

三次盆地における霧層の鉛直構造の観測と 盆地スケール局地循環の数値シミュレーション

寺尾 徹*・大橋 唯太**・田中 正昭***・堀口 光章***

* 大阪学院大学情報学部, ** 産業技術総合研究所, *** 京都大学防災研究所

要 旨

三次盆地における霧発生日の水蒸気の動態について、係留ゾンデ観測と数値実験によって考察した。盆地底の地上から 300m ほどの領域では水蒸気量が午後から増加し、21 時頃にピークを迎える。こうして三次盆地の盆地には、300m ほどの厚みを持った水蒸気が豊富な気層が出現する。霧層はこの水蒸気が豊富な気層と対応して生じている。数値実験の結果から、三次盆地付近には平地—盆地風 (Kimura and Kuwagata, 1993) がみられること。そしてこの風系によって、盆地内外の地表から供給されて昼間は山間部上空に蓄積された水蒸気が、夕刻になると盆地中心部へと収束し、盆地内下層に数 100m の厚みを持つ水蒸気が豊富な気層が作られうることが示された。

キーワード：霧、水蒸気、三次盆地、平地—盆地風、数値実験

1. はじめに

我々は、1999 年 10 月および 2000 年 11 月に、広島県三次盆地の広島県立林業技術センター構内において、三次盆地における霧の特性を明らかにするために、集中観測を行った。本霧集中観測の目的と概要については、田中ら (2000a, b, 2001) にまとめられたとおりである。

この報告の主要な目的は、特に水蒸気の動態に注目しながら、観測結果と数値実験の両面から、三次盆地における霧の特性を考察することである。2. では、霧の出現前後における盆地内の大気鉛直構造の日変化を明らかにする目的で行われた、係留ゾンデ観測結果を中心に、集中観測期間に行われたそれ以外の観測結果とも比較しながら、霧発生前後の三次盆地における大気構造の特徴について、わかったことをまとめる。3. では、三次元数値モデルを用いてより広域な風系や水蒸気輸送の数値実験を行い、特に、霧をもたらす水蒸気の供給源について考察した結果をあわせて報告し、係留ゾンデなどで得られた観測結果と比較して議論する。

2. 霧発生状況下における大気鉛直構造の観測

係留ゾンデ観測は、三次盆地中心部にある広島県立林業技術センター構内にて行われた。観測時刻は原則として、1999 年には 18 時から翌朝 6 または 9 時まで、2000 年には 15 時から翌朝 6 または 9 時まで 3 時間ごとに行われた。観測は条件のよい日を選んだ行われたが、1999 年には 10 月 22-23 日, 24-25 日, 25-26 日, 28-29 日, 30-31 日の 6 日分、2000 年には 11 月 9-10 日, 10-11 日, 12-13 日, 13-14 日, 14-15 日の 5 日分行った。計測に用いたのは、AIR 社製係留ゾンデである。気圧、乾球・湿球温度とそれらから計算した相対湿度、そして風速風向のデータを約 10 秒ごとに受

