

# 大洲盆地における盆地霧の小気候調査

深石一夫\*・黒瀬義孝\*\*・林陽生\*\*\*

## 序

霧は接地層の大気中に微細な水滴が浮遊し、付近の視界が1 km以下になった大気状態と定義されている。霧は視界を遮るだけでなく、日射・湿度・気温・風などの気象要素にも局地的な影響を与え、交通障害となったり、農業・漁業・林業などの生産活動、さらには人々の健康にも影響を与える。霧に関する研究はかなり古くからさまざまな角度からなされており(例えば沢井, 1982; George, 1951; Petterssen, 1956等), 霧は地域で暮らす人々の日常生活にも深い関係を持っていることが指摘されている。最近、広島県の三次盆地の霧についての長期間にわたる詳細な盆地霧の研究がまとめられている(宮田, 1995)。

大洲盆地は愛媛県最大の一級河川である肱川の下流域にある。大洲盆地は内子・五十崎盆地の南に接し、盆地内に小田川・矢落川・久米川などを集めている。盆地から流出する肱川下流域では、ほぼ西南西から東北東に走行する海拔高度約800m内外の四国山地を直角に北西方向に横切る先行性河川をなしている。つまり面積約10平方kmの大洲盆地を経て肱川は、河口付近で四国山地を峡谷で横切り、伊予灘と連結し、河流は上流から下流に向け、北西方向に直線状に流路をとり、流路に沿った大気の流れが生じ易い地形条件になっている。

このように大洲盆地と伊予灘は10数kmにわたる直線状の峡谷によって結ばれている特殊な地形条件と、盆地底と伊予灘の地表面の物理的差異によって特徴ある大気の局地循環が生ずる。つまりこのような地形特性が海陸風ないしは山谷風を峡谷で強め、盆地霧の発生、肱川あらし、盆地周辺山地斜面の温暖帯などのこの地域固有の大気現象の形成要因となっている。こうした大気環境は流域住民の生活と深く関わり、古くは海陸

風循環が肱川の舟運に利用されたり、現在でも農業を始め大洲地域の産業・地域交通なども盆地霧の影響を受け、最近では観光資源としても注目されている。

この調査では、かなり長期にわたり(1995年10月から1996年2月まで)気象観測を実施し、盆地霧の気候学的意味を探ろうとすることを目的とする。ビデオカメラによる盆地霧の俯瞰観測と気象観測は盆地霧の下層または盆地霧の中にあたる盆地底と盆地霧の上層のあたる山地斜面での気温・湿度・日射の観測である。

