

例会講演要旨集

第 101 号

目 次

詳細目次・・表紙裏

例会

1. 愛媛県高縄半島周辺における海陸風の特徴について・・・・・・・・・・ 1
2. 女木島における局地的強風の「オトシ」について—現地観測と数値シミュレーション— 5
3. 地上観測とウインドプロファイラを用いたやまじ風の事例解析・・・・・・・・ 9
4. 山岳地形によって強化され発生した突風災害
(大豊町 2002/10/28-29 と土佐山田 2003/5/8 の事例) ・・・・・・ 13
5. 2002年11月3日に香川県で発生した竜巻について・・・・・・・・・・ 17
6. 2000年3月28日に中国・四国地方を通過した寒冷前線について
—高知市でダウンバーストを引き起こした線状対流系の解析— ・・・・・・ 21
7. 下層寒気が影響する四国地方でのメソ気象事例・・・・・・・・・・ 25
8. 四国地方の大雪—2002年12月～2003年2月の事例—・・・・・・・・ 29
9. 多層レーダーデータで見た T0310 の立体表示・・・・・・・・・・ 33
10. 津山市域における秋の放射霧・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 36
11. 岡山県高梁市における盆地霧の動態と温湿度分布・・・・・・・・ 40
12. 陸風・夜間冷気流が地表面に与える影響について・・・・・・・・ 44
13. 徳島県三加茂地区における谷風を利用した農業用ビニルハウスの冷却・・・・・・・・ 48
14. 水稻耕作地における熱収支・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・ 52
15. 日本海沿岸域における水中炭酸の動態・・・・・・・・・・・・ 56
16. 沿岸域の流動が海水炭酸に与える影響について・・・・・・・・ 60
17. 東アジアの季節進行の中で見た瀬戸内式気候について (序報) ・・・・・・ 64

特別講演

- 「熱映像温度計を用いた局地気象の観測」・・・・・・・・・・・・ 68

2003年11月21日(金) 香川大学

日本気象学会関西支部

詳細目次

例会

1. 愛媛県高縄半島周辺における海陸風の特徴について…………… 1
*森 征洋 (香川大学教育学部)、林 宣之 (丸亀市立城乾小学校)
2. 女木島における局地的強風の「オトシ」について—現地観測と数値シミュレーション— …… 5
*渡邊 匡央 (松江地方気象台)、森 征洋 (香川大学教育学研究科)
3. 地上観測とウインドプロファイラを用いたやまじ風の事例解析…………… 9
*片岡 文恵、白鳥 勇、森藤 香、塚本 修 (岡山大学)、金森 恒雄 (鳥取地方気象台)
4. 山岳地形によって強化され発生した突風災害
(大豊町 2002/10/28-29 と土佐山田 2003/5/8 の事例) ……13
千葉 修 (高知大学理学部)、*村上 康介 (高知大学理学研究科)
5. 2002年11月3日に香川県で発生した竜巻について……………17
*土井 ひかる、佐田 拓也、三井 秀夫 (高松地方気象台)、大迫 重興 (宇和島測候所)
6. 2000年3月28日に中国・四国地方を通過した寒冷前線について
—高知市でダウンバーストを引き起こした線状対流系の解析— ……21
*吉田 真純 (香川大学大学院教育学研究科)、西村 敬一 (岡山理科大学総合情報学部)
7. 下層寒気が影響する四国地方でのメソ気象事例……………25
*高橋 清和 (高松地方気象台)
8. 四国地方の大雪—2002年12月～2003年2月の事例—……………29
*松長 高雄、山神 政司 (高松地方気象台)
9. 多層レーダーデータで見た T0310 の立体表示……………33
大奈 健、*溝本 悟 (大阪管区気象台)
10. 津山市域における秋の放射霧……………36
*古園 勝啓 (津山市)
11. 岡山県高梁市における盆地霧の動態と温湿度分布……………40
*片山 秀昭、上甲 実 (岡山大学大学院自然科学研究科)、塚本 修 (岡山大学理学部)
12. 陸風・夜間冷気流が地表面に与える影響について……………44
*古市 豊 (高知大学大学院理学研究科)、千葉 修 (高知大学理学部)
13. 徳島県三加茂地区における谷風を利用した農業用ビニルハウスの冷却……………48
*柴田 昇平、菅谷 博、伊吹 俊彦、笠原 賢明、東出 忠桐 (近畿中国四国農業研究センター)
14. 水稲耕作地における熱収支……………52
*楊 冬梅 (岡山大学大学院自然科学研究科)、岩田 徹、三浦 健志、大滝 英治 (岡山大学環境理工学部)
15. 日本海沿岸域における水中炭酸の動態……………56
*宮脇 順一、市田 彰浩、具志堅 拓実、岩田 徹 (岡山大学・環境理工)
16. 沿岸域の流動が海水炭酸に与える影響について……………60
*出晴 寛基、滝本 貴弘、大西 和人、岩田 徹 (岡山大学・環境理工)
17. 東アジアの季節進行の中で見た瀬戸内式気候について (序報) ……64
*加藤 内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)

特別講演

- 「熱映像温度計を用いた局地気象の観測」……………68
*米谷 俊彦 (岡山大学資源生物科学研究所)

愛媛県高縄半島周辺における海陸風の特徴について

森 征洋* (香川大学教育学部), 林 宣之 (丸亀市立城乾小学校)

1. はじめに

瀬戸内海地方における海陸風については根山(1982), 宮田ほか(1983), 宮田(1988), 佐橋(1988)によって総合的な報告が行われている。水間(1994, 1999), Mizuma(1998)は瀬戸内海地方を含む, 西日本全域に海陸風の調査を広げ, 広範囲に及ぶ海陸風の特徴について調べている。

これまでの研究から瀬戸内海地方の海陸風は, さまざまなスケールの地形の影響を受けて, 地域ごとに異なった特徴を示すことが知られている。そのうちの興味ある特徴の一つとして, 岡山平野で見られる2種類の海風がある。佐橋(1973, 1978)は岡山平野では海風が南西の場合と, 南東の場合の2つの海風の型があり, どちらの型の海風が吹くかは, この地域を覆う高気圧の中心の位置に関係することを明らかにした。このことは海風の型が気圧パターンと関係することを意味している。森・木崎(1987), 森(1996)は海風の型と気圧場の関係について詳しく調べ, 瀬戸内海地方中央部で海陸風の発達しやすい日においては, 風の日変化パターンは2つに分けることができ, 海面気圧場から計算される地衡風の風向が, 東北東, 西南西で分けられる円のどちらの半円にあるかによって海風の型は決まることを明らかにした。そこで, ここでは, 香川県と同じように, 瀬戸内海に北に突き出た形をしている愛媛県高縄半島付近で海陸風と気圧場とがどのような関係にあるのか調べることにする。根山(1979)はこの地域を含む愛媛県沿岸全体について海陸風の特徴を調べ, 一般風の影響を高気圧の配置との関係で調べている。ここでは調査範囲を高縄半島付近に限定して, 気圧場と海陸風との関係について詳しく調べた。

2. 資料および解析方法

愛媛県高縄半島付近の地形図を図1に示す。この研究では松山, 丹原, 今治の3地点のAMeDAS(地域気象観測網)の風資料を用いた。これらの3地点は, 図1に示すように, 松山は半島の西側, 今治は半島の先端近く, 丹原は半島の東側にそれぞれ

位置している。解析には1997年から1999年までの3年間のデータを用いた。

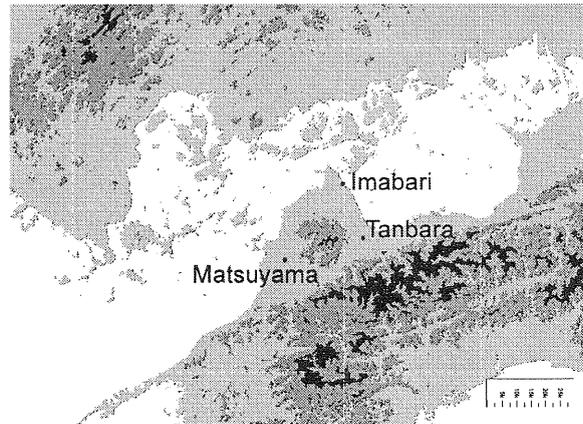


図1 愛媛県高縄半島周辺の地形図。標高区分は500mごと。

海陸風と気圧場との関係を調べる際に, 海面気圧場から計算される地衡風によって気圧傾度の大きさと方向を代表させることにした。この地衡風は地表地衡風と呼ばれるが, 以下では単に地衡風と呼ぶことにする。地衡風は, 西日本の気象官署49地点における1日4回(03時, 09時, 15時, 21時)の海面気圧データより算出した。

海陸風が発生しやすい気象条件の日を選び出す際には, 次の条件によった。

- 1) 1日を通じて降水がなく, 晴れもしくは曇りの日。
- 2) 日射量の日積算値が $17\text{MJ}/\text{m}^2$ (約 $400\text{cal}/\text{cm}^2$) 以上ある日。
- 3) 1日4回の地衡風の風速が $10\text{m}/\text{s}$ 以下の日。

天気, 気圧, 日射量のデータは気象庁年報を用いた。日射量については, 全天日射量の日積算値を用いた。

解析を行った3地点のうち, 天気や日積算全天日射量の観測は松山でしか行われていない。そこで1), 2)の判定は松山におけるデータを用いた。

3. 解析結果

3.1 風配図

松山、今治、丹原における3年間の全データを用いて求めた全日の風配図を図2に示す。松山では西北西と東南東の風のピークがあり、今治では西と東北東と南南西の風のピークがあり、丹原では北北東と南南西の風のピークがある。このように松山・丹原では2方向、今治では3方向の卓越風向がある。

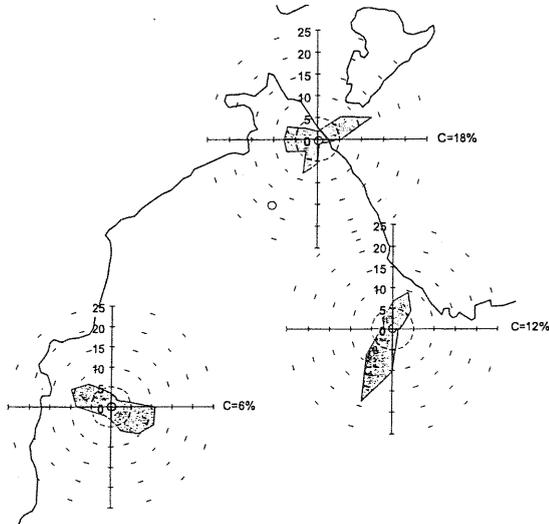


図2 全日の風配図

昼間と夜間の風配図の特徴を調べるために、03時と15時の風配図を求めた。この結果を図3に示す。まず、半島の西側と東側にある松山と丹原についてみる。松山では、03時には東南東の風のピークがあり、15時には西～西北西の風が卓越している。丹原では03時には南南西の風のピークがあり、15時には北北東の風のピークがある。これらの地点で全日の風配図に見られた2つの卓越風向は、それぞれ昼間と夜間の風を代表していることが分かる。半島の先端付近の今治では、03時には南南西の風のピークがあり、15時には東北東と西の2方向の風のピークがある。この地点で全日の風配図に見られた3つの卓越風向のうち、西と東北東の風向は昼間の風を代表し、南南西の風向は夜間の風を代表していることが分かる。

次に海陸風が発達しやすい日として、先の条件を満たす日を選んで解析を行った。これらの条件を満たす日は、解析対象とした3年間のうち124日あった。これは全日数の11.3%にあたる。以下ではこれらの日を海陸風日と呼ぶことにする。

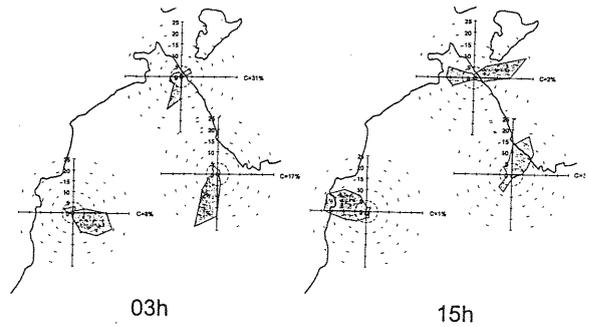


図3 03時と15時の風配図

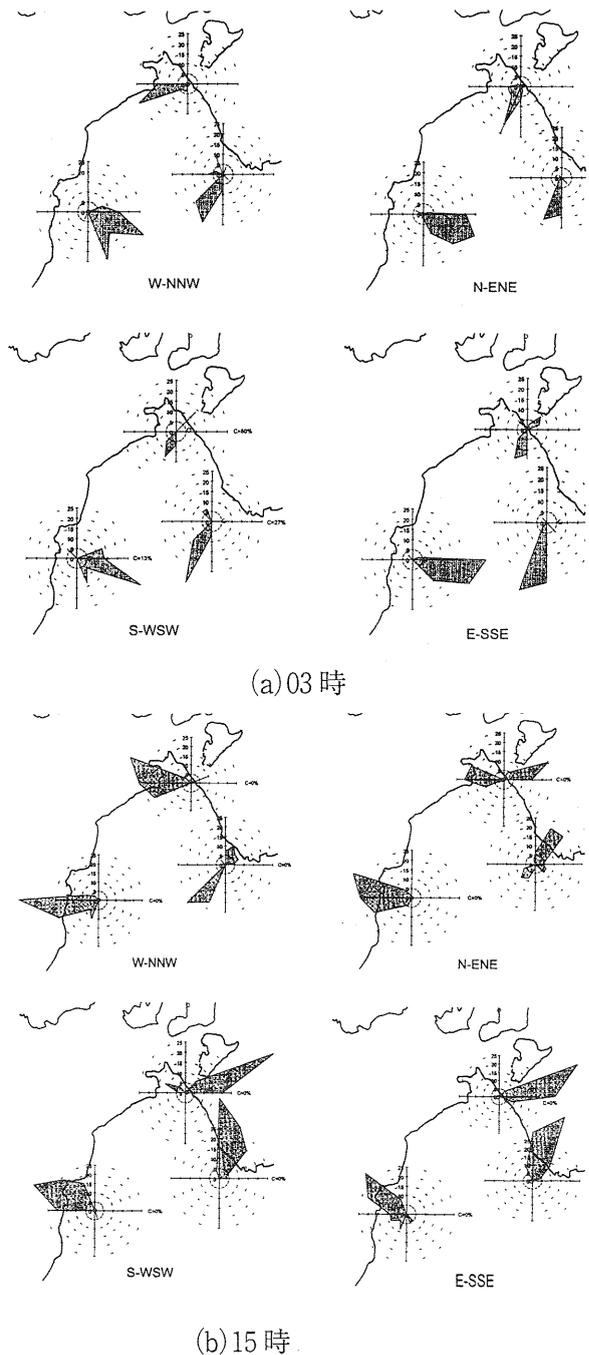


図4 03時と15時の地衡風の風向別風配図

3.2 地衡風と海陸風の関係

海陸風に与える一般風の影響を調べるために、ここで抽出された海陸風日について、地衡風の風向別に風の平均的な日変化を求めることにする。地衡風の風向をほぼ4象限に対応する北～東北東(第1象限)、東～南南東(第2象限)、南～西南西(第3象限)、西～北北西(第4象限)の4つの区分に分け、それぞれの場合について03時と15時における風配図を求めた。図4a, bにその結果を示す。03時の場合、今治では地衡風の風向が東～南南西(第2象限)の場合に、「陸風」と「海風」の場合があるが、それ以外の地衡風の風向の場合は「陸風」となっている。松山と丹原では地衡風の風向によらず「陸風」となる。15時の場合、松山では、風は地衡風の風向によらず、ほぼ西～北西となる。一方、今治では、地衡風の風向が西～北北西(第4象限)の場合は西北西の風のピークが見られ、地衡風の風向が東～南南東(第2象限)の場合は東北東の風のピークがあって、ほぼ正反対になる。地衡風の風向が両者の間の北～東北東(第1象限)の場合に西と東北東の風の2つのピークが見られる。地衡風の風向が南～西南西(第3象限)の場合、東北東の風のピークが見られるが、わずかではあるが西北西の風のピークも見られる。丹原では、地衡風の風向が東～南南東(第2象限)、南～西南西(第3象限)の場合に、北～北北東となる。地衡風の風向が西～北～東北東(第4, 第1象限)の範囲にあるときには2種類の卓越風向がみられるが、西～北北西(第4象限)の場合は南西の風の方が卓越し、地衡風の風向が北～東北東(第1象限)の場合には北北東～北東の風の方が卓越する。

今治では地衡風風向が北～東北東(第1象限)の場合に2種類の海風が見られた。このことは、この地衡風風向の範囲の中で海風の型の変化がおきていることを示している。そこで、この風向の範囲で、16方位のそれぞれの地衡風風向ごとに15時の風配図を求め、図5に示す。松山では、地衡風の風向によらず、西よりの風が卓越する。今治では、地衡風の風向が北の場合には西風のピークが見られ、北北東の場合は西北西の風のピークが見られる。地衡風の風向が北東の場合は東北東と北北東に2つのピークが見られ、さらに西よりも小さなピークが見られる。地衡風の風向が東北東の場合は東北東にピークが見られる。今治における海風の型の変化は、地衡風の風向が北北東と北東の間の北東に近い風向の場合に生じていることが分かる。丹原では、地衡風が北東と東北東の

場合、「海風」となるが、地衡風の風向が北の場合、南西の風となり、「陸風」となる。これは、この地衡風風向の場合、高縄半島の山塊(図1)の南側を迂回する風が生ずるためと考えられる。地衡風の風向が北北東の場合、北北東と東南東に小さなピークが見られ、この方向を境にして卓越風向が大きく変化する。

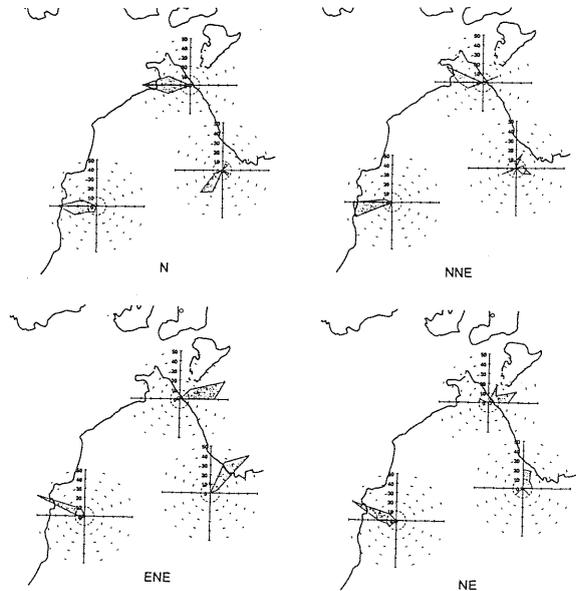


図5 地衡風の風向別の15時の風配図

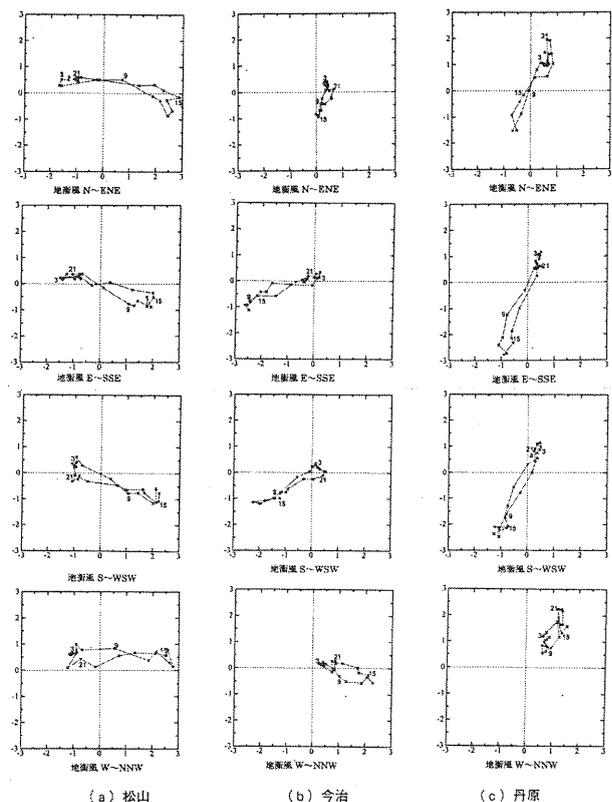


図6 地衡風の風向別の風の日変化ホドグラフ

風の日変化のホドグラフが一般風の影響をどのように受けるが調べるために、それぞれの地点で、15 時における地衡風の風向が図 4 の場合と同じ、北～東北東、東～南南東、南～西南西、西～北北西である日を選び出し、特別ベクトル平均風を求めた。それぞれの地点のホドグラフを図 6 a, b, c に示す。松山では地衡風の風向による日変化パターンの違いは小さい。詳しく見ると、地衡風の風向が東～南～西南西（ほぼ南半円）の場合に、海風が西北西となり、西～北北西（第 4 象限）の場合には西南西となる傾向が見られる。今治では地衡風の風向によって日変化ホドグラフのパターンが大きく異なる。地衡風の風向が東～西南西の場合（ほぼ南半円にある場合）には昼間の風は東北東、地衡風の風向が西～北北西（第 4 象限）の場合は、昼間の風は西北西となり、地衡風の風向が北～東北東（第 1 象限）の場合には日変化は小さく、昼間の風は北よりとなる。丹原では地衡風の風向が西～北北西（第 4 象限）の場合、日変化は見られるが、どの時刻も「陸風」となる。地衡風の風向がそれ以外の場合は「海風」と「陸風」がはっきりと認められる。地衡風の風向がほぼ南半円にある場合、夜間の「陸風」は小さいが、昼間の「海風」は大きく、風向は東北東である。地衡風の風向が北～東北東（第 1 象限）の場合は、夜間の「陸風」と昼間の「海風」が同程度の大きさとなる。