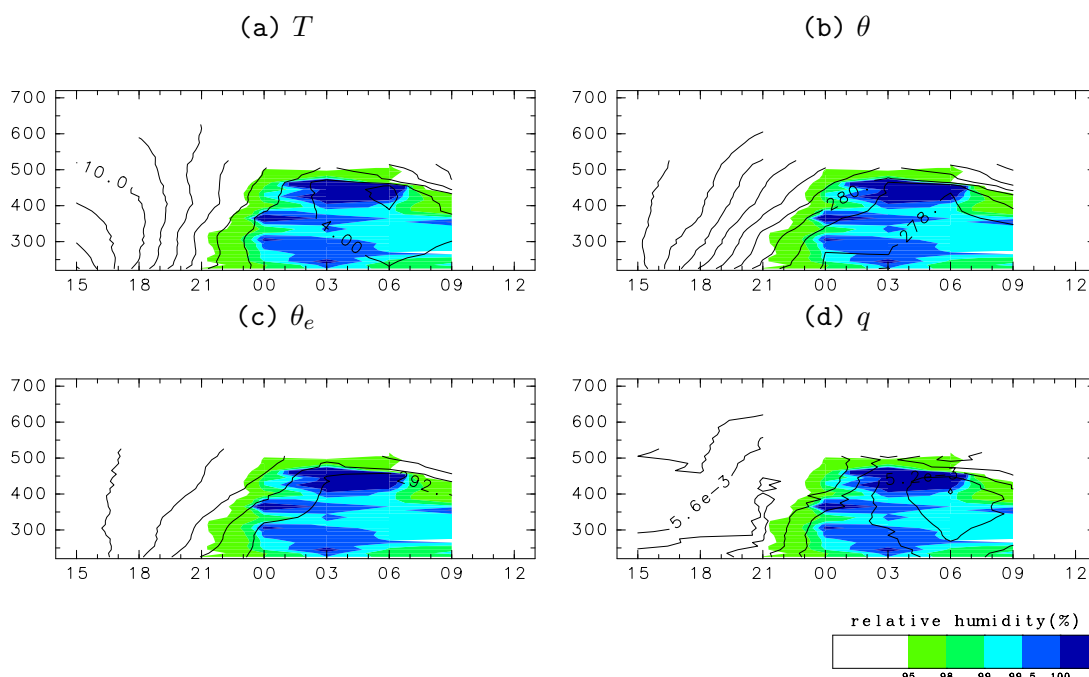


Fig. 1 2000年11月13-14日の係留ゾンデ観測から得られた、(a) 気温 T , (b) 温位 θ , (c) 相当温位 θ_e , (d) 比湿 q (g/g) の鉛直分布の時間変化。縦軸は海拔高度 (m)。横軸は時刻 (JST)。相対湿度 95%以上の領域を陰影であらわしている。

信機を通じてパソコンに取り込んだ。ゾンデの測器は、アスマン通風温度計を用いて補正した。前後の記録と比較して明らかにエラーと思われる記録を目視によって検出し、削除した。

ゾンデの高度は、放球前を地上約 1.5m として、それ以降の記録から静水圧近似の式を利用して逐次推定した。相対湿度は、寺尾ら (2000) に示した計算式を用いて、キャリブレーションをしたゾンデの乾球・湿球温度と気圧から計算して求めた。水蒸気圧・飽和水蒸気圧・比湿・相当温位なども求め、考察に用いた。気圧計の故障などの問題についての対処法は、寺尾ら (2000) にある通りである。より詳しい霧の係留ゾンデ観測結果については、寺尾ら (2000, 2001), を、参照されたい。

本報告では、1999年と2000年を通じた代表的な観測結果を用いて、三次盆地における霧発生前後の大気鉛直構造の日変化についてまとめる。霧が発生した日のうち、典型的なケース (宮田, 2001) でかつ質のよいデータが得られた日である、2000年11月13-14日の観測結果を **Fig. 1** に示す。林業技術センターでの目視観測、高谷山からの赤外線熱画像装置による観測 (米谷ら, 2001)、ミリ波レーダーによる観測 (手柴ら, 2001)、地上における相対湿度観測 (岩田ら, 2001) などを総合すると、三次盆地中心部ではこの日、22時ころから所々で霧が発生、あるいは流入しはじめ、0時頃までに盆地一帯を深い霧が覆うに至っている。一方、2000年11月14-15日 (**Fig. 2**) には上空に雲があり、冷え込みが弱く、霧は発生しなかった (宮田, 2001)。この日のケースについても考察を加え、霧の発生の条件について議論する。

まず **2.1**, **2.2** では、2000年11月13-14日の観測結果に基づいて、霧の発生したケースに一般的に見られる特徴を、霧の確立以前、それ以降を対比させて考察する。次に、**2.3** では、霧の発生しなかった2000年11月14-15日のケースについて、霧の発生したケースと対比させながら考察する。