## 1. 観測

大洲盆地での霧の観測はあまり多くはなく、短期間

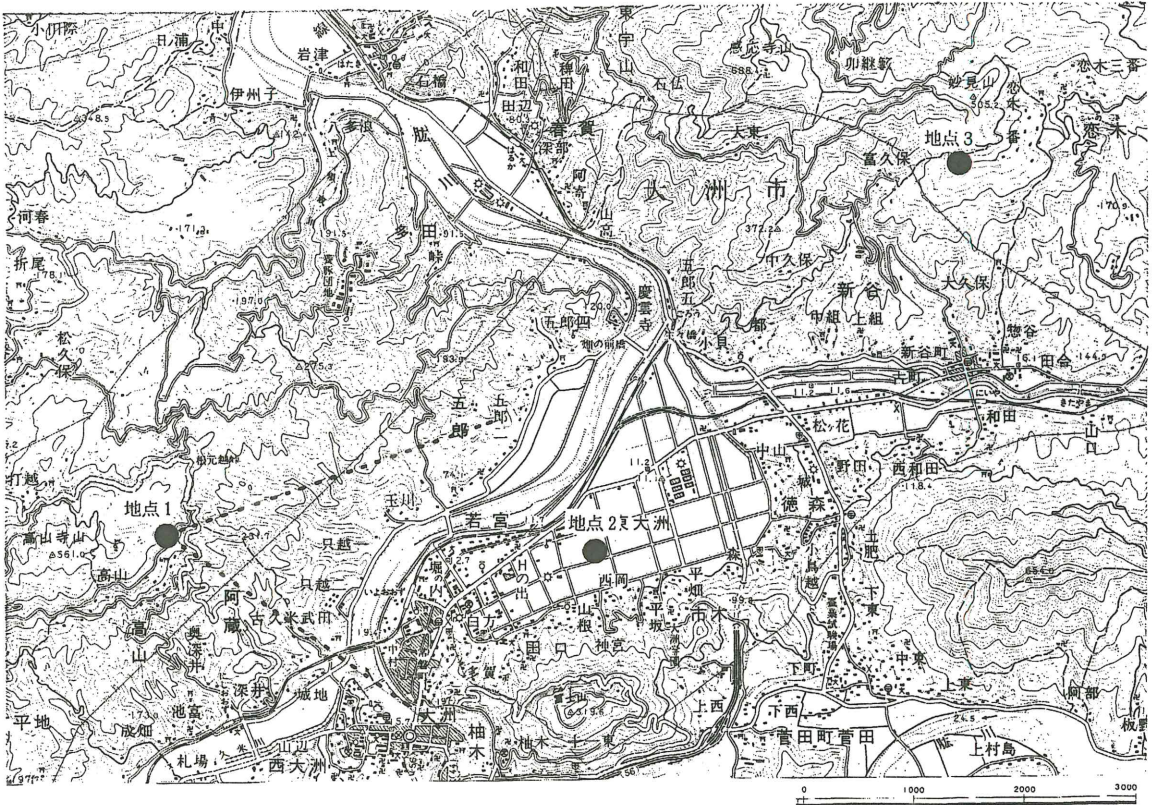


\* 愛媛大学法文学部

\*\* 九州農業試験場

\*\*\* 農業環境技術研究所環境資源部

写真1・2 11月5日の盆地霧およびその消散後の画像



第1図 観測地点とビデオカメラによる俯瞰観測の範囲  
 1. 東高山 (ビデオ), 2. 市木, 3. 恋木

にゾンデ観測・気温の移動観測・局地的な風の観測等が行なわれた以外はアメダスの気象観測資料を用いた解析があるに過ぎない(深石, 1992)。今回の気象観測は東高山でのビデオカメラによる盆地霧の俯瞰観測(5分間隔で1995年10月5日から1996年2月5日まで)、盆地底の市木・盆地霧上限以上の海拔高度にある恋木・東高山でのカデックによる気温・日射量・相対湿度の連続観測を上述の期間実施した。第1図に観測地点の位置を示す。

東高山の観測地点(地点1)は、海拔高度が約380mで、盆地霧の上限にあたり、大洲盆地全体とそこにかかる盆地霧を俯瞰できる。この地点でのビデオカメラによる俯瞰観測は、周辺の地物の視界から判断して霧の発生・消散を判読することができる。ビデオ画像から富士山(標高320mで観測地点からの直線距離は約4km)、神南山(標高710mで直線距離は10km)が視野に入り、この両山地が画像に現れるかどうかで盆地霧の高度の状況が判定できる。このビデオ観測では、

接地層の視界を観測しているのではないが、ここでは俯瞰による盆地底の層雲の存在を盆地霧とした。また盆地底の市街地では、夜間照明がありこの間の視界から盆地霧の発生・消散状況をビデオ画像から判読できる。俯瞰観測の実例を写真1・2に示す。

地点2では海拔高度10数mの盆地底に位置し(字名では市木)、カデックによる気温・日射量・相対湿度の気象観測を上述の期間実施した。周囲は沖積低地で、土地利用は農地である。10数m離れて人家がある程度で観測地点は普通畑であり、盆地霧がある場合には直達日射が接地層に到達しなく、盆地霧が消散すると日射が記録される。

地点3は、山地斜面の中腹の海拔高度460mにあり(字名では恋木)、おおむね盆地霧の上限にある(写真3)。この地点の土地利用は普通畑で、まばらに防風林などの植生がある。この地点3及び地点1でも地点2と同様の気象観測を実施した。以上3地点の気象観測資料、地点1のビデオ観測資料、当該期間の天気図、