4. まとめ

愛媛県高縄半島周辺に位置する松山、今治、丹原の海陸風の特徴について調べた。これらの地点の年間の風配図を見ると、松山・丹原では 2 方向の卓越風向が見られ、それぞれ昼間と夜間の風を代表していることが分かった。今治では 3 方向の卓越風向が見られた。そのうち 1 つは夜間の風を代表し、その他の 2 つは昼間の風を代表している。今治の昼間の 2 つの卓越風向は地衡風の風向に支配されている。今治では地衡風の風向が北北東～北東付近を境に、また丹原では地衡風の風向が北北東付近を境にして地表風の卓越風向がほぼ逆方向になることが明らかになった。それぞれの地点とも夜間の風は一定方向を示す傾向が強く、地衡風の風向による影響は小さい。

参考文献

佐橋 謙, 1973: 瀬戸内海の二種類の海風について, 気象技術ノート, 第 14 巻, 16-20.
 ———, 1978: 岡山周辺の海陸風について, 天気, 25, 357-363.

———, 1988: 瀬戸内東部の局地循環, 気象研究ノート, 第 163 号, 89-105.
 森 征洋, 1985: 地衡風と地表風との対応について—多度津・岡山の場合—, 天気, 32, 9, 523-529.
 ———, 木崎晴子, 1987: 岡山平野における海風の型と気圧場との関係. 香川大学教育学部研究報告, II, 37, 53-62.
 ———, 1996: 海陸風と気圧場の関係について—瀬戸内海地方中央部の場合—, 日本気象学会誌「天気」, 43, 33-41.
 根山芳晴, 1982: 瀬戸内の海陸風について, 天気, 653-668
 ———, 1979: 愛媛県沿岸の海陸風特性について, 天気, 26, 155-159.
 宮田賢二 (編), 1983: 広島県 of 海陸風, 広島女子大地域研究叢書 III, 広島女子大学.
 ———, 1988: 瀬戸内西部の局地循環, 気象研究ノート, 第 163 号, 107-122.
 水間満郎, 1994: アメダス風資料から見た近畿, 四国, 中国東部の海陸風. 日本気象学会関西支部, 例会講演要旨集, 第 69 号, 1-6 (講演).
 ———, 1999: アメダス風資料から見た中国西部・四国西部, 九州の海陸風. 日本気象学会関西支部, 例会講演要旨集, 第 89 号, 1-6 (特別講演).
 Mizuma, M., 1998: General aspects of land and sea breezes in western Seto Inland Sea and surrounding areas, J. Meteor. Soc. Japan, 76, 403-418.

女木島における局地的強風「オトシ」について

—現地観測と数値シミュレーション—

渡邊 匡央 (松江地方気象台)・森 征洋 (香川大学教育学研究科)

1. はじめに

高松市沖の瀬戸内海に浮かぶ女木島では、冬季西寄りの季節風が卓越するときに、東浦 (図1のH) で「オトシ」と呼ばれる局地的強風が吹くことが知られている。季節風の風向に対して島の風上側にあたる西浦 (図1のN) ではなく、島の風下側にあたる東浦で起こる。実際、主に東浦の沿岸の民家ではこの風を防ぐために、「オーテ」と呼ばれる防風壁が設けられている。しかし、このような防風壁が設けられるほどの強風が吹き、島の住人の生活にも大きな影響を与える現象について、これまで、定量的な観測は行われておらず、詳しい研究もされていないのが現状である。そこで、本研究は「オトシ」の実態を捉えるために風車型風向風速計をH, N, Tの3地点に設置して連続観測を実施した。さらに、「オトシ」発現時に移動観測を行い、島周辺の風の分布について調査した。

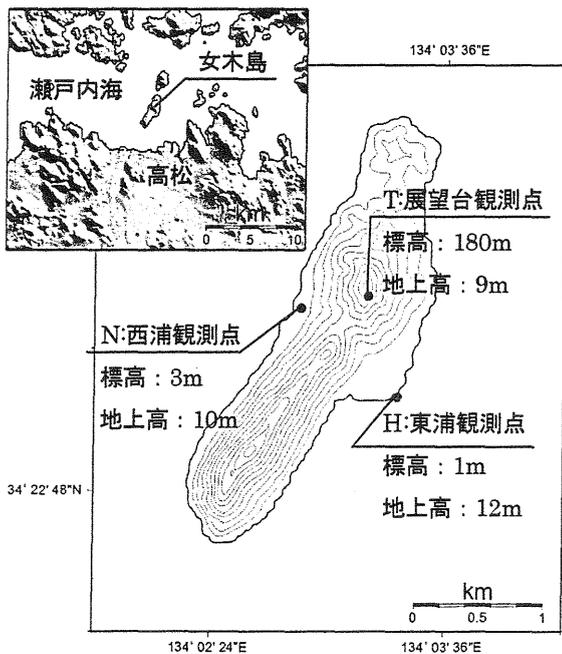


図1 左上の地図に女木島の位置、右の図に女木島の地図及び、観測地点の位置を示す。地上高とは地上から風向風速計のセンサーまでの高さである。

また、数値実験による「オトシ」の再現を試み、得られた観測データと対比させながら「オトシ」の発生メカニズムについて考察した。

2. 女木島の地形

図1に女木島の位置を示す。高松港から沖合い約4kmの位置にある。島は南北約3.2km、東西約1.9km。面積は2.65km²で最高点は216m。女木島の北端から南端までの島の峰に沿った直線距離が約3.7kmに対し、東浦から西浦までの直線距離は約1.1kmと幅が狭く、北北東-南南西方向に細長い形をしている。また、島の北側には高さ187mの円錐状の山がある。南側は北北東-南南西方向に稜線が延びる山があり、島の最高点である標高216mの峰がある。

3. 観測結果

3.1 観測データ

観測データは女木島の西浦、展望台及び東浦の定点観測点のデータ、移動観測によるデータを用いた。その他に、女木島とその周囲の観測点とを比較するため、高松地方気象台の地上気象観測データ、ウインドプロファイラデータを用いた。

3.2 2003年1月27日から31日の総観場と高松の観測データ

ここでは、2003年1月27日夕方から31日夕方までに見られた「オトシ」の事例について紹介する。図2には瀬戸内で最も風が強まった27日09時の地上天気図を示す。26日09時、済洲島の西沖には1014hPaの前線を伴った低気圧があって、急激に発達しながら日本海を北東進していった。29日09時には低気圧の中心はサハリン付近まで移動しており、中心気圧は976hPaと猛烈に発達している。この27日から29日の間、日

本付近は寒冷前線あるいは閉塞前線通過後、強い冬型気圧配置となり、南北に走る等圧線の間隔が狭まり気圧傾度が強まっている。

高松のウインドプロファイラデータを見ると、27日09時30分頃に高度1km付近の風が南西風から西風が変わっている(図省略)。地上では09時から10時にかけて気圧上昇、気温降下が見られるが、その変化は小さい。このため、地上では09時頃に閉塞前線が通過したものと考えられる。また、16時から17時にかけて高度400m付近の西寄りの風が強まっており、地上でも西南西風が強まった。さらに、図3の高松の27日22時から28日03時までのウインドプロファイラデータを見ると、22時30分頃から高度1km付近に50kt以上の強風軸が現れ始め、22時30分には高度400m付近の低層にも及んでいる。これに対応し、地上でも日最大風速12.9m/sを記録している。その後、強風軸は次第に上層にシフトしている様子がわかる。

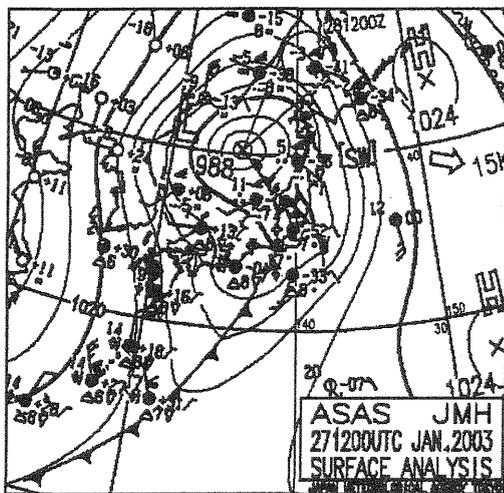


図2 2003年1月27日21JSTの地上天気図。

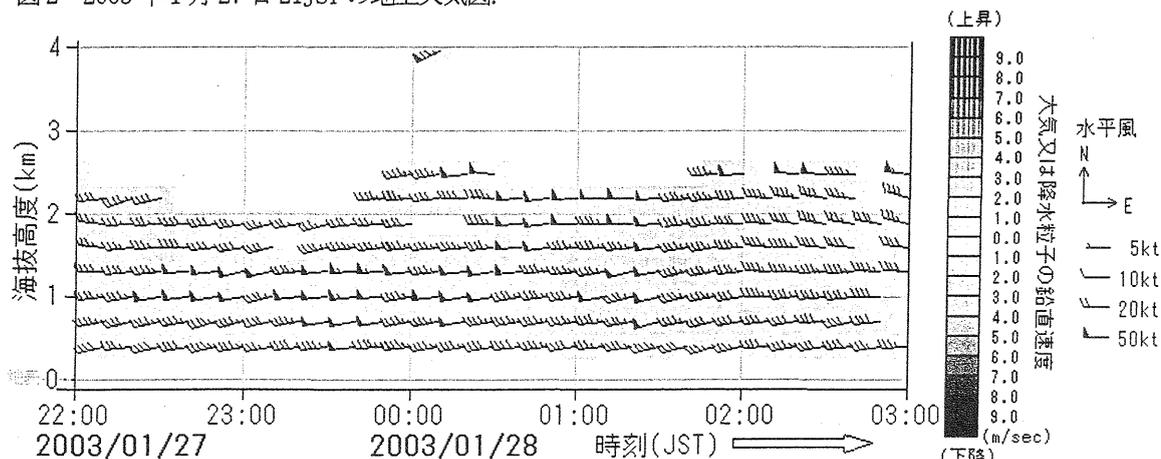


図3 2003年1月27日22:00から28日03:00までの高松地方気象台における高度4kmまでのウインドプロファイラデータ。

3.3 女木島における連続観測及び移動観測

図4に2003年1月27日から31日までの観測点N, T, 及びHの風の観測データを示す。27日17時頃、観測点NやTでは西寄りの風、Hでは南西に変わり、それぞれの地点で風速5~7m/sを記録している。これ以降、観測点NやTでは高松気象台と同様に4日間に渡り西寄りの強風が続いている。しかし、観測点Hでは乾燥寒気の流入後(観測点Hの気温、高松の相対湿度より)、15m/s前後の強風がみられ、27日23時00分に最大風速18.2m/sを記録。これはウインドプロファイラで見られた強風軸が出現している時刻に対応している。そして、29日04時20分には最大瞬間風速33.0m/sを記録した。これらの値は高度180mにある観測点Tとほぼ同等の値である。しかも、観測点HではNやTとは全く異なる風の変化をしていることがわかる。そこで、季節風の風向の変化と観測点Hにおける風の変化の対応を調べるために、観測点Tの風向(W, WSW, W, WNW, NW)別に観測点Hにおける風ベクトルの分布を図5に示した。また、Tの風向別に求めたHにおけるベクトル平均風向及びTに対する風速比も図5右上に表として示した。この表から観測点Tで風向が西南西から北西に1方位ずつ時計回りに変化すると、観測点Hでは風向が南西、南南西、南南東、北東と変化する。分布図では、Hでの風向が南南西になると風速比がピークとなる。このときのTでの風向は西南西または西で、西北西の場合もある。Tでの風向が西北西のとき、Hでの風向は、ばらつきが大きく、南南西から反時計回りに北北東まで分布している。このことか

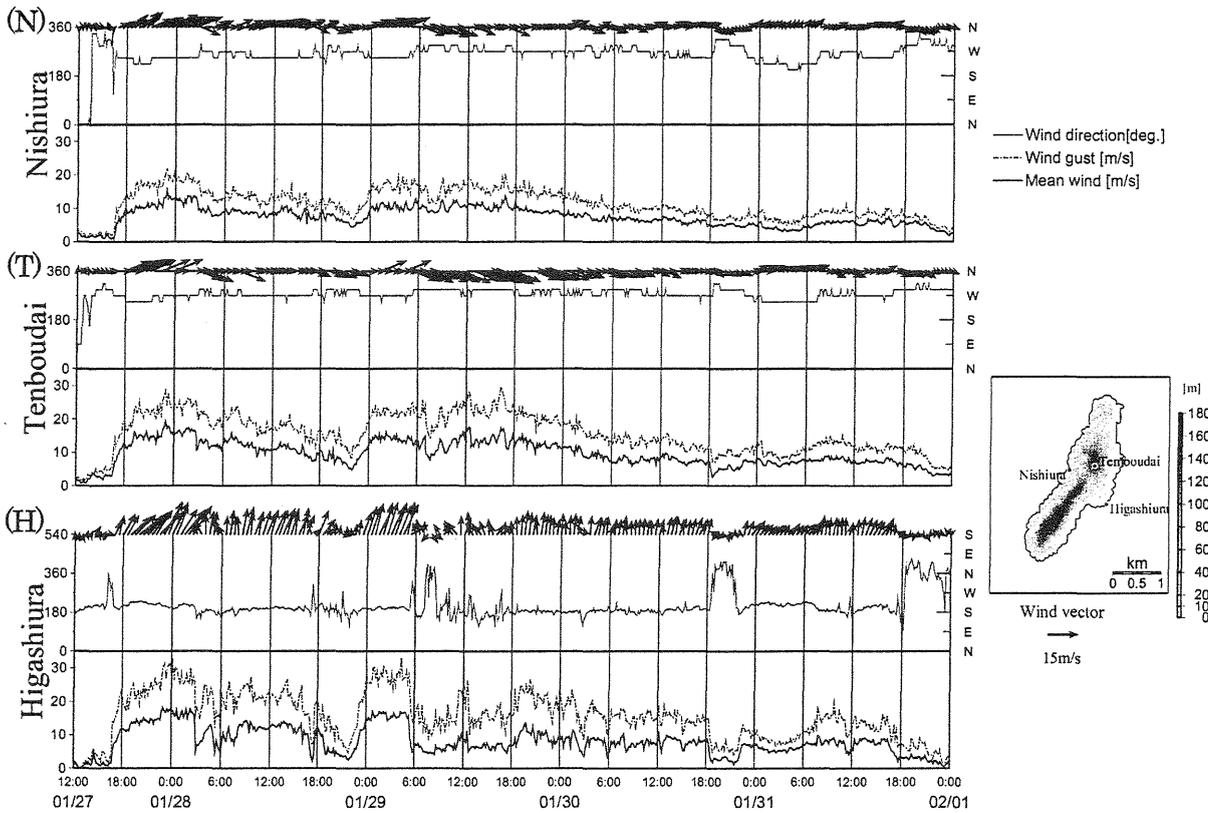


図4 (N)西浦, (T)展望台, 及び(H)東浦観測点の風向風速. それぞれ上段が平均風向, 下段には実線で平均風速を示し, 破線で最大瞬間風速を示す. 風ベクトルは30分間隔でプロットしてある. 右端に観測点の位置を示す.

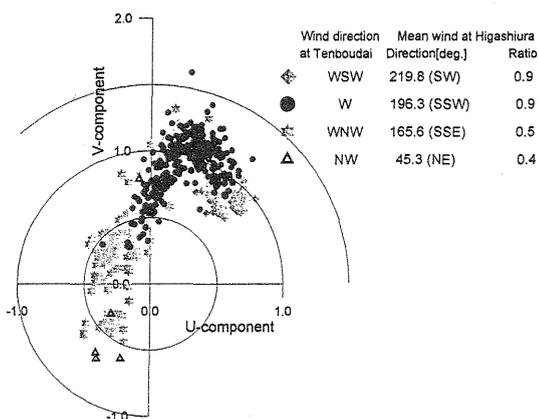


図5 展望台の風向別に識別した東浦における風ベクトルの終点の分布. 風速は展望台との風速比で表した. 用いたデータは27日16:50~31日16:30. 右上の表は展望台の風向別の東浦におけるベクトル平均した風向と風速である.

ら, 「オトシ」は季節風の風向が西南西から西のときに起こりやすい南西から南にかけての強風とすることができる.

次に, 図6に移動観測によって調査された島の風の分布と, 目視観測による海上の風力分布を示す. 風の分布は, 島の稜線上の観測点, 及び島の

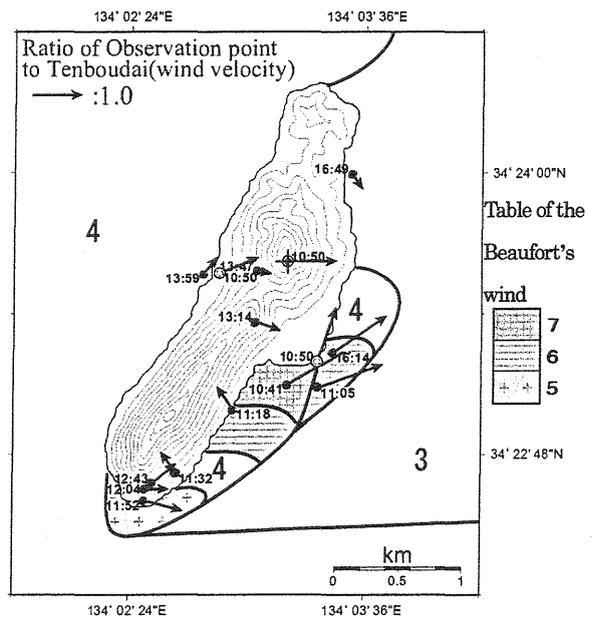


図6 2003年1月28日に行った移動観測の結果. ベクトルは観測点と観測点T(「+」印)の風速との比. 観測点横の時刻は観測時刻. ◎は定点観測点(平均風向風速). 模様は風力5以上の海域. それ以下は数値で示す.

