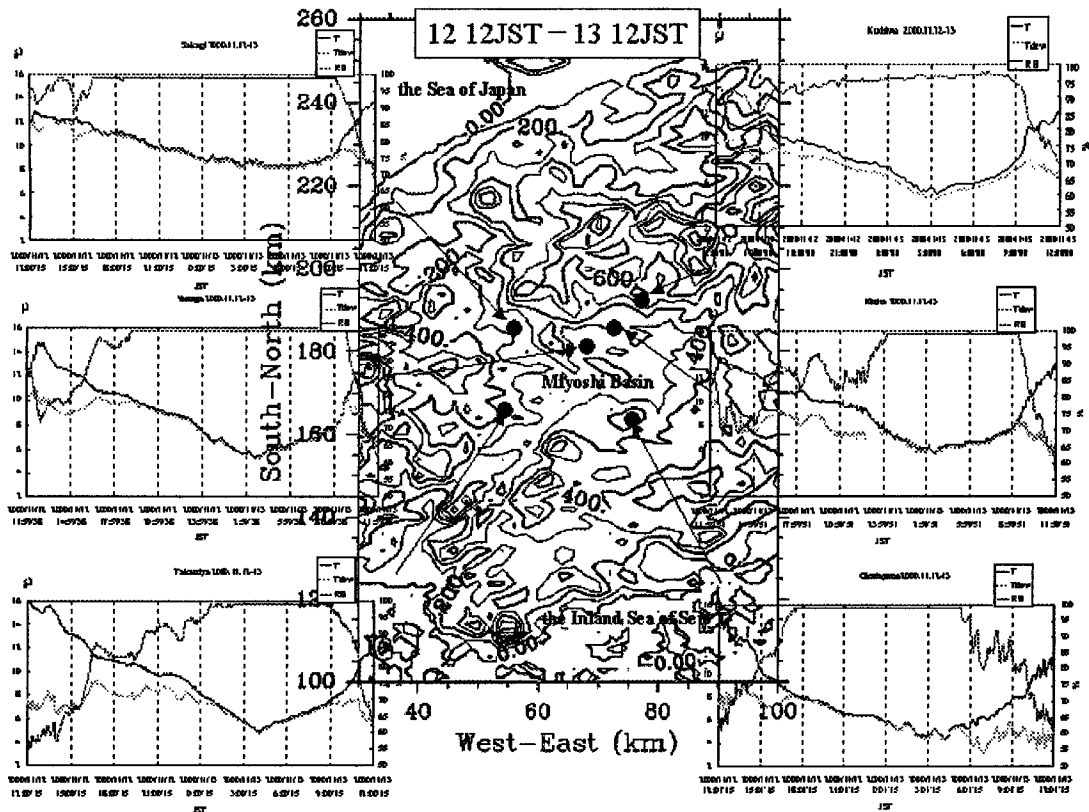


Fig. 25 Temporal variations of the temperature (T), dew point temperature (Tdew), and relative humidity (RH) from 12h00m JST 12 Nov. to 12h00m JST 13 Nov.

原因は不明である。

8.3 数値シミュレーションとの比較と検討

大規模霧が発生した13~14日の観測データからは、盆地内の広範囲にわたって日没前に水蒸気量の増大が認められた。ここでは大橋(2000)の数値シミュレーションではどのような水蒸気量変動が示されたかについて触れていく。数値モデルは典型的なメソスケールモデルのタイプに属するが、凝結過程を含まないものである。初期条件及び境界条件、その他詳細については紙面の都合上、大橋(2000)もしくは田中ら(2000)に譲る。

Fig. 28に計算された比湿の高度別時間変化を示す。各観測点に対応するグリッドポイント上での値である。一目して気付く特徴として、どの地点にお

いても20時前後に最大ピークを持つような時間変動を示しており、地上付近程それが顕在化する。日中は、盆地内で発達する循環によって水蒸気は山岳へと輸送されて結果的に減少傾向にある。ところが15時前後から水蒸気量が盆地内で急激に増加し始める。この急激な増大が冒頭で述べた盆地外から内へと吹き込む平地-盆地風による輸送の結果である(大橋, 2000; 田中ら, 2000)。実測・計算値間で水蒸気量の増大開始時刻を大雑把に比較してみると、作木では15時(観測値)と14時(モデル値)、山家で16時(観測値)と15時(モデル値)、高宮16時(観測値)と15時(モデル値)、君田16時(観測値)と15時(モデル値)、口和で14時(観測値)と12時(モデル値)と、モデル値の方が1時間程度早いものの良い対応関係にある。ただし、岡田山ではその変動の