大洲・長浜のアメダス観測資料等をこの報告資料として利用した。

2. 結果と考察

(1) 調査期間の盆地霧の出現頻度

地点1で得たビデオ画像を再生し、そこから盆地霧が発生し消散するまでの継続時間を読みとり、これを図示したのが、第2図(10月・11月)、第3図(12月・1月)である。第2図では、大部分の盆地霧は前日の21時以降から3時までに盆地霧は発生し、大部分の盆地霧は6時から12時の間に消散していることが明らかである。この観測と同様な方法で愛媛県久万盆地で盆地霧の調査を実施したが(深石他, 1992)、久万盆地と比較すると、大洲の盆地霧は継続時間が長く、消散時刻が遅れている。この原因は大洲盆地では周辺の山地からの冷気の供給域が広く、また大洲盆地では大気

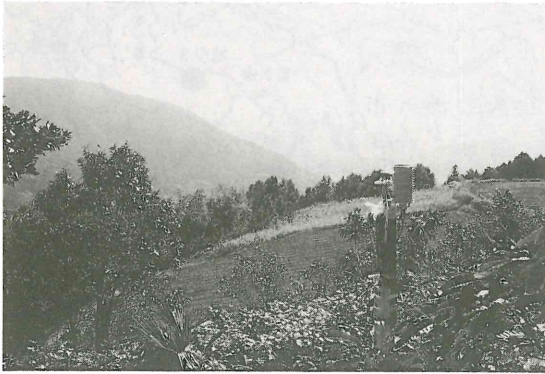
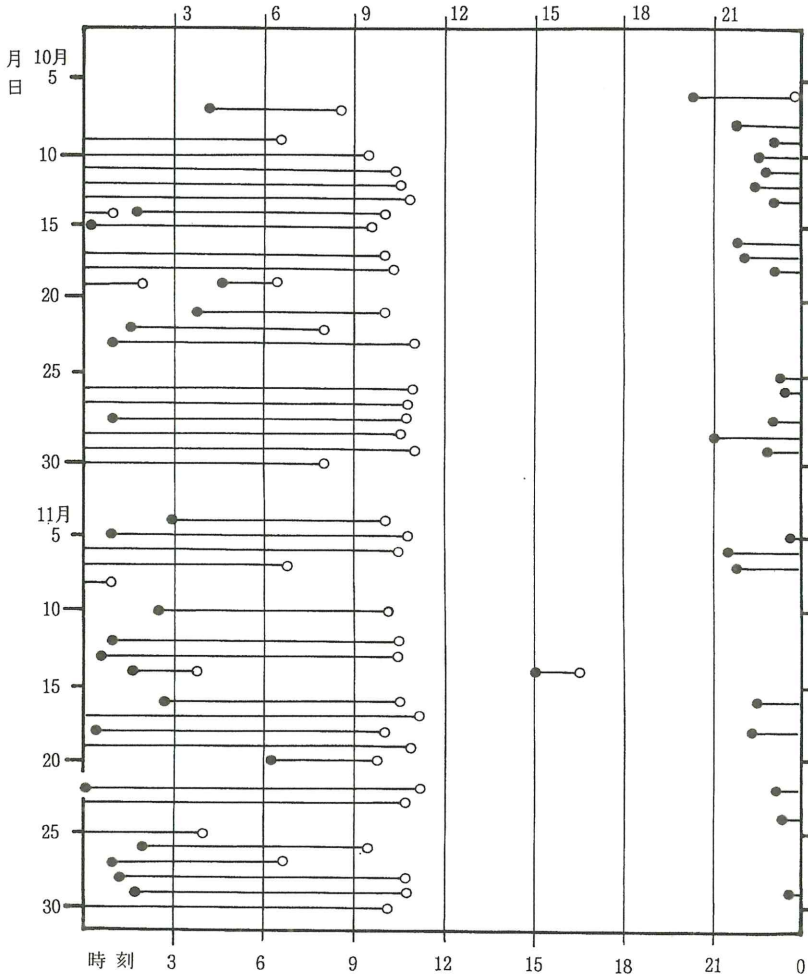
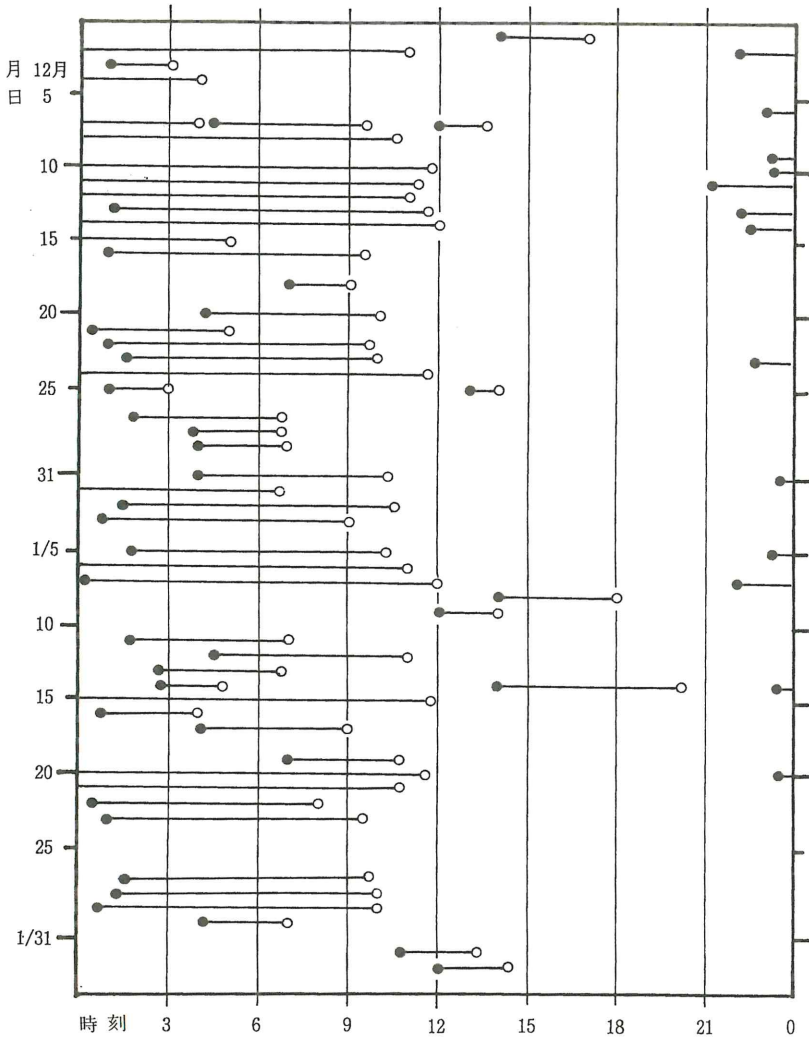