西側では西寄りの風となっているが, 島の南側にある北北東-南南西方向に稜線が延びる山の東側

では、島に沿って吹いているような風の分布となっている。これは青山(1991)の1990年12月22日の移動観測の結果ともほぼ一致する。さらに、観測中に島の南端付近から海面上に強風によって吹き上げられたしぶきが確認できた。このしぶきは島の南端付近からできはじめ、島の地形に沿って東浦に向かっていった。

4. 数値シミュレーション

4.1 境界条件

数値実験には数値モデル PHOENICS(CHAM社)を用いた。計算領域を水平方向 3950m 四方、鉛直方向を 400m とする長方体の領域を設けた。より現実に近い地形を再現するため、地形データは国土地理院の 50m メッシュ DEM データを用いた。その摩擦条件は速度成分 $u=v=w=0$ とする non-slip 境界条件とした。また、流入境界面を $x=0$ 平面に設け、流入条件は非圧縮性流体の定常流とした。

4.2 「オトシ」の再現実験

数値実験によって得られた季節風の風向に相当する西風時における風の分布を図7に示す。東浦付近で南寄りの強風が生じており、「オトシ」発現時の移動観測や連続観測のデータとよく一致する結果となった。これによると、島の南東側の海

面上では地形に沿って帯状に広がる発散場が形成されており、島南端付近には強い下降流域がみられる(図省略)。また、高度 100m くらいまでの下層には、南西風と対応する南端から東浦に延びる帯状の下降流域が形成されていた(図省略)。

5. まとめ

「オトシ」は現地観測から女木島では季節風の風向が西南西から西風のときに、東浦では最大瞬間風速 30m/s を超える南西から南の著しい強風が吹く場合があることが確認された。「オトシ」と呼ばれるこの風は季節風が西北西に変わると急激に減衰し、季節風の風向に大きく依存していることがわかった。

数値シミュレーションによると「オトシ」は、西寄りの風が島の南端付近で地形上昇を受け、稜線を越えたあたりから徐々に風向を南寄りに変えて斜面を下降し、地表面に向かって吹き降ろすために起こる強風であることが示された(図7)。

参考文献

- 青山茂行, 1991: 備讃瀬戸地域の島嶼における集落立地と風, 香川大学教育学部地理学教室
渡邊匡央, 森征洋: 女木島における局地的強風について, 例会講演要旨集 第98号, 5-8

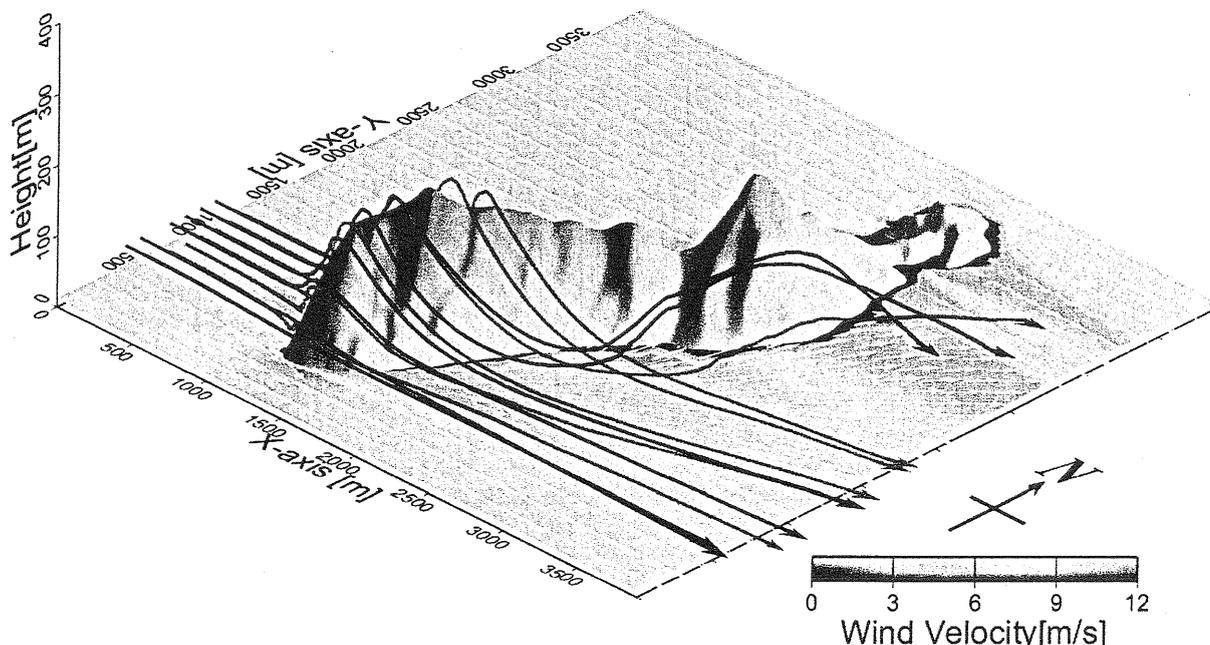


図7 数値実験によって再現された季節風の風向が西風のときの「オトシ」。真中の島が女木島。カラースケールで表現した平面はモデル最下層の高度 10m における速度場、及び風ベクトル(白矢印)。流入境界面は $x=0$ 平面であり、島南端付近に吹き付ける流入高度 10m 及び 50m の流跡線をそれぞれ赤と青の実線で示した。

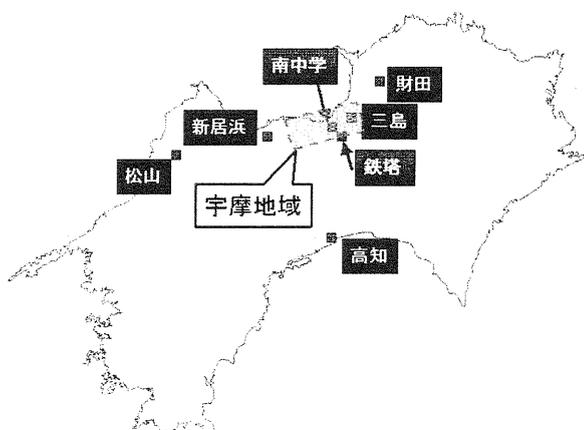
地上観測とウインドプロファイラを用いたやまじ風の事例解析

*片岡文恵, 白鳥勇, 森藤香, 塚本修 (岡山大学), 金森恒雄 (鳥取地方気象台)

1. はじめに

やまじ風とは、愛媛県東部の宇摩地方に吹く南よりのおろし風であり、山形県の清川だし、岡山県の広戸風と並ぶ日本三大局地風の一つに数えられている。この宇摩地方は東西に細長い平野となっており、すぐ南には法皇山脈と呼ばれる 1500~2000m級の山々が連なっている。このような地形は、おろし風が発生しやすい条件である。やまじ風は、昔からこの地方の家屋や農作物に大きな被害を与えてきた。

本研究では、ここ数年に発生したやまじ風について2件の事例解析を行った。今までの研究では、既存の気象官署によるデータでのみの報告が多かった。しかし、本研究では、やまじ風発生地域にある伊予三島市立南中学校(以下、南中学)や、法皇山脈に位置する四国電力送電鉄塔(標高 726m)など、気象官署では得られない、発生域のより細かなデータも加えて解析を行った(第1図)。さらに、2002年4月16日の事例については、2001年に気象庁が導入したウインドプロファイラのデータを追加し、解析を行った。



第1図 観測地点の位置関係

2. やまじ風の発生メカニズム

やまじ風は南よりの風であることから、まず気圧配置が重要である。やまじ風が発生する場

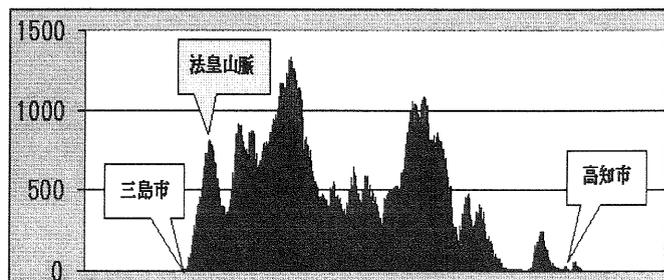
合、低気圧または台風が朝鮮半島付近から日本海に抜けるパターンをとることが多い。また、日本の東海上に高気圧が張り出しているとき、より気圧傾度が大きくなり、南よりの風が吹きやすくなる。

次に、この南よりの風がおろし風となるメカニズムであるが、通常おろし風は、2パターンの風の収束により発生する。

- ①気流が鞍部をもった山脈に対して直角に近い形で山を越える時、水平的な収束を受け、山頂で風が強まる。
- ②水平的な収束を受けた風が、大気の成層状態により、鉛直的に収束を受けることで、山麓に強い風が吹き降りる。

さらに山の風上側で斜面が緩やか、風下側で急であること、また風下側に湾や湖、平野が存在していることが、おろし風を発生しやすくする条件である。(荒川, 1988)

やまじ風の場合、発生地域である宇摩地方の南には、東部の剣山山系と西部の石鎚山系に挟まれた 1500m級の法皇山脈が存在している。この法皇山脈は先ほど述べたおろし風発生条件に当てはまるものであり、山脈の北側斜面などは、平均約3/10程度の急勾配となっている。また、宇摩平野の中心に位置する寒川町や豊岡町などでは、山麓から海岸までの距離が1~2km程度と、非常に狭い平野となっている(第2図)。



第2図 三島と高知を結ぶ地形断面図

3. 解析事例の概況

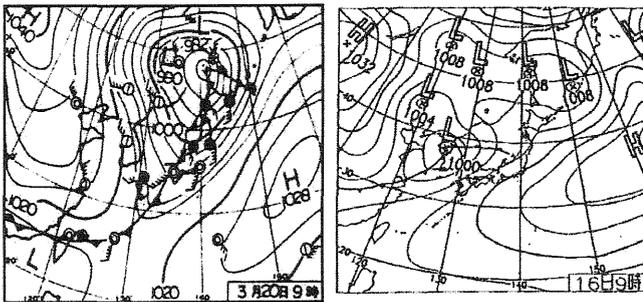
今回の解析事例は、以下の2件である。それぞれを事例1、事例2とし、その日の概況を以下に示す(第3図)。

・事例1 (1998年3月20日)

前日、沿海州にあった低気圧は、982hPaと非常に発達しながらサハリン付近に進んだ。寒冷前線が北海道東部、関東東部を通り台湾付近にまで達した。

・事例2 (2002年4月16日)

朝鮮半島北部にあった低気圧が、勢力を強めながら日本海を北東進した。また、太平洋沖に高気圧が張り出していたため、南風が卓越し、全国的に気温は高めとなった。



第3図 各事例の天気図
(左; 事例1, 右; 事例2)

4. 事例解析の結果

それぞれの事例について、やまじ風発生を中心とした3日分の解析結果を示す(第4図)。

4.1 地上観測

4.1.1 風向・風速

・事例1 (1998年3月20日)

(発生時刻; 19日 18:40~20日 203:50)

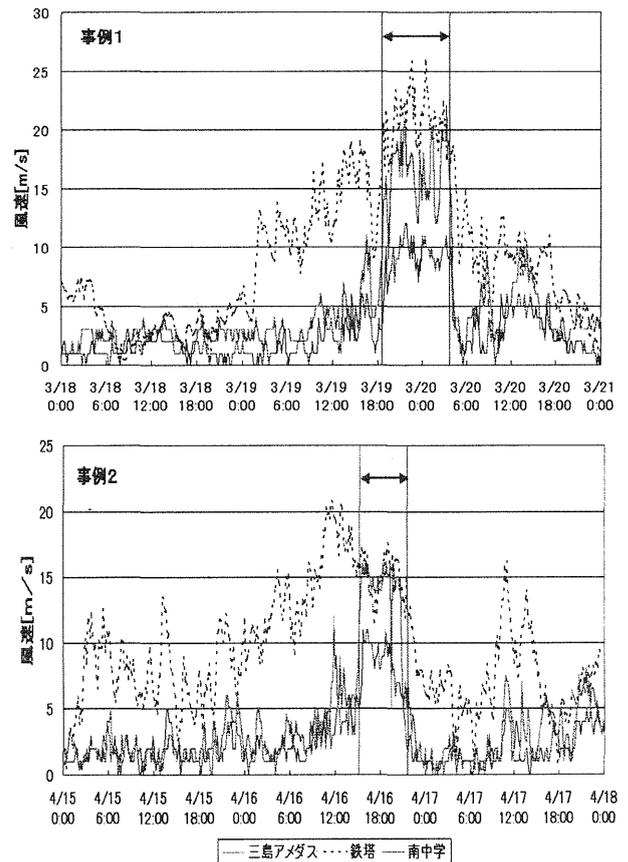
三島アメダス、南中学では、19日の18時頃より、10m/sを越す南よりの強風が吹き始めた。やまじ風発生時には、三島アメダスでは10m/s前後、南中学で20m/s前後の強風となっていた。これらの2つの観測点は1km程度しか離れていないが、南中学はやまじ風発生時に際立って強い風が吹き、発生の指標となっている。一方、山頂にある鉄塔では、19日の朝から10~15m/sのやや南西よりの風が断続して吹いており、やまじ風発生時には、20~25m/sの強風となっていた。終息時は、どの観測点でも、一気に風速が弱まっており、風向も西~北よりに変わっている。

・事例2 (2002年4月16日)

(発生時刻; 16日 15:10~21:30)

南中学、三島アメダスでは、同日15時頃より、急速に風が強まり、発生時にはやや南東よりの10~15m/sの風となっていた。鉄塔では、発生3時間前の12時前後にピークを迎えていたが、発生時にも15m/sの風が継続して吹いていた。

また、より広域での風速を見てみると、宇摩地域にやまじ風が発生している間も、その周りの新居浜、高知、財田などでは、せいぜい5m/sとそれほど風は強く吹いていない。



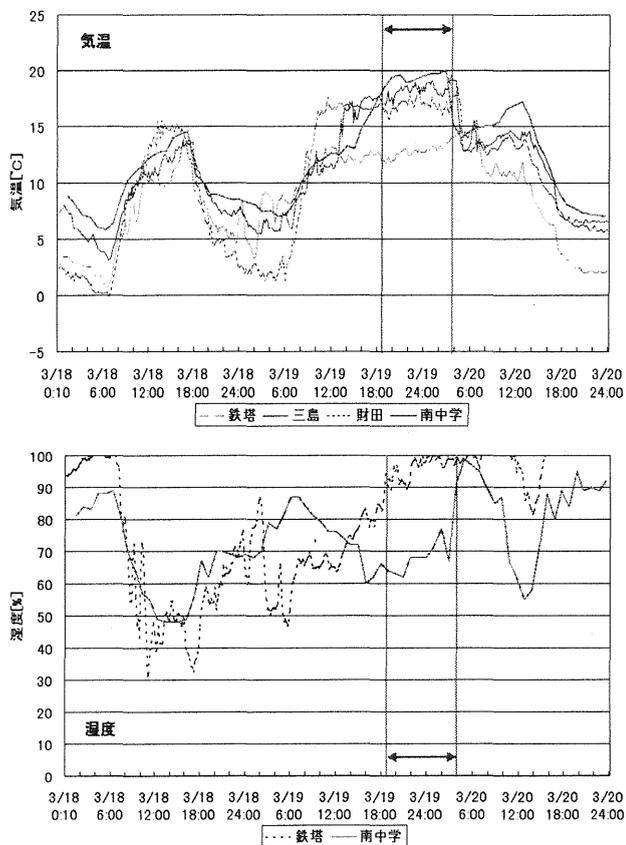
第4図 各事例における風速の時系列変化
(⇔はやまじ風発生時刻を示す)

4.1.2 気温・湿度

通常、やまじ風発生時にはフェーン現象が伴うことが報告されている。これは、やまじ風が南よりの風であることに起因する。南からの湿った空気が高い山を越えることで、比較的低い所で雲ができ、気温も上昇しやすくなるため、フェーンとなる。

それぞれの事例においても、やまじ風発生時

の後半において、夕方または夜にもかかわらず、風下側では気温が上昇し、湿度が低下する傾向がみられる。また、やまじ風発生域の東に位置する財田でもフェーンが起こっていることは特徴的である(第5図)。



第5図 事例1における気温と湿度の時系列変化

4.2 高層観測

4.2.1 風向風速

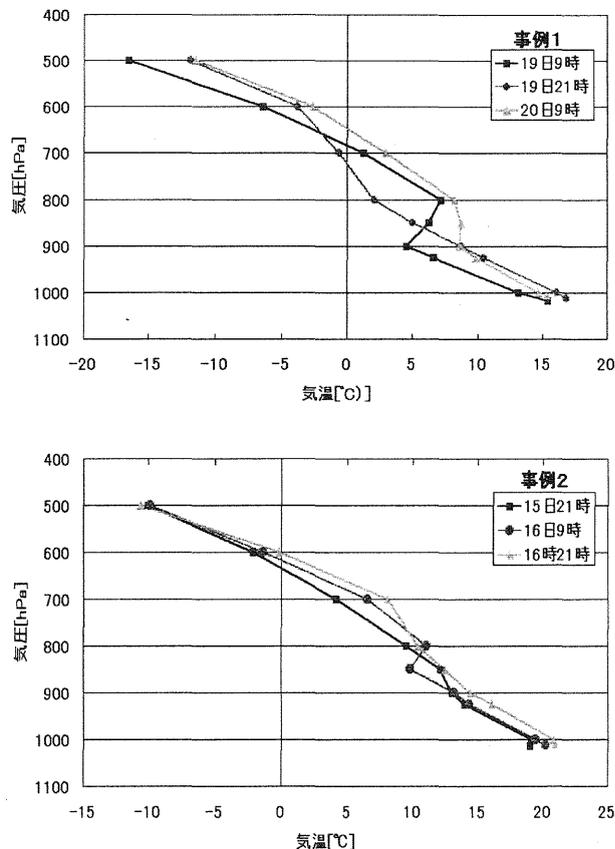
高層観測データを使用するに当たり、風上側に適当な観測点がなかったため、潮岬と鹿児島郡のデータを内挿し、高知沖合に「四国沖」とする仮定の点を設定し、データを使用した。また、この四国沖高層データは、法皇山脈の高さを基準とし、約 1500m(850hPa)での数値をみることにした。

やまじ風発生時において、この四国沖では両事例とも 15~20m/s 前後の風が吹き、その風向はやや南西よりであった。

4.2.2 気温と大気の安定度

気温のプロファイルを見ると、やまじ風発生時に最も近い時間帯では、両事例とも 900~

800hPa 付近に安定層または逆転層がみられた。(第6図参照)これは、おろし風発生において非常に重要な点である。安定層が山の上空に形成されるかどうかにより、おろし風の発生またはその強度も決まってくる。



第6図 高層観測による気温の鉛直プロファイル

4.2.3 ウインドプロファイラによる解析

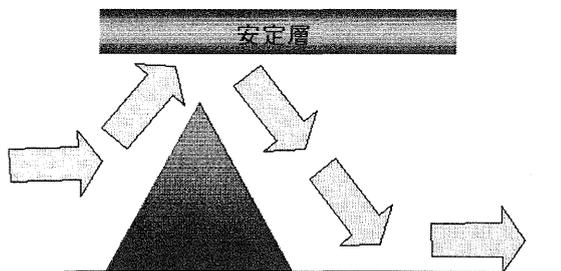
ウインドプロファイラは2001年4月から観測が始まったため、ここでは事例2(2002年4月16日)のデータのみを示す。

四国では、高松、高知、土佐清水の3地点の設置されており、それぞれの観測点における風向風速をみたところ、やまじ風発生時において、15~20m/s の強風となっていた。また風向は、高知・高松では南西より、土佐清水では西よりとなっていた。

また鉛直的な風向変化を見てみると、やまじ風発生前後には、風の鉛直シアが存在していた。今回の事例の場合、1000~2500mにそのシアは存在し、発生時に近づくとつれ、やや低下し