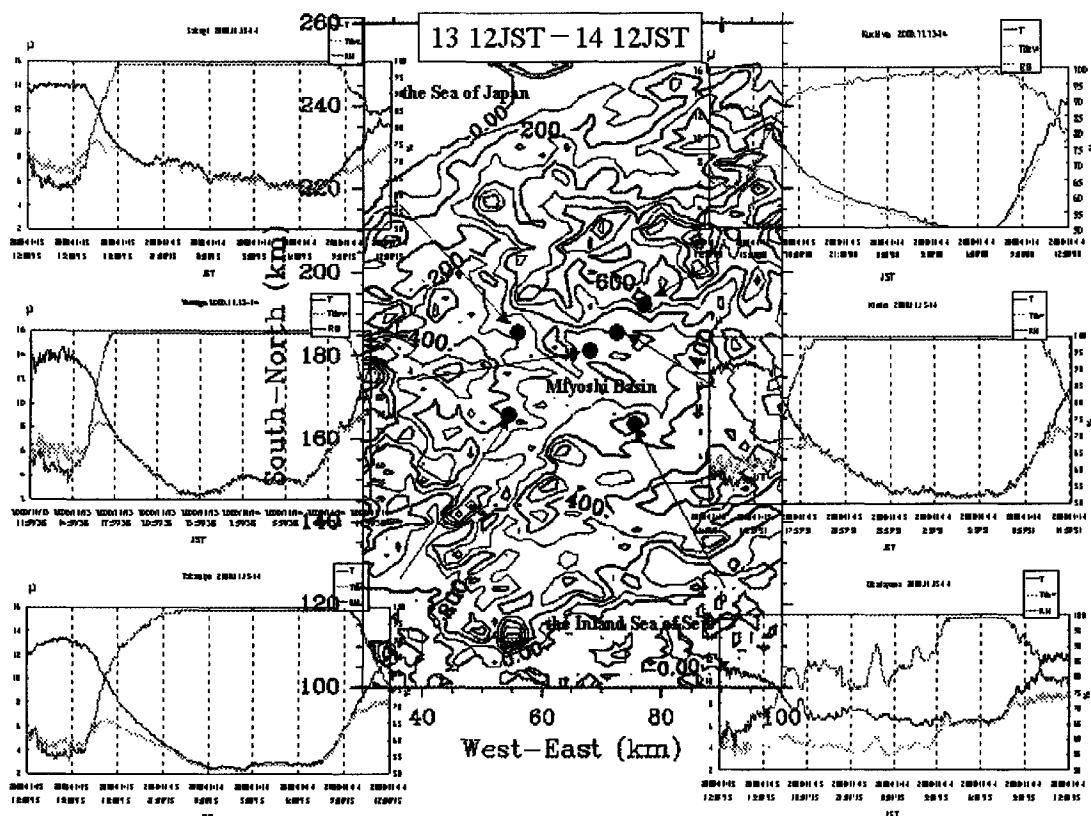


Fig. 26 The same as Fig. 25 except from 12h00m JST 13 Nov. to 12h00m JST 14 Nov.

特徴自体が異なっている。これはモデルの解像度の影響で岡田山の山スケールを適切に表現できていないことが主たる原因かと考えられる。

もう一つ注目すべき点は、夜間のモデル値の減少である。観測事実からは、日没後の水蒸気量の減少は凝結に伴う霧粒への相転移及び地表面への沈着が主な原因と考えられている。モデルではそのような過程を含んでいないにも関わらず、急激な減少が見られる。これは平地－盆地風の衰退と深く関係していると思われるが、その詳細は残念ながら明らかではない。

以上、三次盆地における広域温湿度観測と数値シミュレーションの比較・検討結果の主な結論は、以下のように述べることができる。

1. 大規模な霧が発生したと思われる 11 月 13～14 日には、14～16 時に岡田山を除く全地点で 2°C 程度の露点温度の上昇が見られた。これは日没前から盆地内の水蒸気量が増大傾向にあることを示す。このような特徴は会津盆地での霧発生日にも確認されており (山本と小山田, 2000), 盆地特有の現象である可能性が示唆される。