写真3 恋木の観測点と測器



第2図 盆地霧の発生時間の分布(10, 11月)  
(黒丸は発生時刻, 白丸は消散時刻, 両者の直線は霧の発生時間)



第2図 盆地霧の発生時間の分布（12，1月）  
 （黒丸は発生時刻，白丸は消散時刻，両者の直線は霧の発生時間）

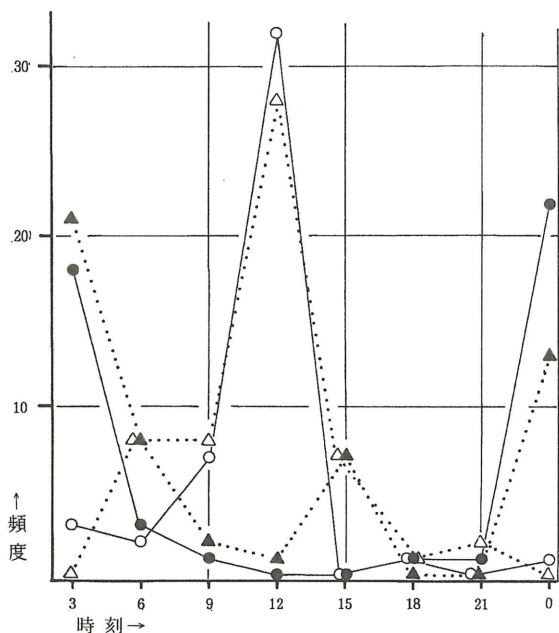
の滞留が顕著なため、盆地霧が消散しにくいのであろうと考えられる。なお第2図の11月14日の15時から発生した霧は雨雲による霧で、放射性の盆地霧とは異なる原因による盆地霧である。同様に第3図の日中にはかなりの霧の出現が見られるが、放射霧ではなく、雨または雪雲による低い乱層雲による霧で、ここで対称としている盆地霧とは異なる。肱川の峡谷は北西気流の流入が容易で、雨雲・雪雲の大洲盆地への侵入が起りやすい。