ている傾向にあった。

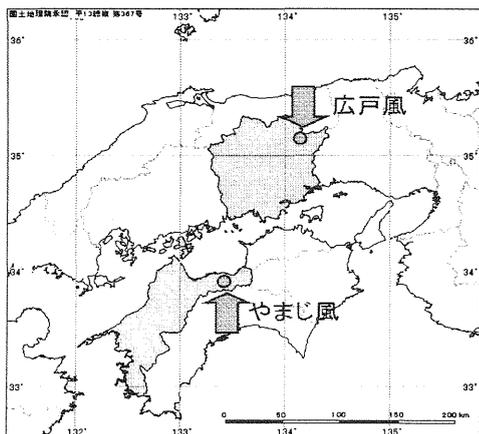
この風の鉛直シアと、先に述べた気温の安定層との高度はほぼ一致しており、第7図に示すように、これらが風の鉛直的な収束をもたらす原因であると考えられる。



第7図 風の鉛直的な収束の模式図

5. やまじ風と広戸風

岡山県北東部、鳥取県との県境に標高 1255m の那岐山が存在する。この那岐山南麓の奈義町一帯に吹く北よりのおろし風が広戸風である。この広戸風は、台風または低気圧が紀伊半島付近を通過した時、それに吹き込む北よりの風が千代川に沿って南下し、V字型の地形に沿って収束するため、おろし風となる。広戸風については、奈義町役場の他、那岐山山頂にも観測機器が設置されており、中村ら(2002)を始め、過去に様々な研究が行われている。



第8図 やまじ風と広戸風の位置関係図

この広戸風とやまじ風は、第8図に示すように、瀬戸内海を挟んで反対に吹く風であり、原理的には同じメカニズムで発生するおろし風であるといつてよいだろう。ただ、広戸風の場合、北からの寒気流入のため、フェーン現象が起こりにくい。また、広戸風の発生に伴い、風上側の北東斜面で地形性強雨が観測されることがあ

る。これらは、やまじ風にはない特徴である。

謝辞

本研究を実施するにあたり、貴重な観測データを提供して頂いた伊予三島市立南中学校、四国電力に謝意を表します。

参考文献

- 荒川正一, 1975 : おろし風を中心とした山越え気流論, 気象研究ノート, 第125号, 51-84
荒川正一, 1988 : 局地循環序論, 気象研究ノート, 第163号, 1-22
荒川正一, 2000 : 局地風のいろいろ, 成山堂出版, 149
中村みゆき, 2002 : 那岐山山頂における観測からみたおろし風(広戸風の発生条件), 天気, 49巻2号, 129-139
金森恒雄 他, 2002 : 北東風による大雨発生のメカニズムの考察, 大阪管区府県気象研究会誌
森藤香, 2001 : 現地観測に基づく那岐山からのおろし風の研究, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第94号, 16-19
森藤香, 2002 : 2001年8月21日に観測された台風11号に伴う広戸風について, 2002年度日本気象学会関西支部年会講演要旨集, 23-26
森藤香, 2002 : 台風接近時における広戸風発生条件の検討, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第97号, 28-31
高見佳浩, 1996 : やまじ風について, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第72号, 10-24
門田通俊 他, 1997 : 春やまじについての考察, 日本気象学会関西支部例会講演要旨集, 第76号, 33-36
五十嵐廉, 1990 : やまじ風と肱川あらし, 大阪管区気象台技術情報, 69, 38-42
高見佳浩, 1997 : 日本三大局地風, 大阪管区気象台技術情報, 86, 1-20
斎藤和雄, 1994 : 山越え気流について(おろし風を中心として), 天気, 41巻11号, 3-22
成瀬由紀子 他, 2003 : 広戸風が発生する場における鳥取県の大雨, 2003年度日本気象学会関西支部年会講演予稿集, 18-21

山岳地形によって強化され発生した突風災害 (大豊町 2002/10/28 - 29 と土佐山田 2003/5/8 の事例)

千葉修 (高知大学理学部), *村上康介 (高知大学理学研究科)

1. はじめに

大規模な天気系は山岳域の局所的な地形と関連してしばしば強風(突風)を発生させることがある。四国山岳域も例外でなく複雑な地形により変形し、収束・強化した気流がみられる。

2002年10月29日早朝、高知県高岡郡大豊町立川下名(第1図)にある高知高速道橋脚工事用足場が突風によって倒壊しているのが発見された。工事関係者が行った橋脚への加重評価によれば、26m/s以上の風が吹いていたと推定される。そこで、この値に相当する風が現地で吹いたかどうかを中心に、この倒壊をもたらした気象について検討考察した。

また、翌2003年5月8日にも工事用足場が風にあおられて大きく傾く事故が高知県香美郡土佐山田町繁藤付近で起こった。この時の特徴的な気象についても記す。

2. 倒壊現場について

突風による倒壊被害が起こった大豊町立川下名は、高知県北部の山岳地帯に位置し、愛媛・徳島両県の県境にも近い。標高は約320mで、現場周辺は東西を山岳に阻まれた南北へのびる峡谷となっている(第2図)。

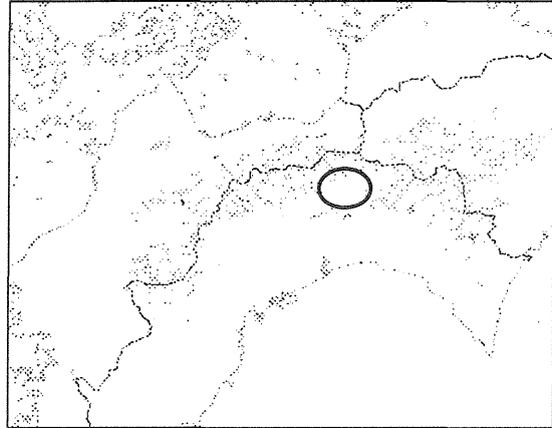
3. 2002年10月28日～29日の気象概況

3.1 天気図

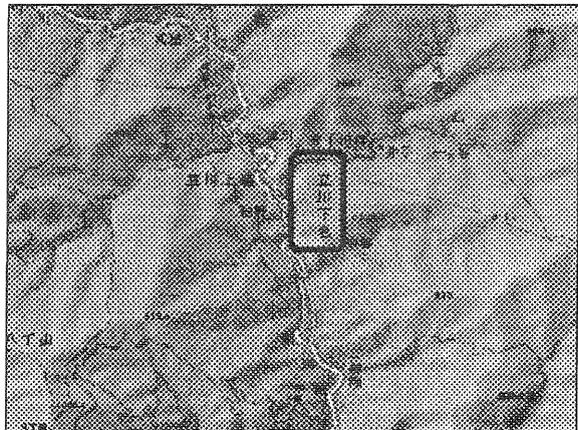
10月28日は東進する低気圧のあと大陸からの高気圧が南下し、この秋一番の寒気が西日本に流入した、10月には珍しい強い冬型の気圧配置であった(地上天気図, 850hPa天気図, 次頁第3, 4図)。

3.2 高層気象

10月28日の21時の福岡と鹿児島島の700hPaまでのホドグラフは反時計回り(反転)を示し、寒気移流が確認される。東経130度線に沿う風速・気温・相当温位の高層断面図(AXJP130)から上層からの寒気下降がみられ、福岡上空で大きな傾きをもつ。高知のウインドプロファイラ



第1図 四国地図(○で表した場所が倒壊現場)



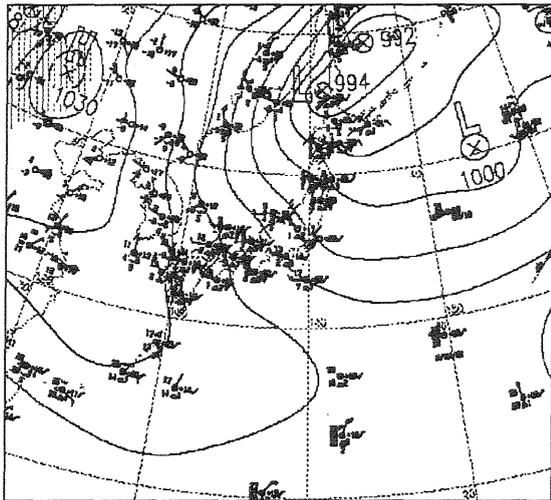
第2図 大豊現場付近

(第1, 2図共にカシミール3D使用)

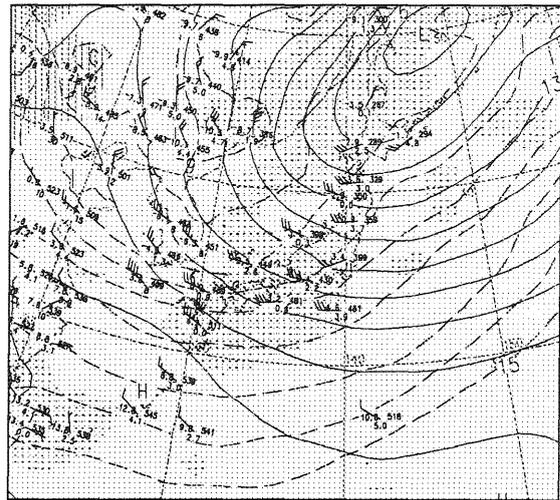
による風ベクトルの鉛直断面図(第5図)は19時～20時(10/28)に高度2kmで約25m/sの西寄りの強風とそれ以下で下降流の存在を示す。なお、20時で降水量0.5mm, 湿度83%であった。

3.3 地上気象

本川, 本山, 大栃, 高知, 後免(高知県)と久万, 新居浜, 三島(愛媛県)のアメダス10分値の時系列を使用した。10/28夜半から10/29早朝までの各観測点の風の特徴は、久万ではほぼ北西の風であった。新居浜と三島は20時～22時に7～8m/sの強い西風で、それから北西に変化



第3図 地上天気図(2002年10月28日21時)



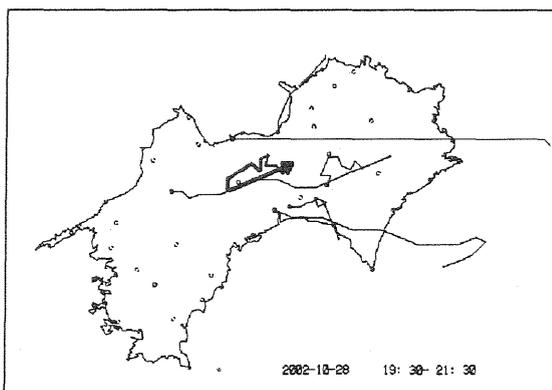
第4図 850hPa面高層天気図(第3図と同時刻)

した。このときの風の強まりは山越え気流(おろし)の性質を示し、石鎚山系と剣山山系の鞍部付近を吹き抜けて、立川川沿いに南下し高知平野に流出したと思われる。

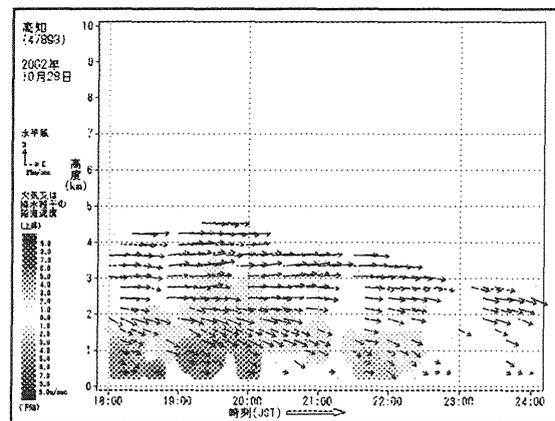
3.4 進行ベクトル(PVD)図

特異な特徴を示したのが本山の気象である。その時の風向・風速から求めた進行ベクトル図(PVD)から、10/28の19:30~21:30にかけて風向が弱く、反時計回りに1回転している(第6図、太実線のベクトル線が本山のデータ)。この時の周辺の地点では卓越風の影響を受けて西寄りの風となっている。そして21時頃から一時的に気温上昇(2°C前後)がみられた(第9図矢印)。

進行ベクトル図からいえることの1つとして本川(N33° 46' E133° 20.3' 標高560m)の風の挙動が卓越風と正対する傾向を示し、観測点が山陰に位置するためと思われる(参照第7図)。

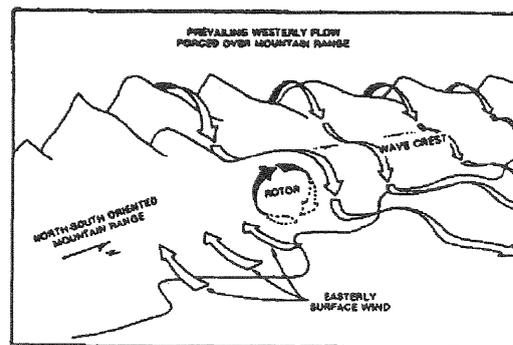


第6図 進行ベクトル図(28日19:30~21:30)



第5図 高知のウィンドプロファイル(28日18時~24時)

また、10/28の18時~19時には全域で西寄りの風であったのが10/29の2時~3時には北西にシフトしている。



第7図 山越え気流により起こる山陰での ROTOR 風系

3.5 現場での最大瞬間風速の考察

当日現場(P5)での風観測は無いが、P5から南南東約9kmにある「ゆとりすとパーク」(大豊町の中村大王、杖立山山腹、標高差714m)での風速は10/28の24時過ぎから10/29の10時まで約10m/s(10分平均値)の一定値を示した。

災害発生(10/28)後、P5に風速計が設置され、11/12~12/10の期間中にP5で観測された最大風速値と「ゆとりすと」での最大風速値(10分間平均風速の中での最大値で、時間は最大瞬間風速の観測時間に近い)の比較が第8図に示される。なお風向は不明。

その関係は、

$$P5MAX-U = 0.42 \times \text{ユトリスト } U + 4.1 (r = 0.62)$$

と求まった。災害のあったと予想される10/28-29に「ゆとりすと」での観測値は、ユトリスト $U=10\text{m/s}$ を示し、それに対応するP5では $0.42 \times 10 + 4.1 = 8.3\text{m/s}$ 程度の最大風速値と見積もられる。

また、その時の最大瞬間風速値はガストファクター(最大瞬間風速値/最大風速値=1.5~2)を考慮すると、12.5~16.6m/sと推測される。

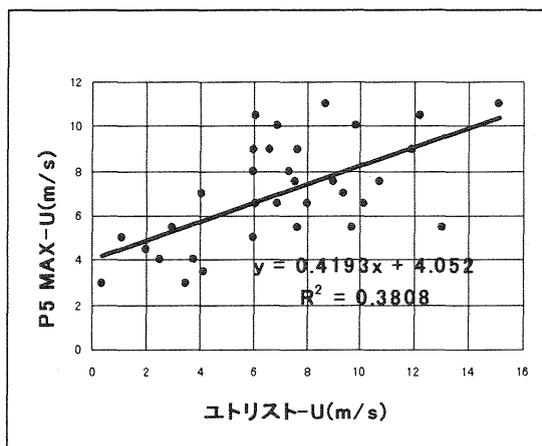
(参考までに10/28のその他の地点での最大瞬間風速は、高松(22m/s)、多度津(19.6m/s)、高知(12.8m/s)、宿毛(20.9m/s)、室戸岬(30.2m/s)であった。)

4. 2002年10月28日~29日のまとめ

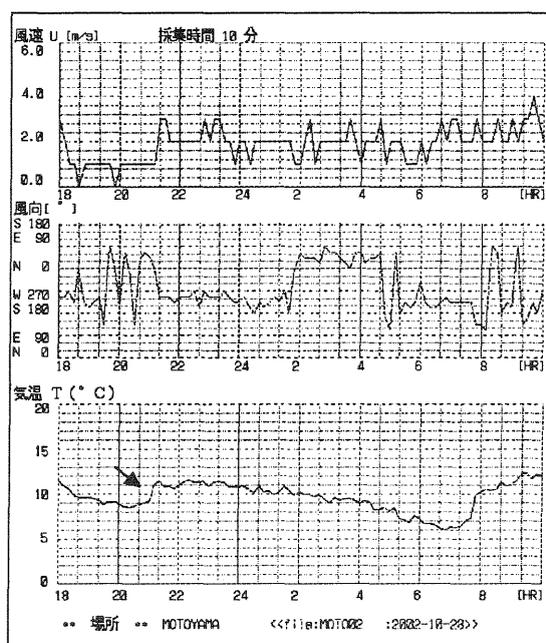
10/28 夜半から四国西部では西寄りの風が卓越し、10/29 過ぎに北寄りの風向に変化した。現場に最も近い本山のアメダス気象資料(第9図)では、南西からの暖気移流のあと、北東からの冷気が流れこんでいる。冷気流入はまた本山、高知、後免の気温降下から判別できる。

四国にも四国山地を越えての卓越風の影響が考えられ、高知平野部ではそのため西寄りの季節風が卓越している。一方山間部の大豊地区は山陰のために少し向きが変わり南西寄りの風となっている。

本山のアメダス地点の気象データでは夜中に比較的暖かい気流のあと北東から寒気が流れこみ、しばらく大気が不安定になっており、このときが寒気のピークで、その結果として強風になったものと推測される。



第8図 風速値比較グラフ



第9図 本山のアメダスデータ(風向・風速・気温の3要素)(28日18時~29日10時)

橋脚現場は川之江から立川、そして大豊方面へと南下する経路にあり、狭隘なV字型の谷筋に沿った気流が考えられる。すなわち、風が狭い峡谷から開けた平野に吹き抜ける時、峡谷の狭い所で気流が絞りこむように収束強化されて突風になったものと推測される(地形による気流の強制収束)。

卓越風が地形の影響で強まった、或いは卓越風に積雲(雷雲)からのダウンバーストが加わる可能性は考えられるだろうか。降水量の水平分布から10/28の22時頃まであった降水

(2mm/hrの微雨)は翌日29日の2時には中国・四国地方とも降水量がゼロである。しかも福岡などの高層データが示す大気の安定度は大きく、積乱雲の発生は考えにくい。

5. 2003年5月8日、繁藤での突風について

現場は前例の場所にほど近く、周辺も大豊から南下するV字型峡谷に沿っており、同じように風が収束強化されたと推測される。

総観場では、前線を伴う低気圧が早朝、四国付近を通過しているが(第10図)その後天気は回復し、夕方には高知は晴れていた。第10図の8日16時の可視画像を見ても、高知平野が見えており雲はかかっている(第11図)。

低気圧の東進につれて、大陸付近の高気圧が影響を及ぼし北寄りの風が卓越し、北からの寒気の流入があったと考えられる。そうすると現場の風下にあたる後免のアメダス(第12図)風向は北～北北東であり、午前から午後にかけて風速値も4m/sから7～8m/sへ増加した。

6. まとめ

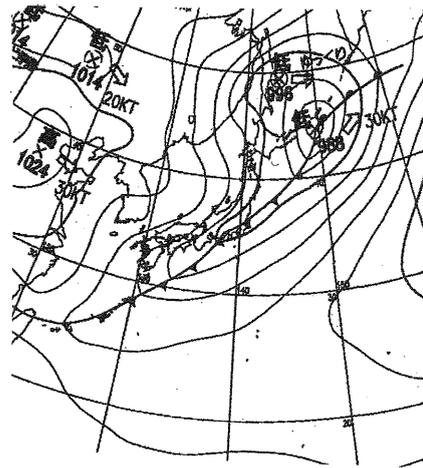
工事関係者の橋に負荷された加重評価では風は26m/s以上と推定されており、周囲のアメダス実測値との差が大き過ぎる。

現場近くの本山(アメダス地点)の気象データを吟味した限り突風とはいえない普通の風(ただし1時間値で2-3m/s)であった。

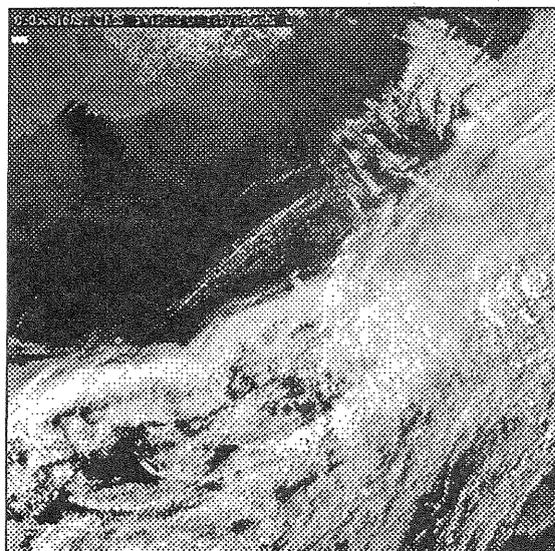
寒気を伴う高気圧の南下であるが、特に大きな天気擾乱と関係する前線通過がみられない時にも強風が推測されるのは、地形による気流の強制収束によって突風が吹いた可能性は非常に高い。

参考文献

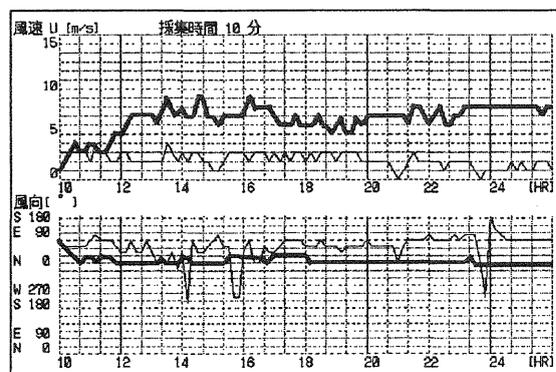
International Civil aviation Organization (ICAO), 1987: Wind Shear, ICAO Circular 186-AN/122, 183.