14-15 Nov. 2000

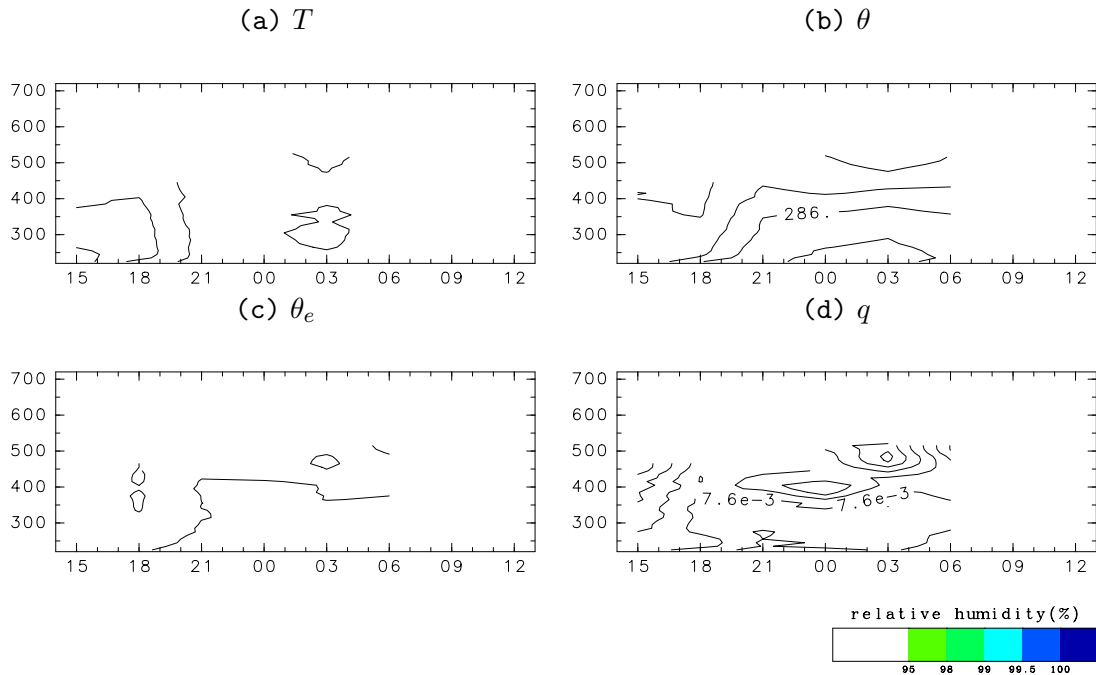


Fig. 2 Fig. 1と同じ。ただし、2000年11月14-15日のケース。

2.1 霧発生日：濃い霧の確立まで

比湿の鉛直構造 (Fig. 1d) について考察する。いずれのケースについても、15時から21時にかけて下層から比湿が増加している。比湿の増加がみられる層は地上から約200-300mに渡っており、最盛期における霧の厚さと対応している。ところが21時から0時にかけて、比湿の減少がみられるようになる。比湿の減少は、下層からはじまっているように見える。その結果比湿のピークは、地表付近では18時頃に、地上50-300m付近では21時頃になる。

水蒸気の増加は、水蒸気を豊富に含んだ気塊が外部から流入したことによるものと考えられる。この点については、3. でより詳しく議論する。また、下層からの水蒸気減少は、大気冷却 (Fig. 1a) に伴う飽和比湿の減少によって、水蒸気が凝結して大気から除かれているものと考えられる。

なお、米谷ら (2001) による高谷山斜面における水蒸気圧高度分布測定によると、18時ごろからすでに全層にわたる水蒸気圧の減少が見られる。同様の変動は、岩田ら (2001) による盆地底高度15m, 60mにおける湿度観測、大橋 (2001) によって解析された盆地内各点における地上湿度観測の結果にもみられる。すなわち、地表付近における水蒸気ピークは、斜面・盆地底に関わらず18時頃にみられる。これは、地表面に近い斜面における状況と、境界層大気内における状況との間には、同じ高度であっても違いがあることを示している。斜面付近の空気は、斜面下降流によって盆地底の大気を形成するものと考えられ、この違いを考察することは有益である。今後の課題である。

相当温位 θ_e の鉛直構造 (Fig. 1c) を調べる。霧発生以前については相当温位が下降つづけ、21時頃にははっきりとした成層構造が完成する。相当温位の下降は下層の方が大きい。気温の下降に伴い飽和比湿が減少し、0時ころまでに霧の発生に至る。

接地逆転層は、18時頃には、150mほどの厚さで確立している (Fig. 1a)。21時には更に厚みを増し、地上400mほどの範囲内はほぼ逆転層となっている。このころから、地表から100m強ほど

Table 1 モデルの実験条件

CASE	特徴
Control CASE	現実的
NoSea CASE	海を田園に変え、海風が起こらないようにした
NoLHin CASE	盆地内での地表からの潜熱供給なし (ただし、地表熱バランスは崩さない)
NoLHout CASE	盆地外での地表からの潜熱供給なし (ただし、地表熱バランスは崩さない)

の間では逆転は弱まってきており、通常の接地逆転層と異なる特徴を見せる。その後霧の生成に至るにつれ、逆転層は霧層内において崩壊する。

2.2 霧発生日：霧の確立以降

霧の発生以降の大気鉛直構造は、霧の上面における強い冷却と、湿潤断熱成層によって特徴づけられるものとなる (Fig. 1a, c)。霧の上面における冷却とそれに伴う飽和気層中における鉛直混合が、このような大気鉛直構造の形成につながっていると考えられる。霧の発生以降、霧層内の気温、相当温位は一定の割合で下降し続けている。

なお、霧層の厚さと、21 時頃をピークにして増加した水蒸気量の多い層とがよく対応している。すなわち、21 時頃までに確立した水蒸気量の多い層に対応して霧が発生している。