1995年の秋から初冬にかけ、盆地霧の出現頻度は平年に比べて多く、特に10・11月は多く発生した。気圧配置型で見ると移動性高気圧型の際はほとんど例外なく発生しているし、それ以外の日でも夜間に風が弱く、降水のあった後などの大気中に適度な水蒸気があれば、

盆地霧が発生している。

(2) 盆地霧の発生頻度と消散頻度

第2図と第3図から縦軸に白丸と黒丸を総計し、盆地霧の発生頻度と消散頻度を時刻別に示したのが、第4図である。盆地霧の発生原因から考えて（例えばRoch, 1994; 1995）、当然のことながら夜半から早朝にかけて霧が発生し、日の出後の昇温によって霧が消散する傾向が読みとれる。第4図では10・11月と12・1月と区別して示しているが、両者には差異が見られる。10・11月では、21-0時の発生頻度が高く、すべての盆地霧は12時前には消散する。一方12・1月にもこの傾向は見られるものの、3時から6時にかけての発生頻度も高く、盆地霧の発生時刻が遅れている。消散



第4図 盆地霧の時刻別発生・消散頻度

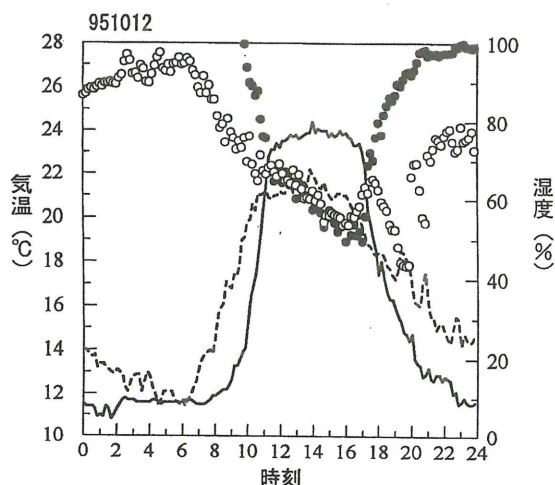
●: 10, 11月の発生頻度 ○: 10, 11月の消散頻度  
 ▲: 12, 1月の発生頻度 △: 12, 1月の消散頻度  
 示された時刻の前3時間の合計頻度を示す

頻度についても10・11月の方が午前中の集中が顕著で、12・1月の方はばらつきが大きい。この現象は後半の時期には、放射霧以外の原因によって発生する盆地霧が含まれているものと考えられる。1月中旬、2月初旬の日中の霧は伊予灘から吹き込んだ低層の雪雲が盆地霧としてビデオに撮影されたものである。

(3) 観測例の解析

大洲盆地に盆地霧が発生した典型的な観測例として第5図に10月12日の気象観測結果を示す(日射量は省略)。第2図から明らかのように10月中旬前半は盆地霧が発生しやすい気圧配置型が連続して出現し、この日はその中間に当たる。盆地霧は前日22時40分から発生し、12日10時30分から霧が消散し始め、11時には完全に消散した。恋木での日の出は6時でその後気温の上昇、日射量の記録が生じているが、盆地底の市木では10時付近まで盆地霧のため気温上昇が抑えられている。

気温上昇は11時以降抑えられているが、これは一般風がかなり強く、日射による加熱で接地層の大気が不安定になるに連れ、一般風が下層に降りてきて気温上昇が妨げられてたものと推定される。17時50分に日没があり、その後は盆地底では急速に気温が低下する。



第5図 10月12日の気象観測

--- 気温(°C) 恋木  
 ○○ 相対湿度(%) 恋木  
 --- 気温(°C) 市木  
 ●● 相対湿度(%) 市木

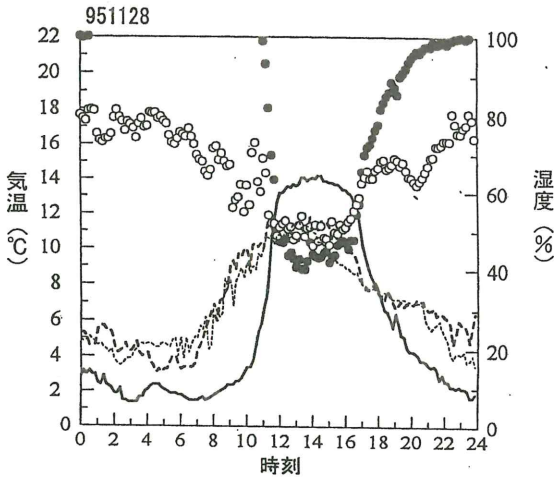
周辺の山地斜面から冷気の供給があり、盆地底に冷気湖が形成され、山地斜面より早い時刻に気温が低下し、気温の逆転が強化された。