第10図 地上天気図(2003年5月8日12時)



第11図 衛星可視画像(2003年5月8日16時)
(高知大学気象情報頁より)



第12図 後免・本山アメダス地点の風向風速
(太実線は後免、細実線は本山)

2002年11月3日に香川県で発生した竜巻について

土井ひかる*、佐田拓也、三井秀夫 (高松地方気象台)、大迫重興 (宇和島測候所)

1. はじめに

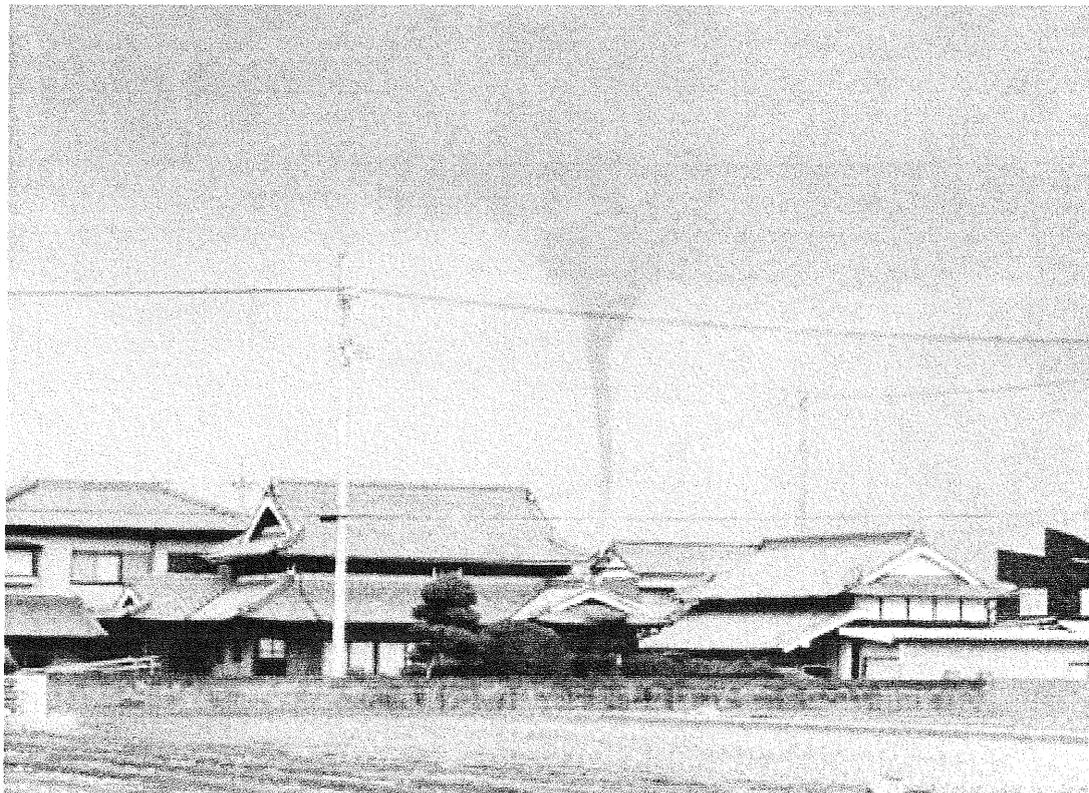
平成14年11月3日16時ごろに香川県西部で竜巻が発生した(第1図)。この日は、11月初旬ながら真冬並みの寒気が上空に流れ込むことが予想されており、実況でも大気の状態は不安定であった。香川県内では、過去に竜巻が報告された事例は1999年に一件である。発生頻度の低い竜巻は大きな災害に結びつくこともあり、今回の珍しい現象を詳しく調べることにした。

この竜巻について善通寺市の田辺正孝氏、丸亀市の水野寛美氏から資料の提供があった。善通寺市と丸亀市はそれぞれ特別地域気象観測所のある多度津の南側、東側に隣接する市である(第2図)。資料提供者の水野氏によると、発見時に竜巻は丸亀市北側の海上と思われる位置にあり、観測中、竜巻は西から東に移動し、積乱雲から漏斗が地上近くまで伸びたが、先端が接地したかは確認されていない。竜巻を観測した後、雷・ひょう(径5mm)を伴った激しい雨が降ったということである。

2. 竜巻発生時の気象状況

(1) 総観場 (03日00UTC・12UTC実況)

300hPaでは潮岬の風速が00UTC165kt、12UTCで175ktと強く、いずれの時刻も香川県はジェット核の上流に位置している(第3図)。対流圏上部では発散場となっていたことがわかり、対流圏下部での収束が見込まれる。



第1図 平成14年11月3日 善通寺市
(田辺正孝氏 提供)

500hPa では、 -36°C 以下の寒気核が 00UTC には中国東北区にあり 12UTC に朝鮮半島まで南下した(第4図)。その間、福岡の気温は、 -24.1°C から -30.9°C まで低下した。福岡 00UTC の月平均値は、最も気温が低い1月で -22.6°C であることから見て、非常に強い寒気が入ってきたことがわかる。

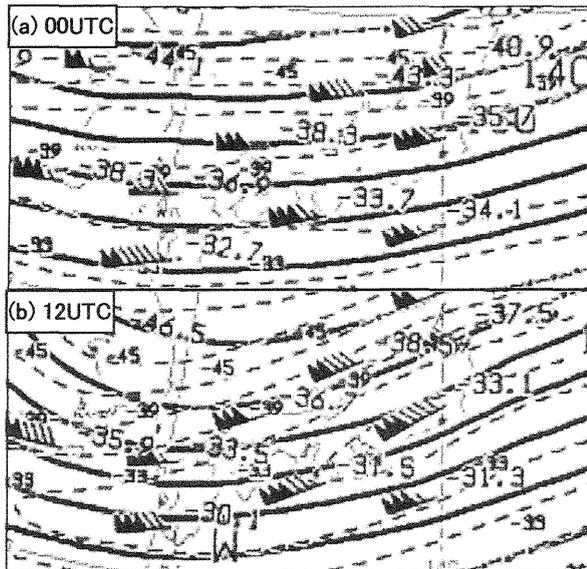
地上天気図(第5図)は、冬型の気圧配置で、日本海側では等圧線が袋状になっており、西日本には西回りで寒気が入る場であった。同様の気圧配置の場合、香川県では西風が強く積雲や積乱雲が流入することが多い。

(2) 高層気象観測データ

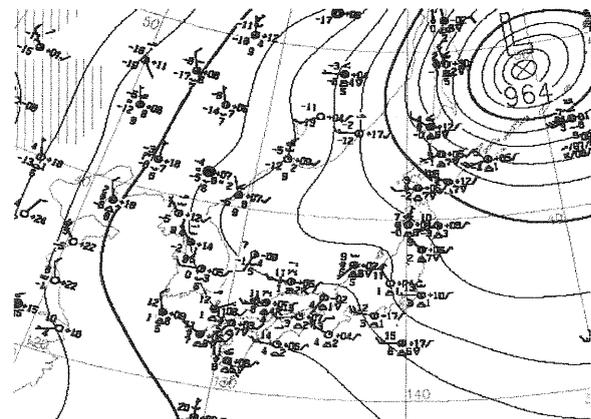
高松周辺の各高層観測地点の 850hPa と 500hPa、及び 850hPa と 700hPa の温度差を第1表にまとめる。各地点ともに、強い寒気移流のため 12UTC にはさらに温度差が大きくなっている。

第1表 周辺高層観測地点の各層の温度差

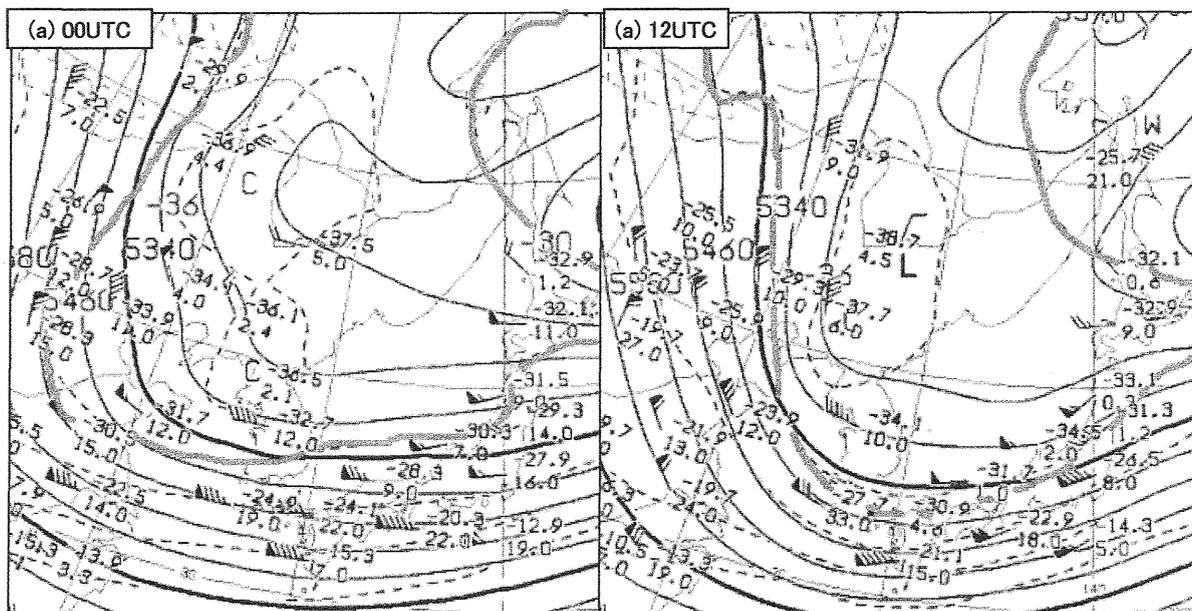
	$T_{500\text{hPa}} - T_{850\text{hPa}} [^{\circ}\text{C}]$		$T_{700\text{hPa}} - T_{850\text{hPa}} [^{\circ}\text{C}]$	
	00UTC	12UTC	00UTC	12UTC
米子	-26.1	-28.6	-10.4	-9.2
福岡	-23.0	-29.4	-9.4	-10.2
鹿児島	-14.3	-21.3	-8.7	-9.1
潮岬	-21.3	-24.7	-6.5	-9.9



第3図 300hPa 11月3日 四国付近拡大

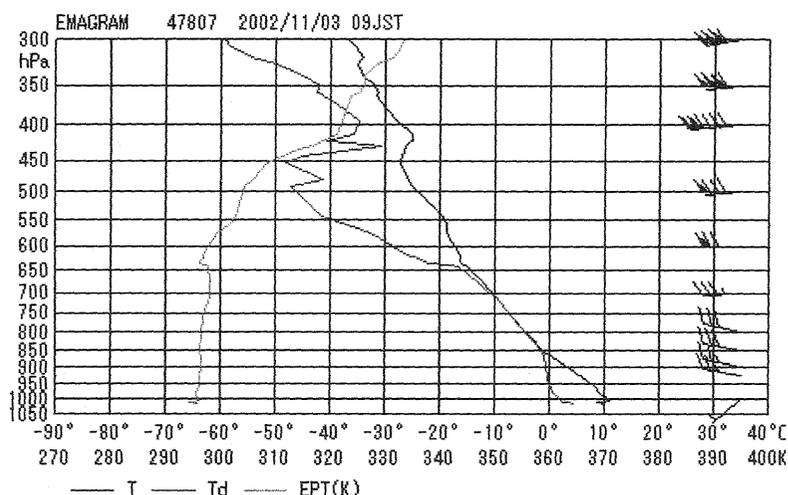


第5図 地上天気図 11月3日 00UTC



第4図 500hPa 11月3日 (太線は -30°C)

代表として00UTCの福岡のエマグラムを第6図に示す。下層から中層にかけて条件付不安定となっており、他の地点でも同様であった。高松では12時20分に最高気温15.0℃を記録し、気圧は1010hPa、混合比4.9g/kgであった。この空気塊を福岡の状態曲線に当てはめると600hPa付近まで絶対不安定であった。同様に鹿児島のエマグラム(図省略)に当てはめると、700hPa付近まで絶対不安定であった。



第6図 エマグラム(福岡) 11月3日00UTC

(3) 毎時下層風解析

850hPaにおける16時の下層風解析の風・流線と収束・発散を第7図に示す。香川県西部県境付近は収束場となっている。925 hPa、950 hPa、975 hPaも同様であった。日中の地上付近の昇温の影響と合わせて、収束による強い上昇流の発生に寄与していることが考えられる。

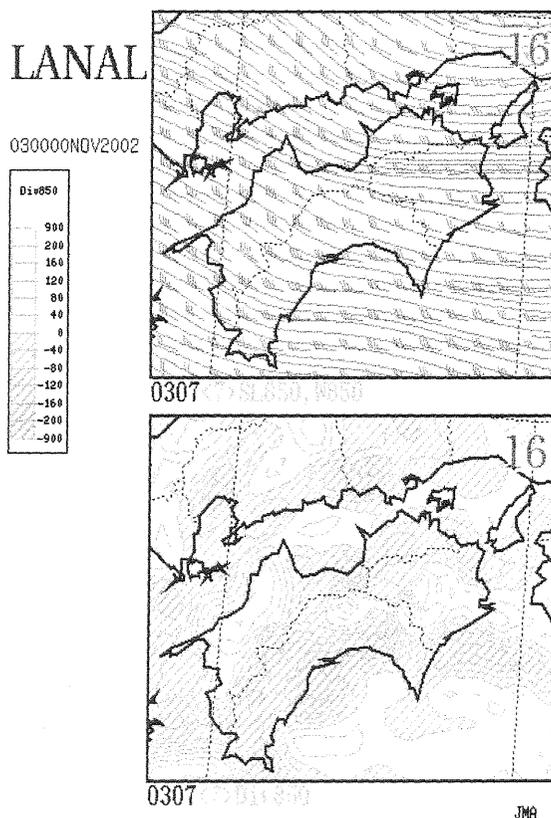
(4) レーダーエコーと衛星画像

下層風解析で収束場となっている香川県西部付近に、15時30分にエコーが見られ、その後東へ移動している(第8図)。衛星赤外画像(第9図)から香川県西部にある雲域の雲頂温度を求めると、06UTC 配信画像では-21.4℃、07UTC 配信画像で-28.0℃であった。日本付近の実際の観測時刻が画像配信時刻より20分程度前にずれていること考えると、竜巻発生時刻にはこの雲頂温度よりさらに低い、すなわち雲頂高度のさらに高い積乱雲が発達していたと考えられる。

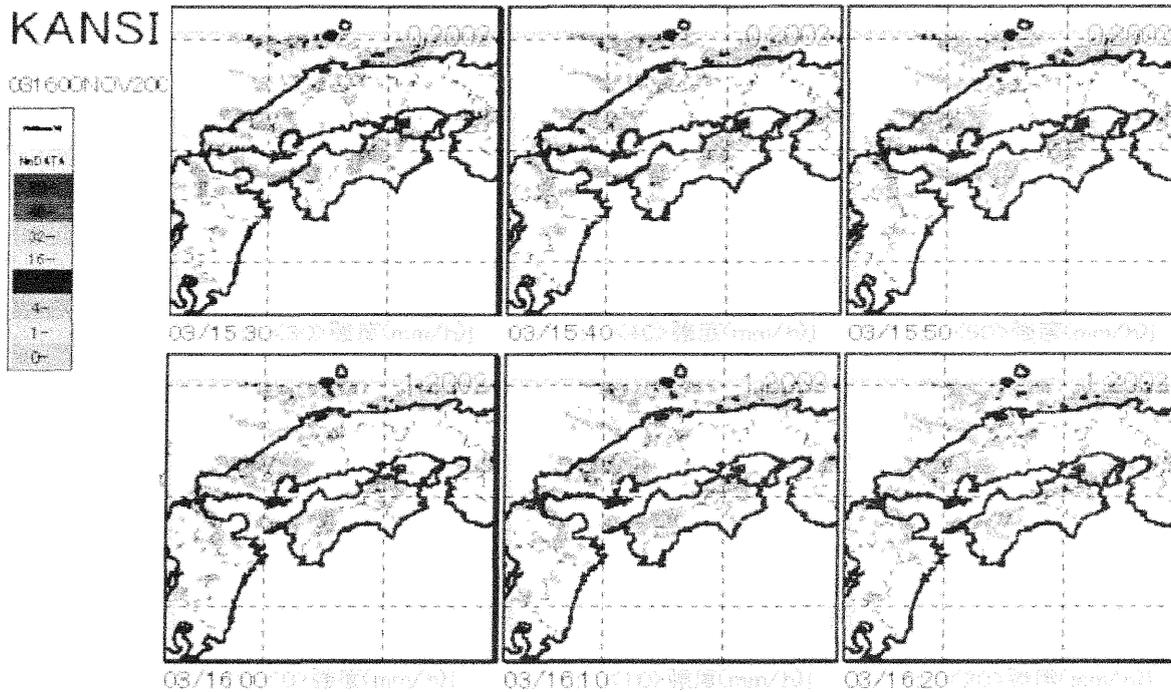
(5) 地上気象観測データ

高松地方気象台における地上気象観測原簿によると、竜巻発生時ごろはしゅう雨を観測しており、西5~10kmに雷電を観測している。高松ウィンドプロファイラは、降水があったため下降流が観測されており、高松では顕著な上昇流は観測されていない。