2.3 霧非発生日の一例

霧がほとんど発生しなかった日の一例として、2000 年 11 月 14-15 日のもの (Fig. 2) を取り上げる。霧非発生日と言っても特徴は様々である。この節は、霧非発生日の一般的特徴を論じることを目的としたものではない。

この日は、冷え込みが弱い (Fig. 2a) ことから飽和に達することなく、霧は発生しなかった。しかし、21 時頃までの変動には他の霧発生日と似通った特徴が指摘できる。

比湿 (Fig. 2d) は、21 時頃まで下層 150m くらいの範囲で増加している。しかし、比湿の最大値が地表付近でも 18 時頃ではなく 21 時頃になるなど、霧発生日とは微妙な違いがある。なお、米谷ら (2001) によるこの日の高谷山斜面の水蒸気圧観測結果によると、18 時頃に比べて 21 時頃の方が水蒸気圧が全般的に高い。霧発生日 (2000 年 11 月 13-14 日) よりも、地面付近の水蒸気量は遅れて最大値をとっている。

相当温位 (Fig. 2c) は、やはり 21 時頃に向けて下層から減少している様子が見られる。しかし、その後はほとんど変化しないまま翌朝を迎えた。15 時頃から翌朝に至るまで、相当温位は全層にわたってほとんど一様であった。この点で、この日の大気鉛直構造はきわめて特徴的である。比湿 (Fig. 2d) と温位あるいは気温 (Fig. 2a, b) は必ずしも一様でないにもかかわらず、両者の変動がよく相殺しあって一様な相当温位の気層を見かけ上維持している。

3. 局地循環の数値実験

3.1 数値実験の概要

三次盆地における霧の発生に対する局地循環の影響を明らかにするために、数値モデルを用いた局地循環日変化の数値実験を行った。特に、霧の生成に重要な役割を果たす水蒸気の供給源に着目する。