2. 上述の水蒸気量の増大は数値シミュレーションからも確認された。シミュレーション結果の解析からは、平地－盆地風という盆地特有の局地風による輸送過程でその変動が得られることがわかっており (大橋, 2000), 実測の変動も平地－盆地風によってもたらされたものなのかもしれない。しかしながら、現時点では地上風データが空間的に密に得られていないこともあって残念ながら明らかではない。

3. 霧が発生していない日でさえ、湿度が 100% に達する地点が多数見られた。このような事実が他の観測班によっても確認されており、この時地上付近の空気は飽和状態になっていることが考えられる。その後霧が発生するか否かは地表面の放射冷却量に依る。

今後の課題として、本研究のキーワードとも言える平地－盆地風の有無を確認する為にアメダス、ドップラーソーダーなどの風データの検討を行うことが挙げられる。

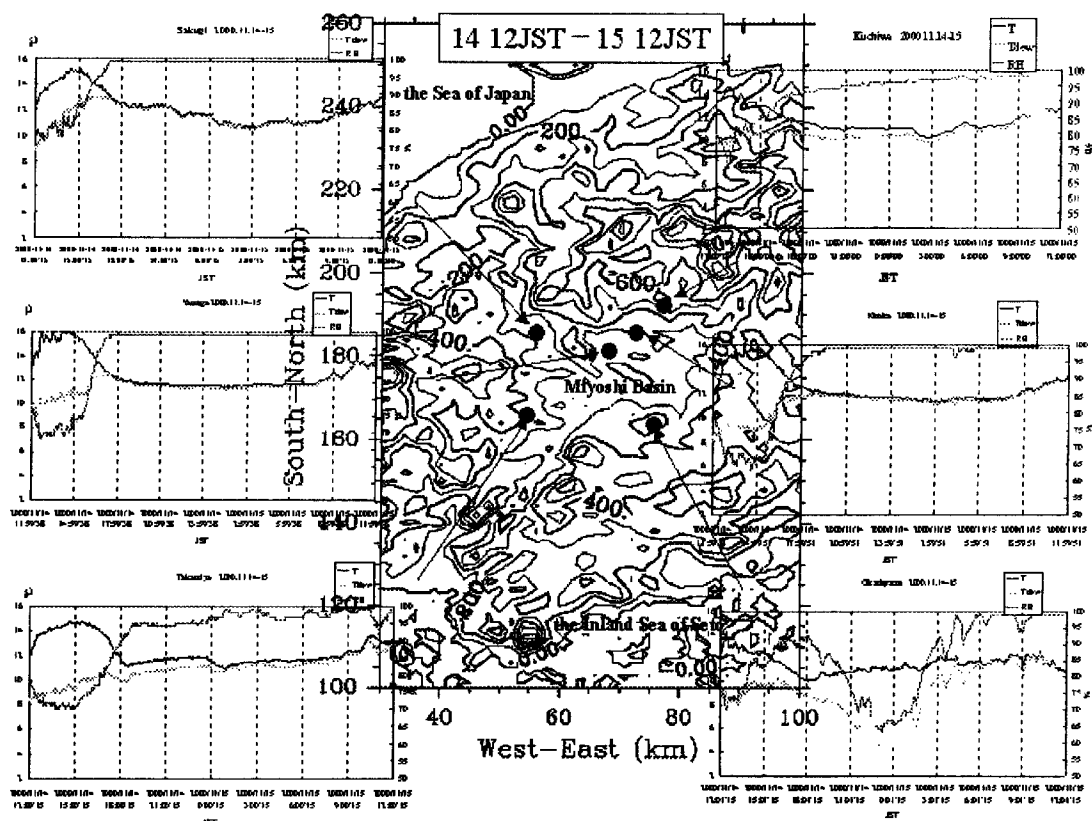


Fig. 27 The same as Fig. 25 except from 12h00m JST 14 Nov. to 12h00m JST 15 Nov.

9. おわりに

今回の集中観測は、1999年10月とはほぼ同じ観測を行うほか、霧水についてのより詳しい観測およびミリ波レーダー・境界層レーダーによる観測が加わり、さらに総合的な観測が行われた。天候には必ずしも恵まれなかったが、結果的には多様な霧の実態を観測できたといえる。本研究で得られた主な結果をあらためて整理しておく。