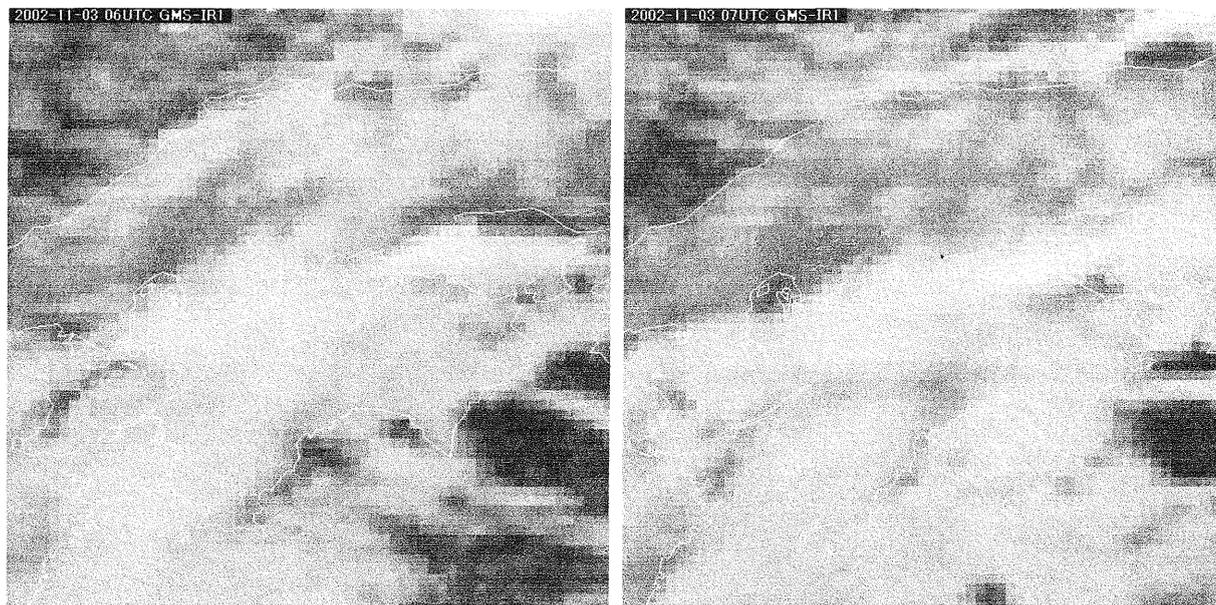
多度津特別地域気象観測所は無人であるため、雷の観測記録は無いが、竜巻発生前後は雨が降り続いており、15時22分に降水強度22.8mm/hを観測している。



第7図 850hPaにおける下層風解析 11月3日16時
上段: 風・流線解析
下段: 収束・発散(ハッチ部分が収束域)



第 8 図 レーダー画像 11 月 3 日 15:30~16:20



第 9 図 四国周辺の衛星赤外画像 11 月 3 日 06UTC(左) 07UTC(右)

4. まとめ

香川県は、竜巻の発生した時間帯には総観規模で積乱雲が発達しやすい場となっていた。

今回の事例では、被害等の報告は無かったが、香川県では真冬並みの寒気が 11 月に流れ込んだ場合に、発生頻度は低いものの、竜巻のような激しい現象が発生することも考えに入れて予報作業に臨む必要がある。

謝辞

田辺正孝氏、水野寛美氏には、資料を提供いただき感謝いたします。

参考文献

四国新聞「オリーブ通信から」(2002 年 11 月 14 日付)

2000年3月28日に中国・四国地方を通過した寒冷前線について

—高知市でダウンバーストを引き起こした線状対流系の解析—

*吉田 真純 (香川大学大学院 教育学研究科)・西村 敬一 (岡山理科大学 総合情報学部)

1. はじめに

日本列島とその周辺は、1年を通して多くの温帯低気圧が通過する地域である。温帯低気圧は前線を伴うことが多く、さらに寒冷前線は通過とともに降雨、発雷などの大気現象を引き起こし、時として大きな災害をもたらすことがある。

最近の事例として、2000年3月28日に西日本を通過した寒冷前線があげられる。この前線に伴って、高知市・伊野町などで強風やダウンバーストが生じ、人的被害や農作物などに被害を与えた。佐々ほか(2000)ではこの被害をもたらしたダウンバーストを取り上げ、その被害分布を示すとともに飛散物の状況などからダウンバーストの分布や規模、発生原因などを解明している。しかしながら、この寒冷前線自体やそれに伴うメソ擾乱がどのように推移、発達したかについては解明されていない。そこで、本研究では寒冷前線やそれに伴うメソ擾乱がどのように推移、発達したかを解明することを目的に気温、気圧、風向・風速などの気象要素の解析を行った。

2. 気象概況

2.1 総観概況

図1は、15時の地上天気図である。朝鮮半島に2つの中心を持った低気圧が、発達しながら日本海を東進している。そして、低気圧に伴う寒冷前線が四国西部から南西諸島にかけて伸びている。同日09時の段階で中心気圧は1000hPaで、その時点では寒冷前線はまだ形成されていなかった。

次に高層天気図では9時~21時にかけて、300hPa面で九州、四国、紀伊半島の南海上を通過していたジェット気流がやや南下した。そして、北緯37°付近を通過していたもう一本のジェット気流が北上してきて、ダブルジェット

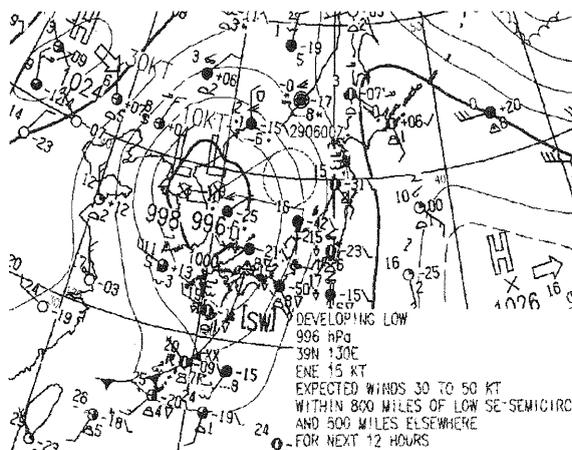


図1 地上天気図 2000年3月28日15時 (JST) (国土環境株式会社提供)

状になった。500hPa面では黄海付近から東シナ海付近にあったトラフが、朝鮮半島東部から九州にかけての位置に移動し、谷の深まりも大きくなった。また、地上の低気圧中心と500hPaのトラフを結ぶ軸の西方への傾きは大きくなり、暖気・寒気移流も強まった。以上のことから、28日9時から21時にかけて日本の北側にあった低気圧は発達中であったことが分かる。

2.2 中国・四国の概況

アメダス10分値やレーダーアメダス解析雨量によると、28日13時~18時にかけて中国・四国各地で降水があった。寒冷前線は15時頃から時間の経過とともに東進し、発達しながら中国・四国地方を通過した。17時のレーダーアメダス解析雨量では、前線が通過中の四国山地付近に10mm/h以上の強い降水域があり、多いところでは20mm/hを越えている。また、その他の広い範囲で1~10mm/hまでの降水を確認することができる。28日9時の高層天気図では、700hPa、850hPaともに四国の太平洋側に湿潤域(湿数3℃以下)があった。また、

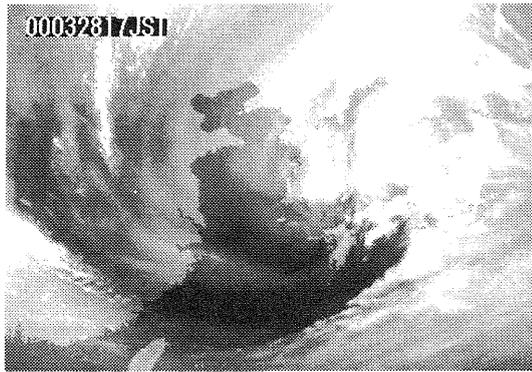


図2 17時の水蒸気画像
(高知大学・東京大学・気象庁提供)

高層解析図の極東 500hPa・700hPa 天気図によると、中国・四国地方は 500hPa 面で負渦度域（下降流域）、700hPa 面で鉛直 P 速度の負域（上昇流域）となっていた。これは、9 時頃に四国の太平洋側に向かって下層で湿潤な空気が流入し、700hPa～500hPa の間では上昇流域であったことを示している。

図2は、17時の水蒸気画像である。この図では四国に向かって暗域が伸びており、乾燥した空気が流入していると考えられる。この暗域は14時頃から18時ころまで見られた。

これらのことから、特に四国地方は9時頃から続いていた対流不安定状態が14～18時にかけてさらに強まっていたと考えられる。

3. 解析結果

3.1 寒冷前線の移動と関連するメソ擾乱

図3は、28日17時の局地天気図である。この図では、高度による気温降下の影響を取り除くためにアメダス気温データに補正を行っている。この図を見ると、気温傾度の大きいところに前線があると推定される。また、前線の後ろにはメソ高気圧、前にはメソ低気圧が形成されているのが分かる。17時前後の局地天気図を見比べると、図中のメソ高・低気圧は前線とともに16～18時の間に四国に接近・通過し、17時に最も発達してその後徐々に衰退した。なお、メソ高気圧は16時～17時にかけて、その移動速度は遅く四国北西部付近に停滞ぎみで（メソ低気圧も香川県付近で停滞ぎみ）、2つのメソ擾乱ともにその寿命は2時間以上であった。

図4の15分ごとのエコー変化を見ると、寒

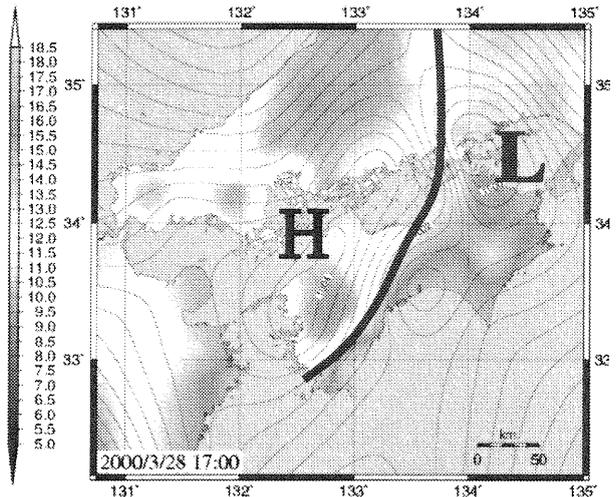


図3 17時の局地天気図
(太実線は寒冷前線、細実線は等圧線、
グラデーションは気温分布(°C))

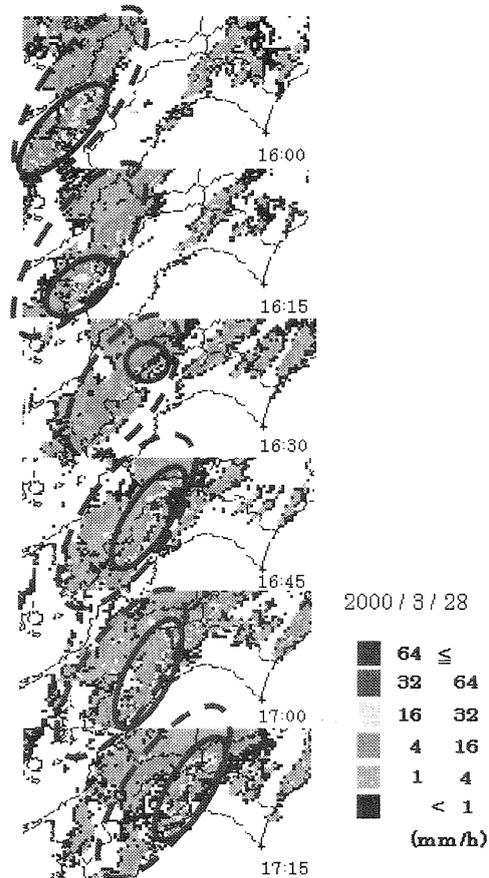


図4 レーダーエコーの時間変化
(気象庁提供)

冷前線の線状エコー（丸破線）の中に強エコー域（丸実線）が現れ、次第にまとまって線状になっていくのが分かる。ちなみに、このような線状対流系は中国地方では見られなかった（図省略）。

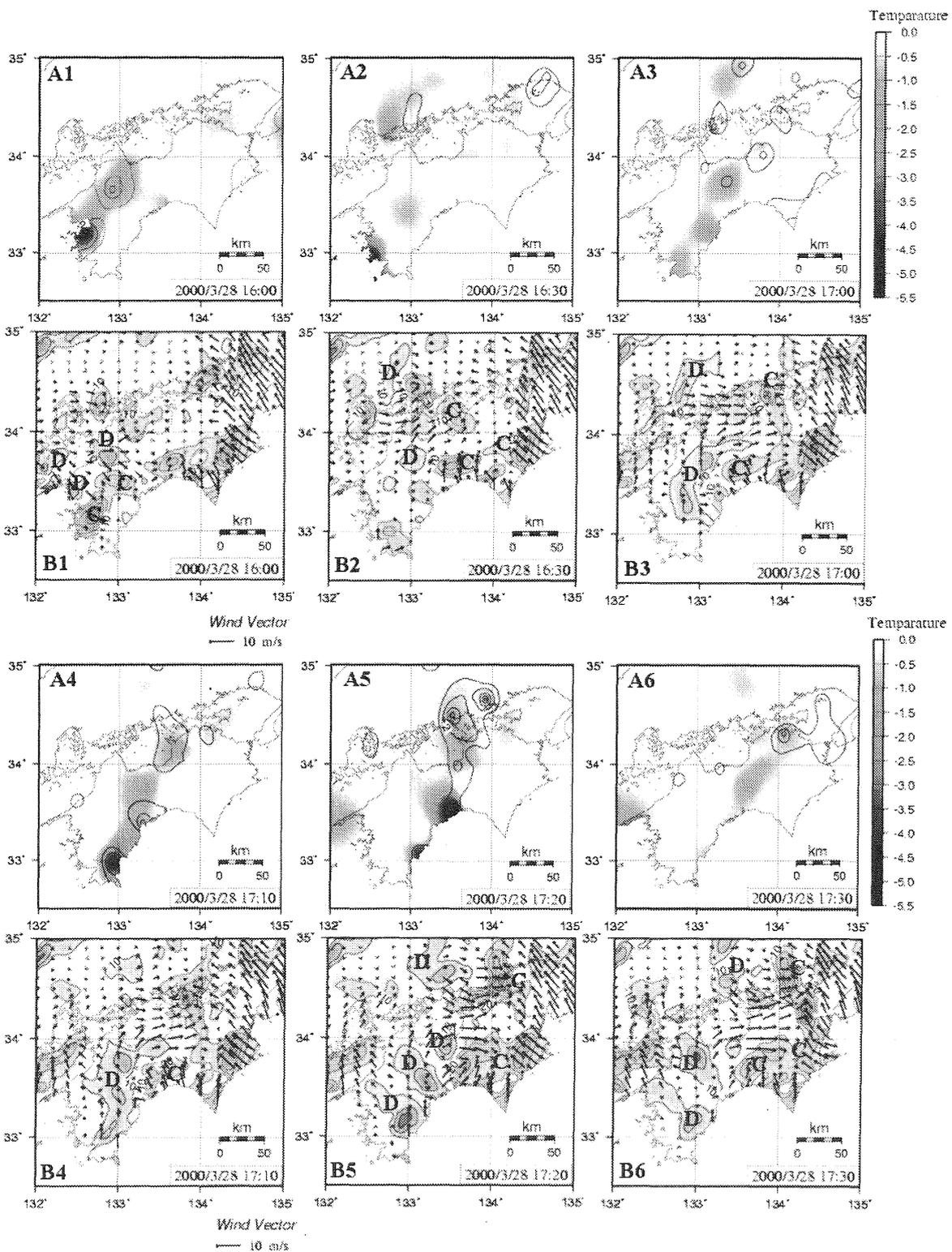


図5 A1～A6までは、10分間の風速増大率（コンター1m/sごと）・気温降下域（濃淡、℃単位）。
B1～B6は収束発散（濃淡）を示し、Dは発散、Cは収束で、矢印は風ベクトルである。

3.2 温度場、風速場、収束・発散場による解析

次にアメダス10分値データを用いて、もう少し詳細に前線を中心とする擾乱の振る舞いを調べた。

図4で16時に線状の強エコーがかかっている

下の極大域と風速増大域が現れ（図5A1）、そこは強い発散場（図5B1）となっている。また、前方の収束場に向かっては風が強まりながら吹き込んでいるのも確認できる。これは、前線上の線状対流系からの降水が下降蒸発した際に空気を冷却し、雲底下に冷気プールができ

て、冷気がそこから冷気外出流となって周囲に広がり（発散）、先端付近でガストを生じさせたためだと考えられる。16時の局地天気図（図省略）では、この強い発散場はメソ高気圧の一部として表れている。なお、図5のB1~B6では、地図の右側（淡路島付近）で全般的に風速が大きくなっているが、これは解析上現れたものと考えられる。これについては、今後どのようなものか検討していきたい。

16時~17時にかけては図4の強エコーが一時的弱まるのに対応するように気温降下や風速増大域、発散場も弱まった（図5A2, B2）。しかし、17時以降は線状対流系が発達するのに伴って（図4）、風速増大や気温降下の度合いが大きくなっている（図5A3~A5）。収束発散場（図5B3~B5）を見ると、16時頃に松山一宇和島にあった強い発散場は勢力を増したのみならず、スケールも大きくなっている。この時間帯は、前線後面にあったメソ高気圧が最も発達していた時であり、メソ高気圧周辺は非常に気温が低くなっている（図3）。

17時10分~20分（図5B4, B5）にかけては、1つの大きな発散場が3つに分裂し、その1つ1つが更に発達した。そして、高知市付近の発散場から前方にある収束場に向かって風が強まっており、64mm/h以上の強エコー（図4）や風速増大や気温降下の極大域がここに対応しているのが分かる。なお、高知地方気象台では17時14分に最大瞬間風速（31.1m/s）を記録している。ちなみに、図5A5~A6では岡山県周辺に風速増大極大域が現れ香川県にかけて移動しており、この地域にある発散場から前方の収束場にかけて強い風が吹いているのも分かる。

3.3 ガストフロントの移動速度

本事例で最も擾乱が発達した松山一高知間について、松山地方気象台と高知地方気象台の1分値データを用いて寒冷前線（及び線状メソ対流系）のガストフロントの平均移動速度を見積もった。ガストフロントが2地点を移動する時には気温が急激に低下したので、1分値データからその時刻を求め移動時間とした。松山一高知間の距離は約77.7km、移動時間は72分であるから、寒冷前線の進行方向を考慮して補正した結果、平均移動速度は17.7 m/sになった。

4. まとめと考察

今回、2000年3月28日に中国・四国地方を通過した寒冷前線について、前線やそれに伴うメソ擾乱がどのように推移、発達したかを解明することを目的に解析を行った。その結果、16時~18時にかけて四国の前線前方にはメソ低気圧、後方にはメソ高気圧が存在し、前線とともに移動しながら発達・衰退していることが分かった。この2つのメソ擾乱の寿命はともに2時間以上であった。また、レーダーエコーでは四国の前線上に線状のメソ対流系が出現し、松山一高知間を17.7m/sの高速で移動しながら64mm/h以上の強エコー域が増大した。

気温や風向・風速、降水量の変化では、中国・四国地方で前線の通過・接近に伴い顕著な風速増加域、強い降水域、気温低下域が出現していた。また、前線が通過・接近した時刻の四国地方は強い対流不安定な状態にあり、同じ前線が通過した中国地方よりも気象条件の変化が激しいことが分かった。収束・発散場や気温、風向・風速等の解析及び諸資料からは、線状メソ対流系発達とともに、その雲底下に冷気プール（発散場）がさらに発達し、それによってメソ高気圧が形成・発達、さらにそこから冷気が流れ出しガストを生じたと考えられる。

以上の検討の結果、四国地方で寒冷前線の収束域に対応したガストフロントを確認することができた。また、四国域ではメソ高気圧に対応する発散場から冷気が流れ出し、新たに積乱雲などの対流性の雲が生成され、強い対流不安定によってその雲が次々に組織化されて線状対流系ができ、ダウンバーストが発生したのではないかと推測できる。そして、メソ高気圧は線状対流系発達にとって重要な役割を果たしているのではないかと考えられる。

参考文献

佐々浩司，瀬川知則，藤澤伸光，2000：高知で発生したダウンバーストとその被害，第16回風工学シンポジウム論文集、107-112。

謝辞

収束・発散の計算にあたっては、香川大学大学院の渡邊匡央氏（現：松江地方気象台）から提供していただいたプログラムを使用した。この場を借りて、お礼申し上げます。

下層寒気が影響する四国地方でのメソ気象事例

高橋清和 (高松地方気象台)