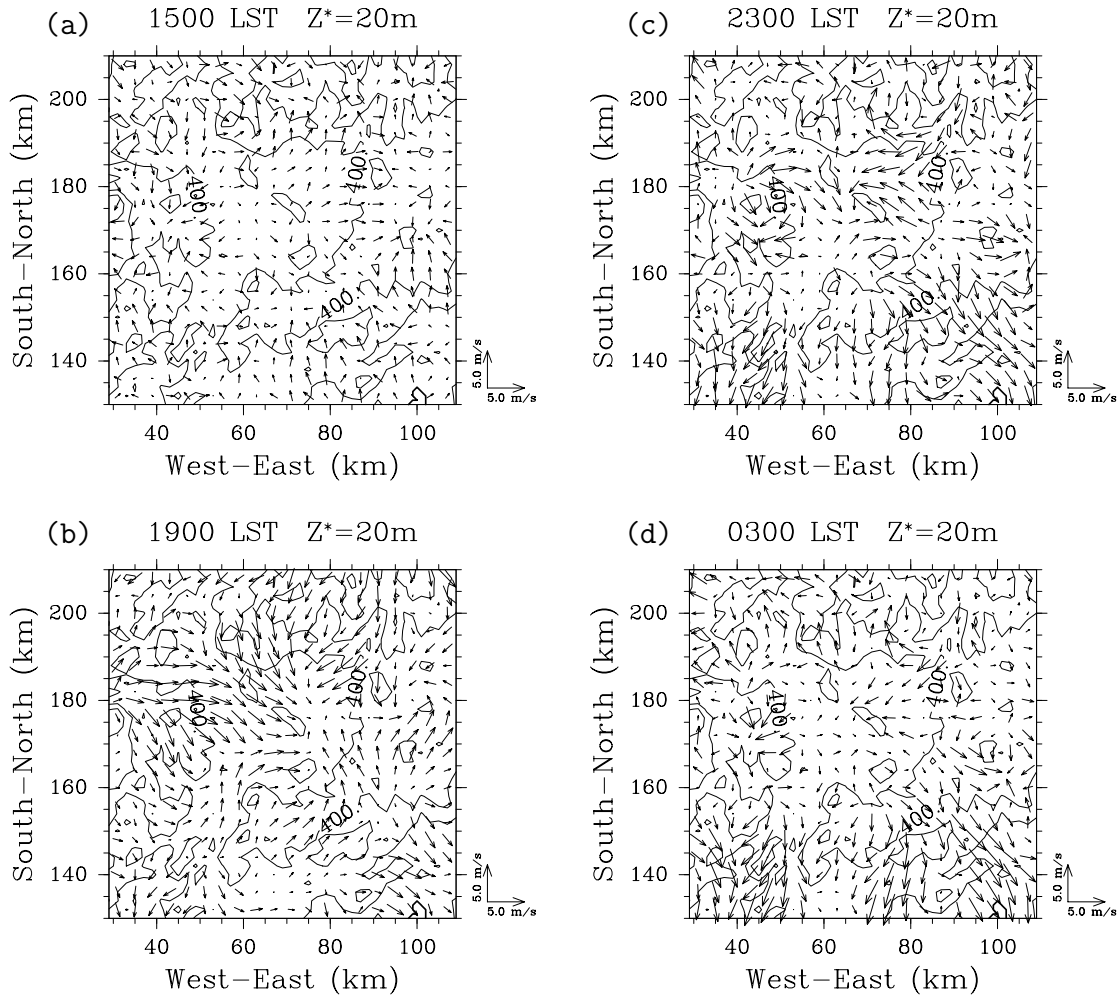


Fig. 3 モデルで計算された $z^* = 20\text{m}$ での風ベクトルの水平分布図。(a)15時、(b)19時、(c)23時、(d)3時の値。

数値モデルには、Ohashi and Kida (2002) によって開発された三次元領域数値モデルを用いた。このモデルは局地循環の表現を目的として作成されている。このモデルは凝結過程を含んでおらず、この点注意する必要がある。しかしながら、晴天日における水蒸気輸送の計算には大きな問題とならない。またこのモデルは、地形はもちろん、地表面・海面などにおける水蒸気・熱の地表面フラックス過程も含んでおり、当研究の目的に適している。また、植生キャノピーからの顕熱・潜熱フラックスを精度よく計算させるために Kondo and Watanabe (1992) の植生キャノピーモデルを組み込んでいる。

水平スケール約 40km の三次盆地を中心として、日本海や瀬戸内海の一部を含む、東西 160km、南北 320km の領域について計算した。標高には国土地理院 1km メッシュ平均値を、土地利用には国土地理院 1988 年 100m メッシュ値を用いた。積分開始日時は 11 月 1 日 8 時であり、適当な初期温位及び湿度プロファイルモデル領域一様に与えている。海面温度は渡辺 (1998) を参考にして終始 20°C に固定した。

3.2 数値実験の概要

霧の水蒸気源を明らかにすることを目的に、計 4 種類の run を行った (Table 1)。三次盆地で発生する霧は盆地全体 (水平スケール約 40km 四方) をすっぽり覆う程に大規模なスケールを持つ

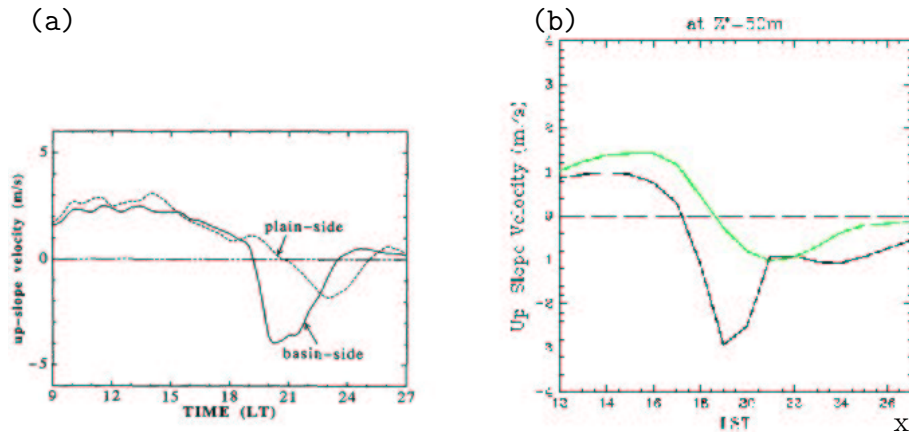


Fig. 4 (a)Kimura and Kuwagata (1993) で計算された、山の平地側斜面中腹(点線)と、盆地側斜面中腹(実線)でのモデル地上風速の時間変化。(b) 当研究でのモデル計算における山の平地側斜面中腹(薄線)と、盆地側斜面中腹(実線)でのモデル地上風速の時間変化。

ているが、これに見合うだけの水蒸気源として、海と森林の2つが考えられる。三次盆地の北西及び南西方向は比較的開けており、その先には日本海及び瀬戸内海が存在する。従って、日中海風によって海上の豊富な水蒸気が三次盆地内へと運ばれてくる可能性もある。そこで、control runに加えて、海洋と盆地内外の森林の役割を評価するための3つの実験を加えた。なお、森林の役割を評価する実験では、熱バランスが変化しないように細工を施している。これは、森林からの潜熱供給を単純にゼロとしてしまうと、その分のエネルギーが他へと再分配され、地表面熱バランスが変わってしまい、延いては局地循環の動態そのものが変化してしまう恐れがあるからである。