1. 霧の動態についての目視、カメラ、ビデオカメラによる観測によると、今回観測された6回の霧はその発達の仕方が4つのタイプに分類することがわかった。これらの動態観測から盆地霧の発生が局地的な地形に関係するものと広域的な地形に関係するものとならなり、気象条件の影響の受け方も両者で異なる可能性が推定された。
2. 霧水が採取されたのは1日だけであったが、霧の酸性化にかかわりの深い硝酸ガスとアンモニウムガスが霧粒に取り込まれる過程が詳しく調べられた。その結果、硝酸ガスは霧あるいはも

や程度でも全て取り込まれるのに対し、アンモニウムガスは霧が十分の発生した状態で取り込まれることがわかった。

3. 赤外線熱画像装置と熱映像温度計による霧の動態と地表面および霧面の温度分布の観測と、盆地底から高谷山展望台にいたる斜面で温度と湿度の観測が詳細に行われた。その結果、霧の移動、出現高度、消滅状況などが詳しくとらえられるとともに、これらの霧の動態と山の斜面や霧の表面温度、山の斜面の相対湿度と水蒸気分布およびその時間変化とも対応していることが再び確認された。放射冷却の大きさや風向の違いなどによって発生時間、霧の濃度、発生場所、霧の動きなどが変化した。盆地底部での霧の生成と、各河川周辺部からの霧の流入とはどの日も共通してみられた。
4. 霧発生日と非発生日の境界層構造について、ドップラーソーダによる上層風観測、気塔による乱流観測および盆地底での温湿度計測の結果を比較したところ、風のデータには際立った違いはみられなかったが、霧発生日には霧の上面付近

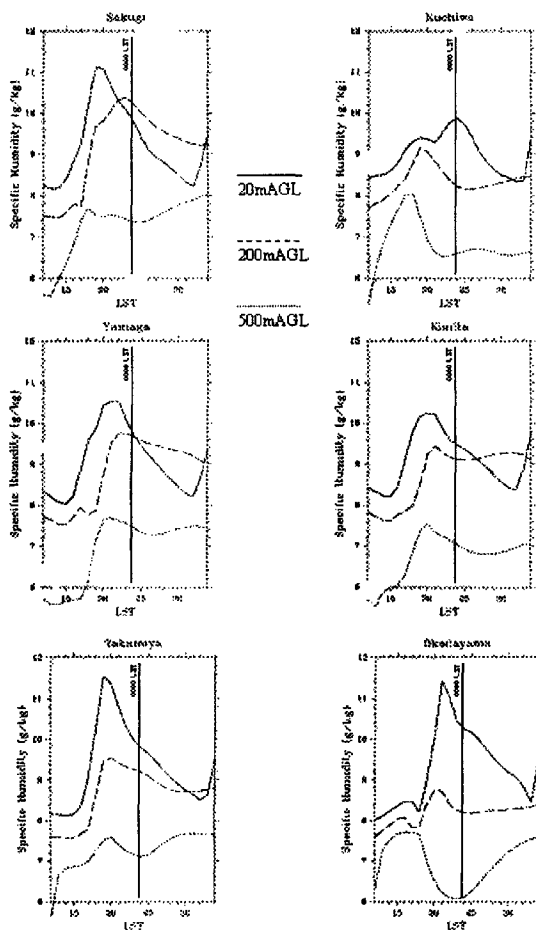


Fig. 28 Temporal variations of the calculated specific humidity at the grid-points corresponding to each observational site. Those at heights of 20 (solid lines), 200 (dashed lines), and 500m (dotted lines) above ground level, are indicated.

の高度に強エコー域が出現し、霧層内の高度の鉛直混合も大きくなることがわかった。また霧発生日には夜半頃までの気温の降下率が大きいこと、日没頃に水蒸気濃度が急増すること、さらに約30秒前後の持続時間をもつ冷たく乾燥した上昇流が間欠的に出現し、下向きの水蒸気フラックスを生じることなどがわかった。

5. 係留ゾンデによる温度・水蒸気・風の観測結果を2年間について整理した結果、濃い霧が発生する日には共通した鉛直分布と時間変化をすることがわかった。夕方から夜半にかけて逆転層の発達と水蒸気増加がみられる。霧が発生する前後から等温的な分布に変わり、比湿が減少しはじめる。霧が発生すると霧の上面付近で最も