1. はじめに

冬期夏期を問わず、大気の状態を不安定にする対流圏上中層の寒気による気象への影響は、よくとりあげられるところである。ここでは、議論されることの少ない対流圏のごく下層の寒気が気象に及ぼす夏季の事例を調査した。

2. 陸上で接地している下層の寒気層

第1図は、2003年8月10日00UTCの地上天気図である。8月8日夜に台風第10号が四国東部を通過した後、北東進しオホーツク海で前線を伴った低気圧になった。10日朝には、九州から関東まで移動性高気圧に覆われてほとんど晴れていた。

一方、レーダー観測によれば9日18UTCころには四国山地の南斜面に低い層からのきわめて弱い雨域があり、時刻の経過とともにゆっくり南方向に移動していた。この雨域は、23UTCころには高知市付近の沿岸部に到達し、10日01UTCころまで海岸線に沿って局地的に雨を降らせた(第2図、9日23UTCのアメダス気温とレーダーエコー)。西日本はほとんど晴れているのに関わらず、高知市では23~00UTCに5ミリ、00~01UTCに11ミリの降水量となった。

21UTCのアメダスの気温では、高知県の本山・大柄・窪川(いずれも内陸部、標高約200m付近)では21~22°Cで、沿岸部は24~25°Cである。気温を高度補正しても2°C程度の温度差があり、山間部には接地する下層寒気があったといえる。この下層寒気は、明け方から朝にかけて四国山地の斜面を滑り降りる形で南下したと考えられる。また、室戸岬ではこの時間に一貫して南東の風が吹いており、水平方向の風の収束もあった。

第3図は、高知地方気象台の10日朝のウィンドプロファイラ時系列である。高度約600mでは9日22UTCころから東風が強くなり、約1500mでは比較的弱い。この600mの高度では温度傾度が大きいと推測され、そして寒気層の厚さは約600mと見積もることができる。鉛直方向の動きを見ると、約2200mの高度から降水が始まっている(第3図グレー域)。これは比較的低い降水現象といえる。

また、室戸岬方面からの南東風が、接地する下層寒気にブロックされているようにも見える。

アメダスでは、沿岸に近いやや内陸地で海岸線にほぼ直角に山間部方面から吹く北風があり、海岸線に沿った形のレーダーエコーがある。これらも、内陸の下層寒気存在を示唆している。

高知地方気象台では8月9日2320UTCから2350UTCの30分間に、海面更正気圧が1003.7hPaから1004.0hPaに、気温が27.4°Cから25.4°Cに変化した。この時間に下層寒気先端が高知市を通過したらしい。

寒気層の厚みを見積もるのに、静力学平衡式と状態方程式から変形させた下の近似式(檜尾(2003)による)を用いる。

$$P_{\text{下層寒気}} \approx -\delta P * T / \delta T$$

(P:気圧, T:気温, δ は時間変化)

高知での観測値, $T \approx 300\text{K}$, $\delta T \approx -2\text{K}$, $\delta P \approx 0.3\text{hPa}$ を代入すると、寒気層の気圧差は $P_{\text{下層寒気}} \approx 45\text{hPa}$ 、高度差にして約450mである。これは、ウィンドプロファイラから推測した寒気層の厚さと近い値である。

事例は異なるが、東山(1992)は沿岸部の地形などから寒気層の厚さを約500mと推定し、メソ現象として沿岸前線を解析している。8月10日の寒気層の厚さは、東山が推定した寒気層の厚さにも近い値となっている。

8月10日明け方に高知県の内陸の降水域と並行してあった徳島県山間部の極めて弱い雨域は、木頭で1ミリ、福原旭で3ミリを観測し、東に移動した。高知と同様な下層寒気山地斜面の滑り降りると推測される。

3. 土佐湾沖での海上の下層寒気

第4図は、2003年8月18日06UTCの衛星水蒸気画像である。土佐湾沖の北緯32°付近(宮崎県の東方海上)に東西に低い雲列があり、これらはゆっくりと西に動いていた。

2003年の夏期はオホーツク海高気圧が強くなり、関東地方は三陸沖を經由した北東気流によって涼しい夏となった。8月18日00UTCの館野(茨城県)

での鉛直プロファイルを見ると、950hPaより低い層で、優勢なオホーツク海高気圧から吹き出した北東風による寒気層がある。

関東での北東気流は、西にも及んで土佐湾沖の北緯 32° 付近では、西進する雲列を作っている。さらにこの雲列の西の延長上にあたる宮崎県南部では、アメダスで東風の成分が観測されていた。西日本の南岸海上では、北東気流から連なるような東風の成分が確認されるのである。

ただし、この事例では温度の観点からは明瞭な寒気層を確認できない。その原因は、盛夏期の午後であり日照により地表面温度が上昇していること、黒潮により関東付近からの北東気流が温まっているためと考えられる。また、西進する雲列は偏東風によるとも解釈可能だが、大きな場を良く表現するシミュレーションでは表現されていないため、メソの部類に属する下層現象と解釈するのが妥当であろう。

武市・三井(1991)は、別の事例で南東海上からの下層の寒気層を指摘している。

4. 高知県西南豪雨(2001年9月6日)

下層の寒気層は、場合によっては豪雨に結びつくこともある。浸水や洪水などの災害を引き起こした2001年9月6日の高知県西南豪雨の事例である。未明から昼にかけての現象で、アメダスでは5日15UTCから18UTC時までの3時間に宿毛で136ミリ、中村で95ミリの降水を、また同日昼前にも高知県西部の南東斜面を中心に短時間の強雨を観測した。県の雨量観測によると、足摺岬～宿毛の沿岸にかけては、明け方にアメダスの1.5～2倍の降水量を観測した。第5図は、2001年9月5日18UTCの地上天気図である。四国地方では、停滞前線が北上する過程である。

第6図は、2001年9月5日17UTCの四国南西部でのアメダスの風と気温である。宿毛・中村・御荘の気温は、土佐清水(足摺岬)のそれより2～3℃低く、陸上での下層寒気に相当する。

第7図は、9月5日12UTCイニシャルでの非静力学モデルシミュレーション結果で、9月5日17UTCの975hPa面での相当温位と風である。三陸方面から続く相当温位340K程度の寒気が、室戸岬の南海上から南東風の下層寒気として入っている。一方、四国沖西部の海上の700hPaより上層は、南西からの明瞭な暖気移流である(図省略)。

高知県西南豪雨には、時間降水量の点から2つのステージがある。これは、降水のレーダーエコーの形状(第8図)で見ると明らかである。第1

ステージは、5日16UTC～17UTCころに始まる。陸上で接地した下層の寒気に南西からの暖湿気が乗り上げることにより、高知県西部の南西斜面での集中豪雨となった。第2ステージは、6日01UTC～02UTCごろである。室戸岬沖から内陸に入った海上にある下層の寒気に、南西から暖湿気が乗り上げることにより、高知県西部の南東斜面での豪雨となった。

高知県西南豪雨では、南西諸島方面からの南西風系の暖湿気に対して、陸上での下層寒気及び南東海上の下層の相対的寒気が相互に作用して、メソスケールのシビア現象となったのである。

5. まとめ

下層の寒気は成層状態としてみると安定であるが、近傍に温暖な空気があり移流があれば大気の状態は安定ではなくなる。陸上での下層寒気は、移流によりメソ現象の降水を引き起こす可能性がある。また、土佐湾沖には、西進する相対的な寒気層とみられるものがある。2. と3. での事例は、前線が解析されるような総観規模現象ではなく、メソ現象の部類である。

地上の寒気層・海上の寒気層は、単独ではシビアな気象現象を引き起こしてはいない。だが、高知県西南豪雨のように、陸上の寒気層・南東海上の相対的寒気層と南海上の暖湿気の条件が重なれば、シビアな現象として比較的持続することになる。

6. 終わりに

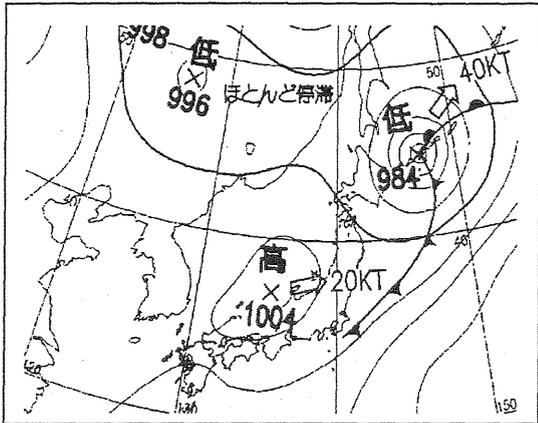
メソ降水現象の監視には、陸上で寒気層を形成させる斜面状態や、東方遠方から土佐沖に移流する寒気層を考慮する必要がある。

降水量の量的な見積もりなど、さらなる検討の余地がある。

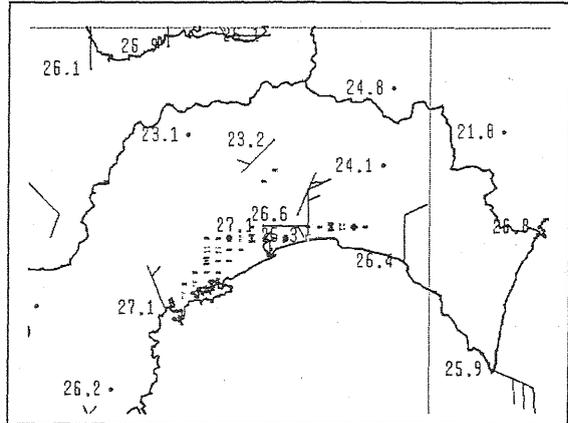
気象大学校の檜尾守昭氏からは有益なコメントをいただき、感謝します。

参考文献

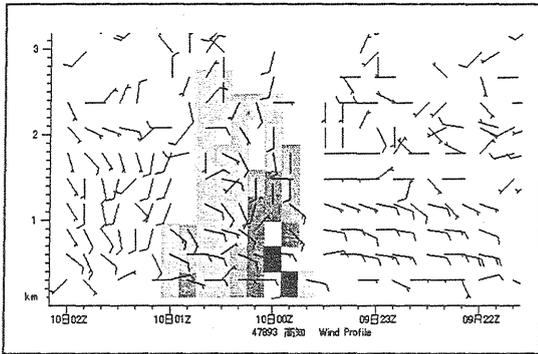
- ・武市智, 三井秀夫(1991): 低層寒気の振る舞い. 大阪管区気象台府県研究会誌 1991, 215. 431-432
- ・東山昭弘(1992): 低層寒気の形成と沿岸前線の通過. 大阪管区気象台府県研究会誌 1992, 193. 380-381
- ・檜尾守昭(2003): 不連続面と降水に関するメソスケール気象学. 2003 官署研修配布資料



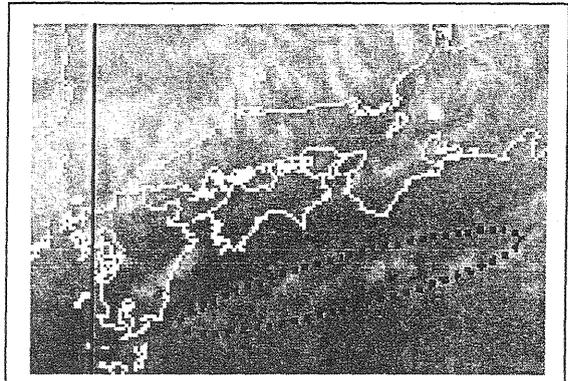
第1図 2003年8月10日0000 UTCの地上天気図
(速報)



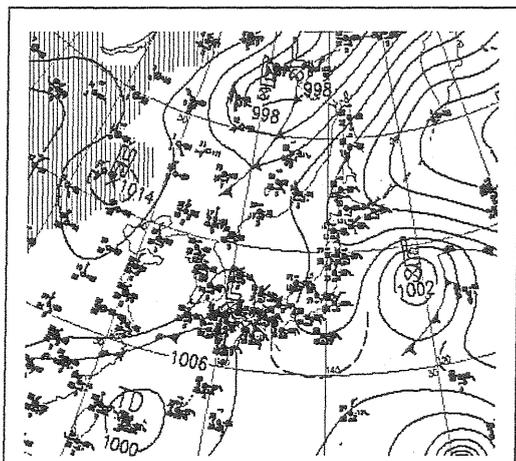
第2図 2003年8月9日2300 UTCのアメダス
(風・気温)とレーダー雨量強度



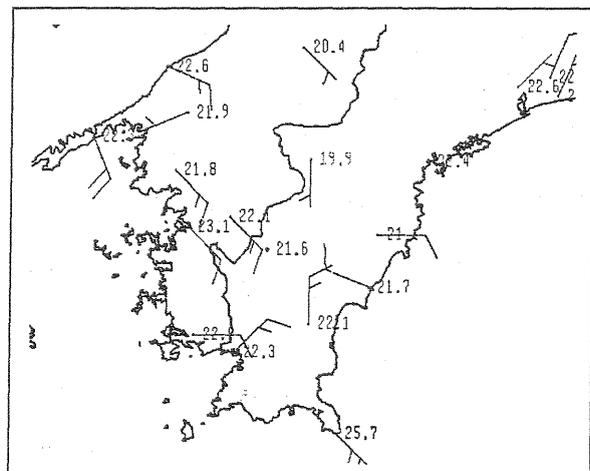
第3図 高知地方気象台での8月9日2130 UTC
から10日0200 UTCまでのウィンドプロファイラ
時系列 (グレー域が鉛直下向きで降水)



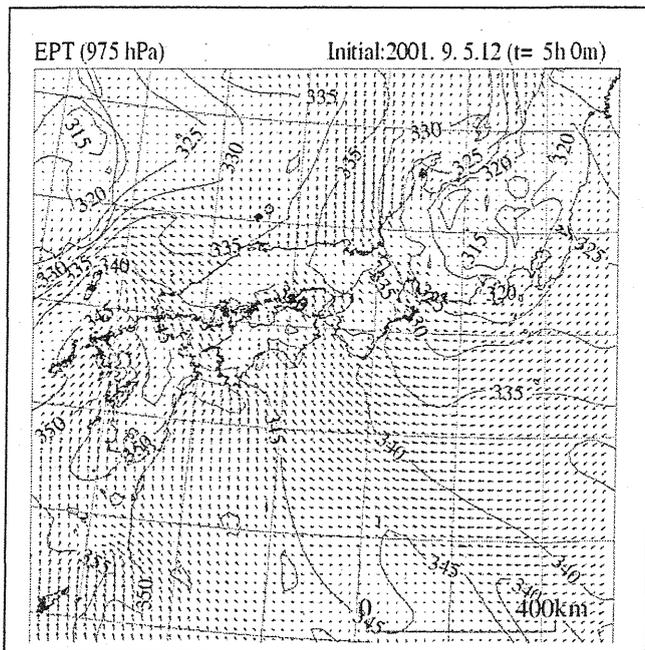
第4図 2003年8月18日0600 UTCの衛星水蒸気
画像 (点線楕円の土佐沖にある東西雲列が西進)



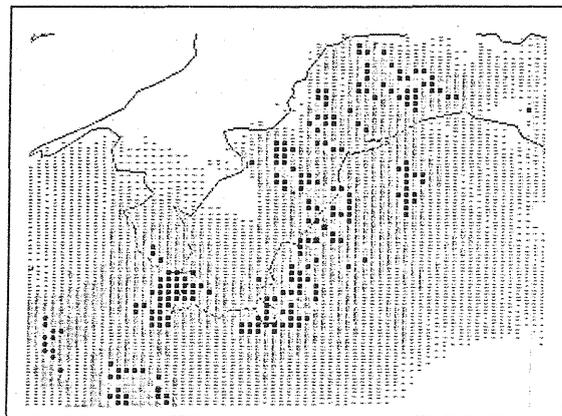
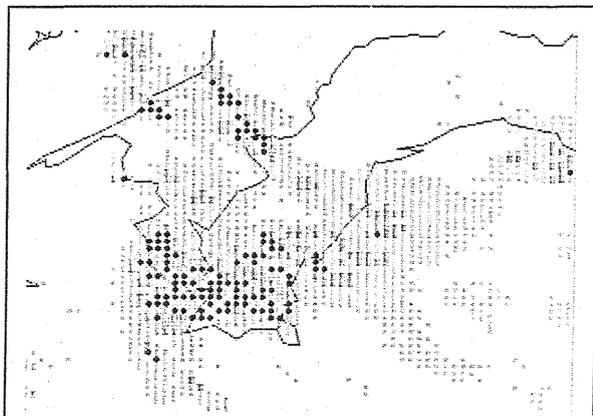
第5図 2001年9月5日1800 UTCの地上天気図



第6図 2001年9月5日1700 UTCのアメダス
(風・気温)



第7図 9月5日1700UTCにおける975hPa面の相当温位と風（非静力学モデルによる5日1200 UTCイニシャルでの5時間後シミュレーション）



第8図 2001年9月6日のレーダー雨量強度
左：5日1630 UTC 右：6日0200 UTC

四国地方の大雪

—2002年12月～2003年2月の事例—

松長高雄*、山神政司 (高松地方気象台)

はじめに

四国地方の降雪を大別すると2つのパターンがある。1つは、西回りの寒気流入により中予から高知西部にかけてと、石槌山脈と剣山地の高所に降雪をもたらすもの。もう1つは朝鮮半島から南下する寒気に伴い四国山地の北側に降雪をもたらすものである。本調査では、これまでに利用されている大雪予測技術マニュアルを検証すると共に、今回の調査から特徴を抽出して今後の防災情報の改善につなげることを主な目的とした。

1. 調査期間

2002年12月～2003年2月の調査期間に7事例の強い冬型気圧配置が現れ、1月4～5日、1月28～29日、2月5日については20cm以上の積雪を四国地方にもたらした。以下では、この事例の中から降雪状況が異なる2つを取り挙げて特徴をまとめた。

2. 事例解析

2.1 2003年1月4～5日 (事例1)

本事例は長時間の降雪となっており、予告的気象情報を発表することが比較的容易な事例である。

(1) 500hPa : 第1図は1月4日21時の天気図で沿海州に -40°C 以下の寒気渦があつて、そこからトラフが朝鮮半島に延びる。西日本は寒気渦を作用中心としたゾーナルな流れの中、正渦度移流域となっている。

第2図はトラフの移動を追跡したものである。トラフが③にある時に四国地方で降雪が始まり、④の前後で大雪となった。

(2) 850hPa : 3日の時点では朝鮮半島から東シナ海にかけてサーマルトラフとなっており、その前面にあたる四国地方は暖気移流が顕著で気温が $0\sim 2^{\circ}\text{C}$ と暖かく湿っていた。一方、朝鮮半島には強い寒気が南下中で、4日から5日にかけては、四国上空

でも -12°C 以下の寒気移流となった。

(3) 地上 : 第3図は1月4日の地上天気図で、北海道に低気圧があり日本海にかけてはやや袋状の気圧配置となっている。西日本では等圧線が縦走向で気圧傾度が大きくなっている。第4図は最大積雪値を示す。ほぼ全域で積雪を観測し高知の山間部は30cmとなるほど局所的に大雪となった。

中予の久万では実況値28cmに対してアメダス降水量と気温(雪水比)より推定した降雪量は44cmとなっており、実測値は推定降雪量に対して約0.7倍しかなかった。これは強い冬型が2～3日間も続き下層の気温が下がり、サラサラの降雪であったためと見られる。

(4) 過去のマニュアル

大雪の予想は主に温度場と下層の湿潤層の高度が利用されている。四国上での大雪は、500hPaが -30°C 以下で下層が湿潤な場合に、700hPaが -16°C 以下で700hPaと850hPaの温度差が 8°C 以上あると山間部大雪に、700hPaが -18°C 以下で700hPaと850hPaの温度差が 10°C 以上あると全域大雪なると判断している。