一方恋木の気温下降経過を見ると、大きな気温変動を繰り返し気温は低下するが、盆地底より高い気温を維持している。気温の変化傾向を見ると、急激に上昇した後緩やかに下降する現象が、一定の間隔を置いて現われていることから、山地斜面固有の局地循環の結果であると推定される。つまり接地層の空気が放射冷却で低温になり、山地斜面をずり落ち、代わってより高温な自由大気が斜面上に降りるので、気温が急上昇する。この図から少なくとも5回の気温上昇が見られ、その時間間隔は1時間20分程度である。この図からははずれるが、翌朝になって更に5回の同様な現象が見られる。なお盆地底と山地斜面の気温差がなくなると、冷気流の流入はなくなる。このような現象はこの日だけでなく盆地霧が発生する前には、ほとんど例外なく見られ、盆地霧の形成と深く関わっていることが分かる。

日射量の自記記録もまた盆地霧の影響をよく示している。市木では盆地霧が消散し始める10時過ぎまでは、散乱光の日射だけがカウントされるので、霧の影響のない恋木より日射量がかなり低い。恋木ではこの日はほぼ終日快晴であったので、日射量は正弦曲線を描いている。

次に相対湿度の日変化を見てみよう。図には示され





第6図 11月28日の気象観測  
(凡例は図5に同じ、  
ただし細点線は東高山)

ていないが、前日の11日の日没後は、盆地底では早く100%に達し、盆地霧発生後はこれが維持される。第5図では市木の相対湿度は早朝は100%を維持している。盆地底の相対湿度が100%に近づくと、盆地霧発生が見られるが、発生時刻とは必ずしも一致しない。しかし恋木では夜半までは80%以下で早朝は90%になっている。山地斜面と盆地底の相対湿度の変化は、大気の成層状態をよく示している。日中は接地層大気が不安定であることを反映し、乱流拡散が活発で両者の大気が均一であるのに対し、夜間は著しい差異を見せ下層の飽和状態、上層の乾燥となっている。

盆地霧の発生は、日中盆地に伊予灘から移流してきた暖湿気塊が露点温度以下に冷却された場合に起こる(Roach, 1994; 1995)。第5図から読みとれるように、日中の盆地内の気塊の相対湿度は55~65%、気温19.5~21度Cであるが、相対湿度60%、気温20度Cとすると、露点温度はおよそ14度Cである。従ってもし移流がないとすれば、盆地内の気塊が14度Cまで冷却すれば、水蒸気は飽和に達し霧が発生することになる。盆地底の気温が14度Cになるのは22時付近で、この推定が正しいことを示している。

このように盆地霧の発生には、前日日中に伊予灘から移流してきた暖湿気塊が重要な役割を果たしている(深石, 1987)。初冬から冬にかけて盆地霧の頻度や濃度が減少するのは、移流してくる暖湿気塊の性質に関わっているものと推定される。

第6図は11月28日の気象観測結果である。この日の気圧配置は北海道東部に低気圧が停滞し、西日本は東シナ海に中心を持つ移動性高気圧に覆われ、西日本・朝鮮半島では風が弱く快晴で盆地霧の発生には絶好の総観条件であった。ビデオ観測によれば、1時15分に霧が発生し10時40分まで盆地を覆った。日の出は6時40分で、東高山・恋木の気温・日射量の記録は日の出直後から上昇しているが、盆地底の市木では盆地霧のため上昇は遅れている。東高山と恋木の気温変化は大まかに見れば一致している。日の出直後から10時頃までの東高山では、気温変化は激しく上下に変動しているが、この現象は盆地霧の上層面の霧雲が波打ちながら北よりの風に乗って観測地点をしばしば覆っている状況がビデオ観測から判読でき、移流によって気温が変動していることが明らかである。南向きの斜面である恋木の方にはこの現象が余り顕著でない。相対湿度は日の入り(5時20分)後、市木では急上昇し、冷気湖の形成によって22時頃には100%に達しているが、恋木では60から80%に推移している。また日の入り直後から盆地底と山地斜面には気温の逆転が見られるようになる。恋木や東高山での気温変化を見ると気温の低下が緩やかで、時に気温が0.5度C急上昇し、その後徐々に気温が低下している状態が読みとれる。ここでも山地斜面からの冷気の供給、冷気湖の形成、斜面の温暖帯の気温変化が判読できる(黒瀬他, 1996)。