気温が低い温度構造になり、相当温位一定の成層になる。比湿はさらに減少を続ける。弱風層まで霧の領域となる。風については共通した特徴は見出せなかった。

6. 今回はじめて行ったオゾン観測によると、典型的な霧発生日のオゾン濃度は昼間には自由対流圏濃度に近かったものが、18時頃に急激に減少し、21時までにはほぼ0になるという変化をすることがわかった。
7. ミリ波ドップラーレーダーによる霧の内部構造の3次元的観測がはじめて行われ、霧が下層から上層に広がっていく様子や川沿いの霧の流れが明瞭にとらえられた。盆地全体が霧に覆われるようになると、川からの移流は無くなり、盆地の底で発生した霧が上昇する動きが観測された。
8. 三次盆地内の広域的な温湿度分布の観測の結果、大規模な霧が発生した日に山頂の地点を除く全地点で14~16時に2℃程度の露点温度の上昇がみられた。これは日没前から盆地内の水蒸気が増大傾向にあることを示している。この水蒸気量の増大は数値シミュレーションからも確認されている(大橋, 2000)。

今回の研究成果は前回の成果を確認するとともに、新たな観測による成果も付け加わり、今後のわが国における盆地霧研究の基礎となるものである。しかし先の報告(田中ら, 2000)と同じく、個別に行われた研究成果をまとめた段階であり、それらの成果の相互の関連性などについてはまだ十分な解析や検討を行ったとはいえない。今後の大きな課題である。そのほかに今回の観測で明らかになった今後の課題を示しておく。

1. 盆地霧が多くの機構の組み合わせとして生じている可能性が示された。今後、個別の機構を解明するとともに、全体的な機構についての検討が必要だと思われる。
2. 霧水の形成過程とその化学組成変化についてはさらに多くのデータを得ることが望まれる。
3. 赤外線熱画像装置と熱映像温度計は霧の実態をとらえる上で、画期的な観測機器であることがさらに明らかになった。得られた多くのデータをいかに処理するかが今後の課題だといえる。
4. ドップラーソーダと乱流および気象観測を組み合わせた観測は、霧層内部の鉛直混合やフラックスの実態をはじめて明らかにした。霧層の

内部構造をより明確にするには低高度（盆地～100m 程度）の大気成層の情報および 100～300m の層における時間分解能の高い気温・水蒸気データを得る必要がある。

5. 係留ゾンデ観測については、さらに観測事例を増やして行くと同時に、乱流輸送の観測・霧水量の鉛直分布の見積もりなど新しい観測をデザインしていく必要がある。
6. ミリ波ドップラーレーダーは霧層内部の 3 次元構造の観測を可能にした。今回は 1 回しか観測ができなかったが、今後観測データを蓄積することによってこれまで解明できなかった多くの問題が解決できることが期待される。
7. 盆地全体の広域的な温湿度分布の観測結果は、大橋 (2000) による 3 次元領域モデルを用いたシミュレーション結果の妥当性を裏付けた。sub-grid scale の凝結過程を取り入れたモデルに改良することや、一般風の効果に対する検討などは引き続き課題である。

2 回にわたる総合的な観測を中心として、三次盆地の霧について多方面から研究を行ってきた。今後、これまでに得られた観測結果の解析をさらに進めるとともに、残された課題にも取り組んでいきたい。

謝 辞

現地観測を遂行するにあたり、観測場所を提供していただき、長期の観測に全面的に御協力いただいた、広島県立林業センターおよび NTT 西日本三次支店の関係者の皆様に感謝し、お礼申し上げます。また、データを図示するにあたり、地球流体電腦ライブラリ (<http://dennou.gaia.h.kyoto-u.ac.jp/arch/dcl/index.html>) を利用させていただきました。

参考文献

- 岩田徹・林泰一・伊藤芳樹 (2000): 三次盆地におけるドップラーソーダによる風観測. 盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究, 京都大学防災研究所一般共同研究 1999 年度 11G-5 報告書, 京都大学防災研究所, pp. 25-66.
- 小川利紘 (1991): 大気の物理化学 - 新しい大気環境科学入門 -, 第 II 期気象学のプロムナード, 東京堂出版, 224pp.

大橋唯太 (2000): 三次盆地における局地循環の動態—数値実験—, 盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究, 京都大学防災研究所一般共同研究 1999 年度 11G-5 報告書, 京都大学防災研究所, pp. 81-92.

田中正昭・宮田賢二・米谷俊彦・林泰一・伊藤芳樹・堀口光章・寺尾徹・岩田徹・大橋唯太 (2000a): 盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究, 京都大学防災研究所一般共同研究 1999 年度 11G-5 報告書, 京都大学防災研究所, 92pp.