3.3 風系と水蒸気輸送の日変化

Fig. 3に、地上付近での風ベクトルを示す。日中、盆地内では谷風循環の発達により発散場が形成されている(**Fig. 3a**)。19時(**Fig. 3b**)になると、先の時間帯で見られた様相とは全く異なっており、盆地内へと風が収束している。特に北西及び南西の盆地入り口からの流れと、そして北東及び南東の山岳域からの4方向からの流れが確認できる。風速については後述する。この時間帯以降、盆地内の収束風は弱まっていく(**Fig. 3c,d**)。

次に上述時間帯での水蒸気の分布・動態について述べる。**Fig. 5**に比湿の鉛直断面図を示す。15時(**Fig. 5a**)には、谷風循環によって、盆地内外にあった水蒸気が山岳域に集まっている。この結果、特に盆地内では相対的に乾燥している。19時になると、比湿の高い領域は山岳域から盆地内斜面域へと移り変わる(図省略)。これは**Fig. 3b**で示した盆地内への収束風によるものと考えられる。23時(**Fig. 5b**)にはそれは盆地底面付近へとさらに移動する。

以上の結果は、盆地内外に存在する水蒸気が日中発達した局地循環によって山岳域に集められ、日没以降斜面を下って盆地中央下層へと運ばれていることを示唆している。この結果は、**2.**で議論した、盆地底および斜面における夕刻における水蒸気量の増加や、21時ころまでの上空の水蒸気量の増加と符合する。なお、盆地内の6地点において水蒸気量の増加のタイミングについて、実測とモデル結果を比較したところ、よい一致を得た(図省略)。

ところで、この風系は、Kimura and Kuwagata (1993)によって指摘されている盆地—平地風に類似している。**Fig. 4a**は、Kimura and Kuwagata (1993)によって得られた、盆地の内側中腹域と外側中腹域における風速の時間変化を示している。同様の図を我々の数値実験結果について描いたものが、**Fig. 4b**である。場所は三次盆地の北に位置する山岳域での三次盆地内外としている。両者が似ていることは明らかである。特に盆地内側で吹く下降流は外側のそれよりも強く、