相対湿度の記録も盆地霧の上と下では対照的な変化をしている。恋木では夜間でも相対湿度は80%以下であるのに対し、市木ではほぼ100%で推移し、盆地霧消散後の11時以降に気温の上昇に伴い、急激に下降している。山地斜面での夜間の低湿は、放射冷却を促進しているのであろうが、量的な把握には更に調査が必要である。

日射量の記録は終日快晴であったことから、恋木では、ほぼ完全な正弦曲線を描いている。市木では恋木と比較すると11時まで減少しているが、盆地霧のため散乱光の日射のみで直達光は届かないためであろう。東高山では、北向き斜面のため、地形的に早い時刻に日没が起り、15時にはほとんど直達日射量はなくなる。

以上3地点の気象観測記録から、盆地霧の発生・消散ばかりでなく、霧発生時の気象要素の時間変化からさまざまな盆地霧の地域大気環境への影響を判読することができる。このような盆地霧発生日の特徴が見ら

れるのは、10月10・11・12・13・14・17・18・21・23・27・29日、11月4・5・6・12・13・16・17・19・22・27・28・29日、12月10・11・13・14・23日などで、気圧配置型では移動性高気圧の覆われた日である。

### 3. 要約

1995年10月から翌年2月にかけて、ビデオカメラによる盆地霧の俯瞰観測と霧雲の上限と霧雲層のなかで気温・湿度・日射の気象観測を実施し、大洲盆地における盆地霧の気候学的特徴を探った。調査の結果は次のように要約できる。

1 一般風が弱く晴天であれば、大洲盆地では盆地霧の発生が見られるが、季節的には晩秋から初冬にかけて発生頻度が高い。またこの期間の盆地霧は継続時間が長く、発生時刻・消散時刻が集中している。

2 季節風の吹き出しに伴う雨雲・雪雲の侵入で低層の乱層雲が盆地の視界を悪くする頻度が冬期間に多い。この現象は大洲盆地特有の現象である。

3 山地斜面では冷気の蓄積、流出にともなう気温変動が見られ、盆地底の冷気湖の形成が盆地霧の発生に寄与している。

4 盆地霧発生の前日の流入気塊の露点温度以下に盆地底の気温が低下した時点以降に盆地霧が発生する。

観測に際し、大洲市東高山・兵頭慎太郎氏、大洲農業改良普及所の小玉孝誠氏、愛媛県立大洲農業高等学校の各位にお世話になった。ここに記して感謝する次第である。

### 文献

黒瀬義孝他(1996)：山間傾斜地を対象にしたランドサットデータによる斜面温暖帯及び放射霧の把握に関する研究，四国農業試験場報告，60，115-126。

沢井哲滋(1982)：霧の理解のために，天気，29，731-747。

深石一夫(1987)：大洲盆地における霧の局地気候学的研究，愛媛の地理，11，1-12。

深石一夫・林陽生・黒瀬義孝(1992)：久万盆地における霧の俯瞰観測，『西澤利栄教授退官記念論文集』，161-173。

深石一夫(1992)：『愛媛の気候』，愛媛県文化振興財団，319p。

宮田賢二(1995)：『三次盆地の霧の研究』，溪水社，255p。

George, J.J. (1951): *Compendium of Meteorology*. Amer. Meteorol. Soc., pp.1179-1189

Petterssen, S.(1956): *Weather Analysis and Forecasting (2nd Ed.) Vol.2*. McGraw Hill, New York, pp.103-132.

Roach W. T. (1994): Back to basics: Fog, Part 1 - Definitions and basic physics. *Weather*, 49, 411-415.

Roach W. T. (1995): Back to basics: Fog, Part 2 - The formation and dissipation of fog. *Weather*, 50, 7-11.