田中正昭・宮田賢二・米谷俊彦・林泰一・伊藤芳樹・堀口光章・寺尾徹・岩田徹・大橋唯太 (2000b): 三次盆地における霧の集中観測, 京都大学防災研究所年報, 第 43 号 B-1, pp. 185-209.

田中正昭・宮田賢二・米谷俊彦・林泰一・伊藤芳樹・堀口光章・寺尾徹・岩田徹・大橋唯太・大原真由美・宮下晃一・橋口浩之・手柴充博 (2001): 盆地における局地循環と霧発生との関連, 京都大学防災研究所一般共同研究 2000 年度 12G-16 報告書, 京都大学防災研究所, 印刷中.

寺尾徹・田中正昭・堀口光章 (2000): 係留ゾンデによる気温, 比湿および風の鉛直分布測定, 盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究, 京都大学防災研究所一般共同研究 1999 年度 11G-5 報告書, 京都大学防災研究所, pp. 67-79.

浜津享助・若山俊夫・渡邊伸一郎・橋口浩之・深尾昌一郎 (2000): 雲霧観測用 ka バンドドップラーレーダーの開発, 電子情報通信学会論文誌, J83 号-B, pp. 554-566.

浜津享助・若山俊夫・橋口浩之・田中久理・深尾昌一郎 (2001): 雲霧観測用 ka バンドドップラーレーダーの初期観測評価, 電子情報通信学会論文誌, J84 号-B, pp. 582-593.

米谷俊彦・宮下晃一・中戸孝子・宮田賢二・田中正昭 (2000): 熱映像温度計による三次盆地および霧面の温度分布の観測, 盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究, 京都大学防災研究所一般共同研究 1999 年度 11G-5 報告書, 京都大学防災研究所, pp. 13-23.

宮田賢二 (1994): 三次盆地の霧の研究, 溪水社, 255pp.

宮田賢二 (2000): 地上気象観測及び霧観測結果について, 盆地における霧の発生及び維持機構とその予知に関する研究, 京都大学防災研究所一般共同

- 研究 1999 年度 11G-5 報告書, 京都大学防災研究所, pp. 3-8.
- 山本哲・小山田一夫 (2000): 会津盆地における局地的濃霧の発生—1998 年 12 月 1 日の例—, 気象庁研究時報, Vol. 52, pp. 17-30.
- Cotton, W. R. and R. A. Anthes (1989): *Storm and Cloud Dynamics*, Academic Press, 883pp.
- Kimura, F. and T. Kuwagata (1993): Thermally induced wind passing from plain to basin over a mountain range, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 32, pp. 1538-1547.
- Kondo, J., T. Kuwagata, and S. Haginoya (1989): Heat budget analysis of nocturnal cooling and daytime heating in a basin, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 46, pp. 2917-2933.

Intensive Fog Observations over the Miyoshi Basin (Part II)

Masaaki TANAKA, Kenji MIYATA*, Toshihiko MAITANI**, Taiichi HAYASHI, Yoshiki ITOH***, Mitsuaki HORIGUCHI, Toru TERAOK****, Toru IWATA*****, Yukitaka OHASHI*****, Mayumi OOHARA*****, Koichi MIYASHITA**, Hiroyuki HASHIGUCHI*****, and Michihiro TESHIBA*****

*Hiroshima Prefectural Women's University, **Research Institute for Bioresources, Okayama University, ***Kaijo co. Ltd., ****Faculty of Informatics, Osaka Gakuin University, *****Faculty of Environmental Science and Technology, Okayama University, *****Graduate School of Science, Kyoto University, *****Hiroshima Prefectural Institute of Public Health and Environment, *****Radio Science Center for Space and Atmosphere, Kyoto University

Synopsis

In November 2000, we conducted the second year intensive observation of the fog over the Miyoshi basin of Hiroshima Prefecture with a lot of classes of observational instruments. Under the changeable synoptic meteorological conditions, various types of fog formations could be observed. While fogs were formed partly in the basin, some fogs developed in the surrounding hill foot, flowed down, and merged into the fogs in the basin. It was confirmed that the fog appearances well agreed with the observations of the winds, temperatures, and humidities in the fog layer, on the fog surface, and on the grounds. The water vapor increased from several hours before the fog formation (14-16JST to 18-21JST). This fact supports the result of the numerical model shown in our previous work (Tanaka et al., 2000a).

Keywords: Miyoshi basin; fog formation; Doppler SODAR; milli-meter-wave Doppler radar; thermo-tracer; tethered sonde; regional atmospheric model; turbulent fluxes