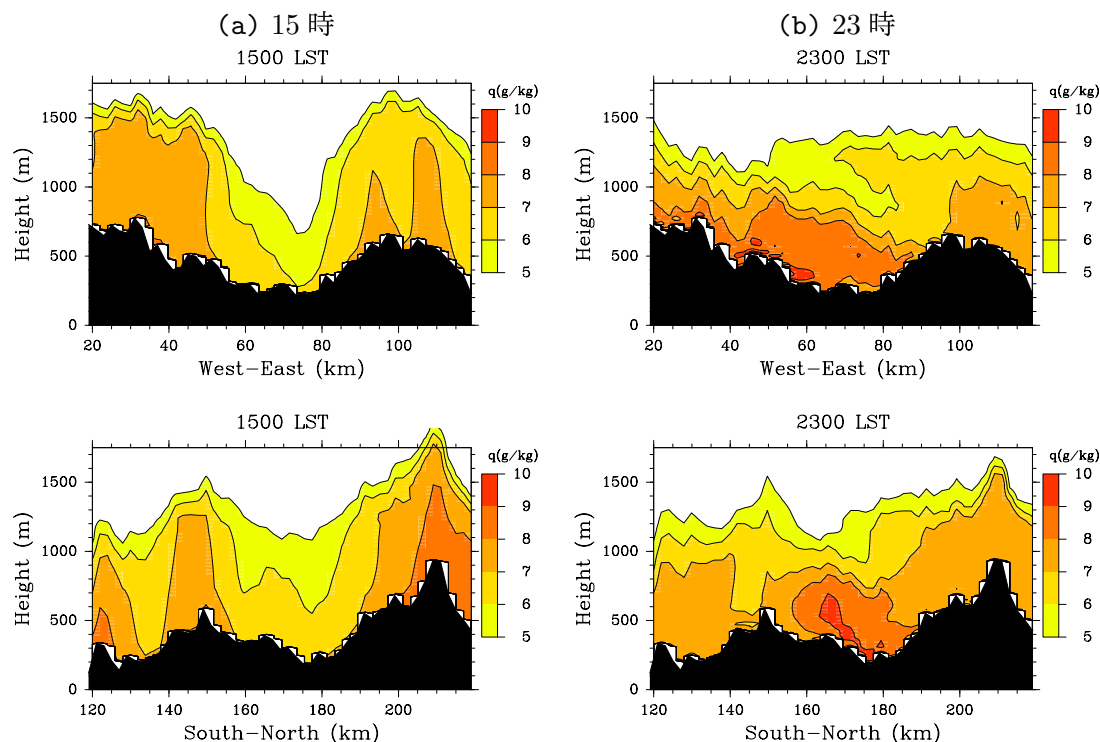


Fig. 5 モデルで計算された比湿の鉛直断面図。上段と下段はそれぞれ、盆地中心付近を通る東西、南北断面。(a)15時、(b)23時の値

かつ開始時刻が早いという平地－盆地風の特徴が表現されている。つまり、日没後に三次盆地で見られた収束する流れはまさにこの平地－盆地風であると考えられる。

3.4 水蒸気源の推定

海洋、盆地内外の森林が、盆地内の日没以降の水蒸気量にどの程度寄与しているか評価するために、モデル大気カラム潜熱量の水平分布を計算する。17時及び21時のカラム潜熱量が **Fig. 6** に示されている。

どのCASEも盆地内で値が大きく、平地－盆地風による水蒸気輸送に起因するものと考えられる。図より、海洋の影響をのぞいた計算の結果は、盆地内の水蒸気量にほとんど影響していないのに対して、盆地外の森林からの水蒸気をのぞくと、盆地内でのカラム潜熱量は $60\sim 80 \text{ MJm}^{-2}$ と小さく、顕著に減少していることがわかる。この差は特に、地上高度300m以下で顕著になっており、最大 2 g kg^{-1} を超え、相対湿度にすれば、10~15%に相当する(図省略)。これは、盆地外の森林に起源を持つ水蒸気は、より下層の水蒸気量と関係が深いことを示している。

4. まとめ

係留ゾンデの観測結果から、三次盆地における霧発生時の水蒸気の動態に関して以下のことがわかった。盆地底および、高谷山斜面の地表付近いずれにおいても、水蒸気は午後から夕刻にかけて増加し、水蒸気量のピークは18時前後に現れる。一方、地上50-300mの上空でも水蒸気量は午後から増加するが、そのピークは21時頃となり、地表付近に比べて遅れる。2000年11月14-15日のケースのように、霧が発生しないにもかかわらず夕刻の水蒸気増加が見られる場合がある。その後下層の冷却が進むと、この水蒸気量の多い層とほぼ対応して、0時頃までに霧層が確立する。

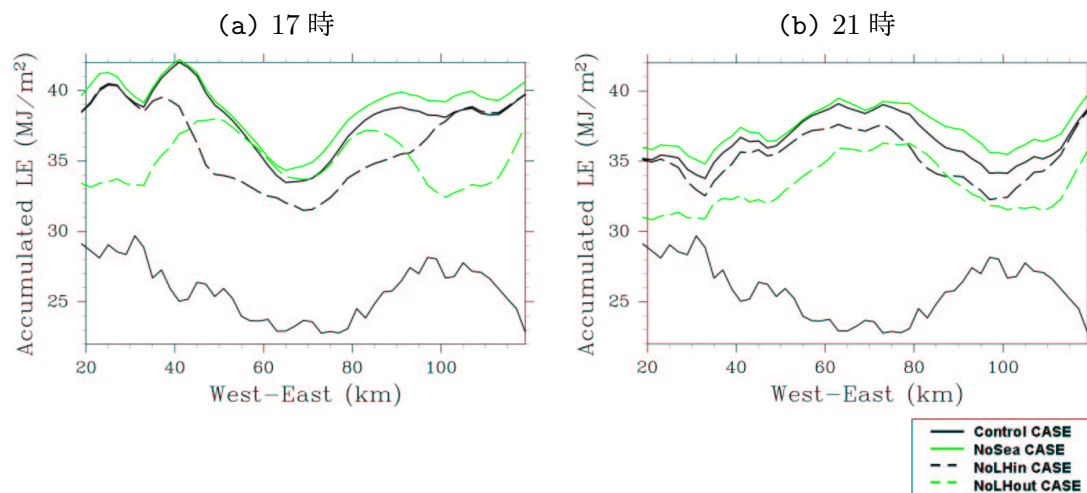


Fig. 6 三次盆地中心部を含む (a)17時、(b)21時の大気カラム潜熱量。

霧層が確立するとこの層内は飽和状態となり、湿潤断熱的な温度構造となる。それにともない、18時頃から発達する逆転層は、霧層内で完全に崩壊する。

このように、霧の発生の数時間前から、三次盆地の盆底には、300mほどの厚みを持った水蒸気が豊富な気層が出現することがわかった。この気層の起源を探るために、三次元数値モデルを用いた数値実験の結果を考察した。その結果、三次盆地には、Kimura and Kuwagata (1993) によって指摘された平地－盆地風が卓越していること。そしてこの風系によって、盆地内外の地表から供給されて昼間に山間部上空に蓄積された水蒸気が、夕刻になると盆地中央部へと収束し、盆地底下層に数100mの厚みを持つ水蒸気が豊富な気層が作られうることが示された。水蒸気の起源を推定した結果、盆地内のみならず、盆地外の森林からの水蒸気供給も、平地－盆地風による盆地への吹き込みを介して、三次盆地内の水蒸気増加に大きな役割を果たしていることがわかった。盆地外の森林からの水蒸気供給は特に、より下層の水蒸気量に大きく寄与している。海風などによる海洋からの水蒸気輸送の寄与は小さかった。数値実験結果はいくつかの地上観測と比較され、現象とよく一致していることが示された。

この研究によって、三次盆地の霧の形成に対する外部からの水蒸気供給の重要性が示され、更にこの水蒸気供給において、盆地内にとどまらない広域な風系が重要な役割を果たしている可能性が示唆された。井上ら (2003) は、関東地方山岳地域における霧の出現には、昼間の広域海風が重要な役割を果たしていることを指摘しているが、当研究における数値実験の結果も、局地的な盆地霧についても、より広域な循環場が本質的な役割を果たしている可能性があることを示唆している。

謝 辞

京都大学理学研究科の大学院生、筆保弘徳氏、塩竈秀夫氏、久保田拓志氏、梶野瑞王氏、奥勇一郎氏、京都府立大学人間環境学部の学生、加藤潤一氏、北川愛紗氏、永田恭子氏、丸橋史氏には、観測作業に従事して頂きました。また、係留ゾンデの機器を準備するにあたり、岡山大学理学部の塚本修教授、京都大学原子炉実験所の内海博司教授、岩本智之助手、京都大学防災研究所の多河英雄技官には、大変お世話になりました。県立広島女子大学の宮田賢二教授には、現地観測時の活動全般にわたりお世話になりました。広島県立林業センターの関係者の皆様には、現地における観測場所を提供していただき、長期の観測に協力していただきました。

この研究には、2000年度京都大学防災研究所一般共同研究12G-16の成果も含まれています。数値計算を行う上で、京都大学理学部地球物理学分野物理気候学研究室の計算機を利用させていただきました。また、数値モデルの入力データとして、国土地理院提供の標高データ並びに土地利用情報データを利用させていただきました。データを図示するにあたり、地球流体電脳ライブラリを利用させていただきました。お礼申し上げます。

参考文献

- 井上和也・安田龍介・池田有光 (2003): 数値シミュレーションによる霧および酸性霧の解析, 盆地における霧の発生および維持機構とその予知予測に関する研究集会報告集, 京都大学防災研究所研究集会 2002年度 14K-03 報告書, 京都大学防災研究所, pp. (CD-ROM).
- 岩田徹・林泰一・堀口光章・伊藤芳樹 (2001): 盆地霧発生時の境界層構造, 盆地における局地循環と霧発生との関係, 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, pp. 23-37.
- 大橋唯太 (2001): 三次盆地内の広域温湿度分布, 盆地における局地循環と霧発生との関係, 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, pp. 60-69.
- 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 (2000): 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 (2000): 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・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.
- 寺尾徹・田中正昭・堀口光章 (2001): 係留ゾンデによる気温・湿度・オゾンおよび風の鉛直分布測定, 盆地における局地循環と霧発生との関係, 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, pp. 38-59.
- 手柴充博・橋口浩之・植松明久・阿部俊・深尾昌一郎 (2001): 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解析, 盆地における局地循環と霧発生との関係, 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, pp. 60-69.
- 米谷俊彦・宮下晃一・沢田明宏・中戸孝子・宮田賢二・田中正昭 (2001): 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 (2), 盆地における局地循環と霧発生との関係, 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, pp. 13-22.
- 宮田賢二 (2001): 霧の動態観測とそれから推定される盆地霧の機構, 盆地における局地循環と霧発生との関係, 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, pp. 3-7.
- 渡辺知弘 (1998): 衛星による瀬戸内海の海面水温の水平分布と季節変化, Master's thesis, 平成9年度岡山大学理学部卒業論文.

- 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. and T. Watanabe (1992): Studies on the transfer coefficients over a vegetated surface with a multilayer energy budget model, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 49, pp. 2183–2199.
- Ohashi, Y. and H. Kida (2002): Local circulations developed in the vicinity of both coastal and inland urban areas : A numerical study with a mesoscale atmospheric model, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 41, pp. 30–45.