第1表はこのマニュアルを用いて検証したもので、本事例では高知で500hPaが -30°C 以下でない他は、すべて条件にあてはまり、大雪判別をすると愛媛・高知・徳島で全域大雪、香川で平地大雪となり、実況と対比すると概ね適切に予測できることがわかる。

(5) 考察

降雪は4日早朝に始まり、4日18時～5日9時に大雪となり、5日12時で終息した。大雪に関する四国地方気象情報を2日16時に発表しており適切であった。トラフの位置から見ると、大陸東岸で降雪が始まり、トラフが西日本を通過する前後が大雪の時間帯であった。第6図の米子、福岡の高層の温度

によると、大雪タイミングは4日になって米子の500hPaの気温が -30°C 以下に急低下して寒気の底になる頃に対応している。この時間帯は500hPaと850hPaの温度差がより大きくなっており、対流不安定により大雪となったと推測される。

2.2 2003年2月4～5日(事例2)

本事例は一過性の降雪により中予の山間部で局地的に大雪となった。予告的気象情報を発表するのが難しい事例である。

(1) 500hPa: 第6図は2月5日9時の天気図である。サハリンに寒気渦があって、そこから日本海にかけて気圧の谷になっている。西日本はNW流場で、5400高度線に沿って正渦度が移流域となっている。第7図のトラフの移動状況を見ると、バイカル東からのトラフが朝鮮半島から北回りで西日本へ入っている(事例1は西回り)。トラフの位置で見た四国地方の降雪状況は④と⑤の間の対馬海峡付近で始まり、四国地方を通過する頃の⑤と⑥の間に終息している。5日21時の福岡 -31°C 、米子は -38°C とかなり低い。

(2) 850hPa: 降雪前の2月4日21時では、日本海に低圧部があって九州北部には北西からの寒気移流場、近畿北部は南西～南東風で低気圧循環が見られる。四国地方は西風で下層が湿っている。5日21時の福岡 -7°C 、米子は -8°C でそれ程低温ではない。

(3) 地上: 第8図は5日15時の地上天気図で、日本海南部にあった低気圧が東進して、関東沖に進んだ。低気圧の西側(寒気側)では等圧線が縦走向で気圧傾度が大きい。

第9図は最大積雪値で、瀬戸内側が中心に積雪を観測し、中予山間部の久万で大雪となった。久万の実況値は40cmに対して推定した積雪値24cmしかなく、実測値が推定積雪値の約1.6倍になっていた。久万の高度が511mとして気温減率換算すると、地表付近の気温は約 0°C と高い。これはごく低層の気温が高いため、切片が重なりボタン雪となったと考えられる。

(4) 過去のマニュアル

第1表の検証結果は、徳島・高知の700hPaで -18°C 以下でない他は、すべて大雪条件にあてはまり、判別は愛媛・高知で全域大雪、香川で山沿い大雪、

徳島多雪地大雪と様々な結果となった。

(5) 考察

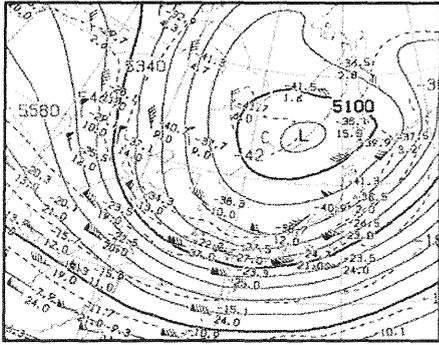
降雪は5日15時に始まり、5日18時～24時かけてピークとなり、5日24時で終息した。大雪に関する四国地方気象情報は5日11時に発表しておりリードタイムがやや少ない。トラフの位置から見ると、朝鮮半島で降雪が始まり、トラフが西日本を通過する前後が大雪の時間帯であった。第10図の米子、福岡の高層の温度から考察すると、5日のトラフ通過に伴い、米子では事例1のようにシャープではないものの500hPaに -30 以下の強い寒気が入り降雪が始まり、寒気の底で降雪もピークとなっていて温度と降雪に相関が高い。また降雪のピーク時は500hPaと850hPaの温度差が米子では事例1よりも大きく 30°C にもなっていて、対流不安定を起こしたと推測される。850hPaは -7°C 前後で、温度場としては暖かい中での降雪だったため、ボタン雪となったと考えられる。

上層の寒気トラフが北側から一時的に流入する場合は、短時間の現象であるため気象情報を発表するかどうかを判断する検討時間が短く、下層の気温が低下していないため雨か雪かの判別が難しい。従って当日の夕方の現象に対して昼前の気象情報の発表となった。雪の場合は防災対策に十分に時間が必要であることからもう少し早い時間帯に気象情報を発表する必要があると考えている。

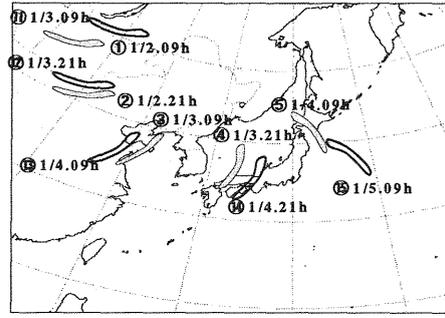
3. まとめと改善処理

事例1.2からトラフの通過時期、米子の温度場が大雪と良い対応が見られ、500hPaでほぼ -30°C を越える強い寒気がシャープに入るタイミングで降雪が始まり寒気の底となる時間帯にかけて大雪となっていた。また、大雪時間帯にかけて500hPaと850hPaの温度差が次第に大きくなっており、不安定が助長されたと見られる。

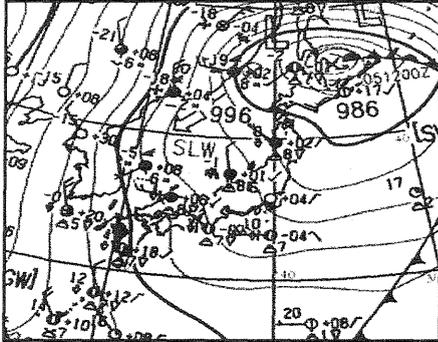
第11図は上記の結果を利用し大雪を早期に予測するための改善策として、500hPaのトラフが西回りと、北から入る場合の大雪の開始から終了までを予測する図を作成したもので、高層の温度場、過去のマニュアルと併用することで防災機関の初動体制等に役立つことが見込まれる。



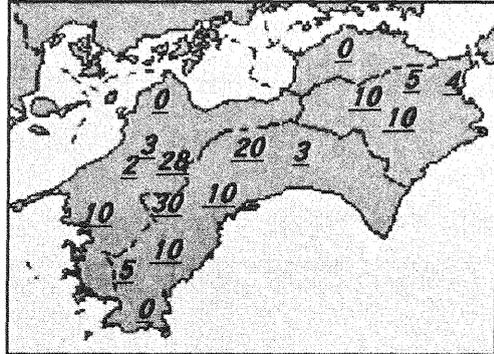
第1図 500hPa 2003年1月4日21時



第2図 500hPaのトラフの移動状況



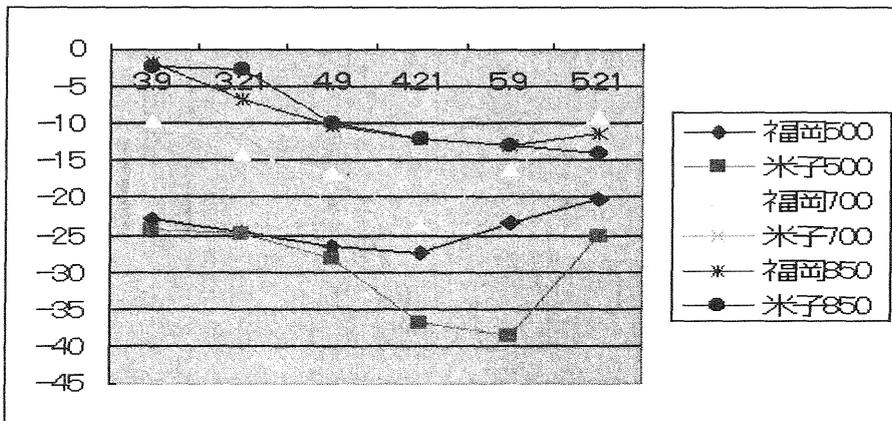
第3図 地上天気図 2003年1月4日21時



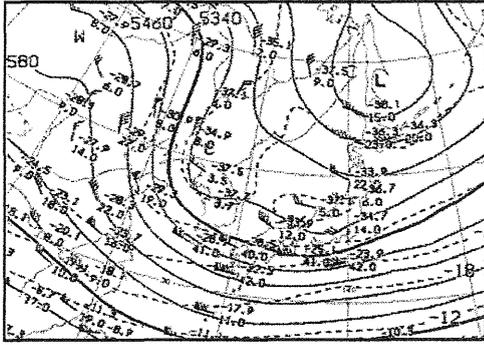
第4図 実測の最大積雪量

第1表 大雪目安マニュアルの検証

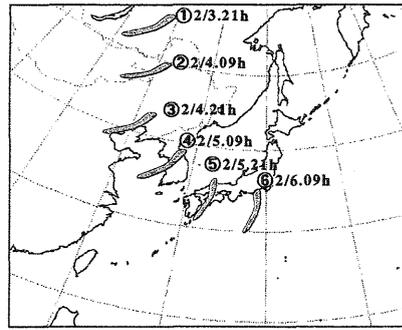
年月日		T500 -30℃以下	T700 -16℃以下	T700 -18℃以下	T700-T850 -8℃以下	T700-T850 -10℃以下	湿潤層 の高さ	判別式
2003 1.4~5	香川	○	○	○	○	○	700hPa	平地大雪
	愛媛	○	○	○	○	○	700hPa	全域大雪
	徳島	○	○	○	○	○	700hPa	全域大雪
	高知	×	○	○	○	○	700hPa	全域大雪
2003 2.5	香川	○	○	○	○	○	700hPa	山沿大雪
	愛媛	○	○	○	○	○	700hPa	全域大雪
	徳島	○	○	×	○	○	700hPa	多雪地
	高知	○	○	×	○	○	700hPa	全域大雪



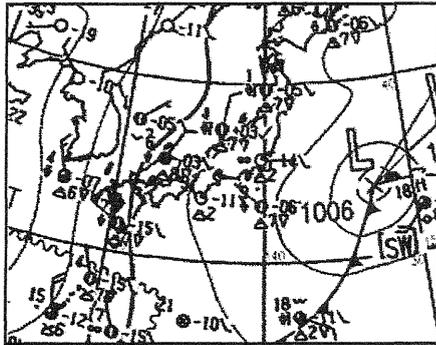
第5図 1月3日～5日の米子と福岡の500hPa、700hPa、850hPaの温度



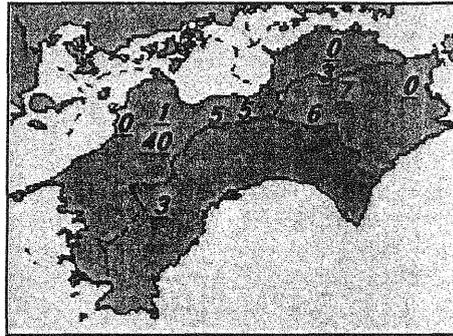
第6図 500hPa 天気図 2003年2月5日9時



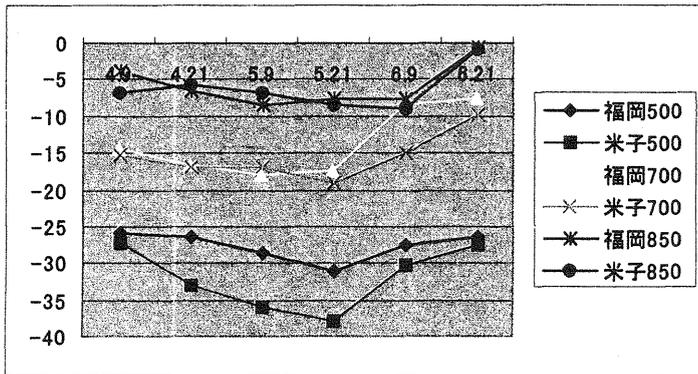
第7図 500hPa のトラフの移動状況



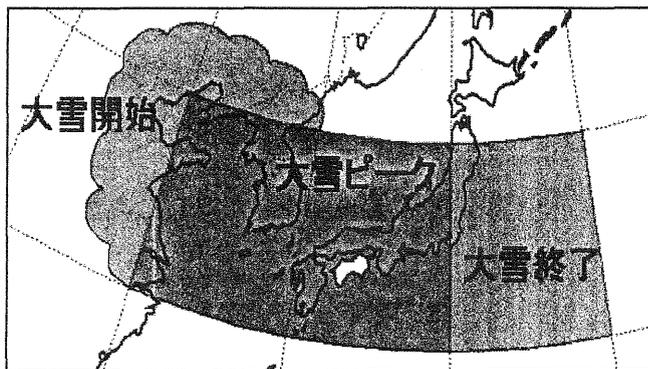
第8図 地上天気図 2003年2月5日15時



第9図 実測の最大積雪量



第10図 2月3日～5日の米子と福岡の500hPa、700hPa、850hPaの温度



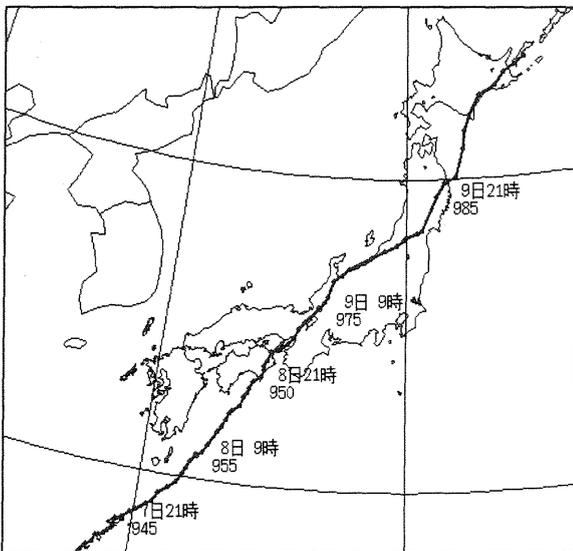
第11図 500のトラフによる大雪の開始～終了

多層レーダーデータで見た T0310 の立体表示

大奈 健、*溝本 悟 (大阪管区气象台)

1. はじめに

平成 13 年 4 月から、サイト毎に独立して運用されてきた気象レーダーの制御・監視については、管区で集約し管理可能(新デジタル化装置:以後「新デジ」)となり、観測シーケンスの内容や、作成されるプロダクトも多様となった。このプロダクトにて生成されるレーダー多層データ(19 仰角)を用いて任意の区間の断面図、また、任意エリアの 3D 図を描画するソフトを作成した。紹介する事例は、2003.8.8 に室戸岬測候所の直上を通過した T0310 である(第 1 図参照)。



第 1 図 T0310 の経路図:2003 年 8 月 8 日 21 時半頃、高知県室戸市付近に上陸後、徳島県を北上し、淡路島の洲本付近を通過。8 月 9 日 6 時頃兵庫県西宮市付近に再上陸し近畿地方を北東進した。

2. 扱うデータ

サイトにて取得できる 250m 分解能 $r\theta$ データ及び基地局(大阪レーダーの場合は管区)にて取得できる 2.5km 分解能 XY データを利用する。

3. 断面図表示・3D 表示の手法

3. 1 データの配置

モデルとして、断面図は水平軸方向(X

軸)は任意メッシュ(ユーザー選択メッシュ)、Z 軸方向については 150m×100 層のモデルを、さらに 3D 表示については X 軸と同等の数の Y 軸を確保し 3D 配列を構成した。

ユーザーは、1 から 19 仰角の任意の PPI 画面にて、任意の選択エリア(断面図・3D)を指示し、Z 軸方向については該当するビーム高度面各メッシュに 19 仰角のデータを配置後、データ未配置メッシュはスプラインにて補間する。また、この手順にて作成された配列の X 軸方向には移動平均(3~9 の奇数)を施しデータを平滑化する。3D 表示については、この操作を Y 軸分繰り返す。

3. 2 表示色

予め設定された 256 色(N 値)、16 色表示(雨量強度:2.5km メッシュ表示のみ)で選択可能。エコー強度に対応する色表示とエコー存在高度に対する色表示に自動・手動にて選択可能である。初期値として、断面図はエコー強度表示、3D 表示については、エコーありメッシュに該当する高度表示色を配置するようになっている。

4. 断面図表示詳細

表示された任意仰角のエコー図上でマウスにて任意の始点~終点を指定すれば断面図が直ちに表示される。これは、前途、Z 軸方向に 100 層(15km)のモデルに 19 仰角のビームを配置し未配置の領域はスプラインにて補間された値である。また、距離方向(X 軸)には移動平均を施すことが可能で、エコーの輪廓をわかりやすくしている。なお、この機能を非選択にすることによりオリジナルのビームに沿ったデータを表示させることも可能である。

5. エコー断面図と観測データおよび気象資料との比較

5. 1 ウインドプロファイラー(WINDAS)観測

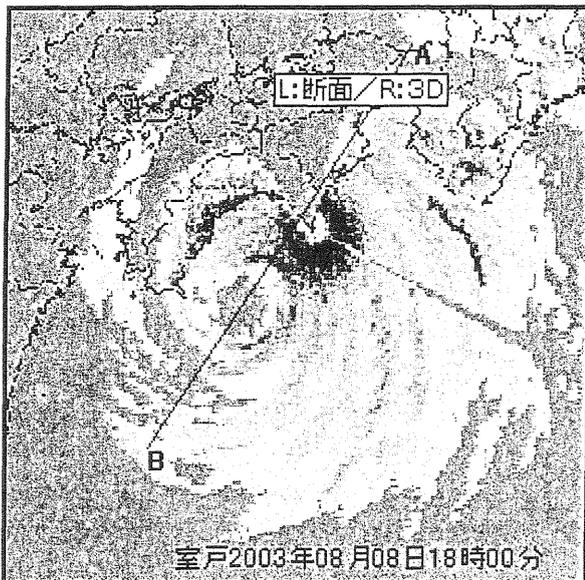
(1) 高松 WINDAS

8日の観測結果、S/N値(受信強度)をみると、45db以上(雲域に対応)が周期的に通過しており、台風のレインバンドを表現している。台風の接近により、台風本体の隙間のない積乱雲域の表現となっている(図は省略)。

5. 2 気象数値予報資料との比較

MSM 数値予報モデルの8日06UTCイニシャルFT3、6、9の資料を用いて断面図を作成し台風断面図との比較を行った。

断面は、両者を同じ断面に切った(第2図参照)。



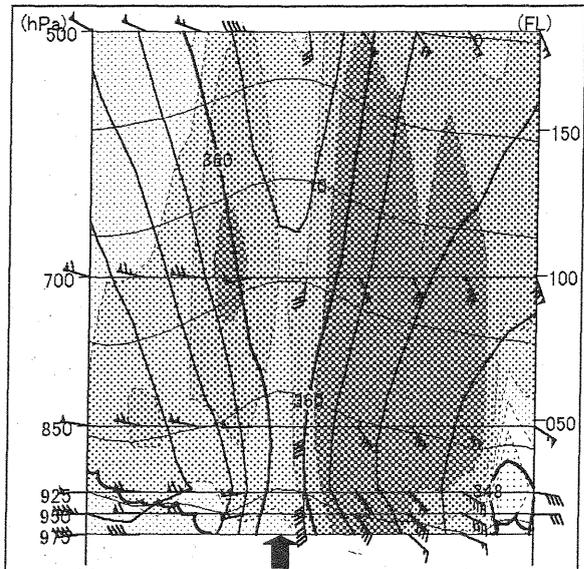
第2図 断面を描画した領域
ア. 台風最接近時

数値予報資料断面図8日12UTC(第3図参照)によると、台風の眼の鉛直構造は暖気ドームとなり、強い上昇流域や雨滴エコー(第5図レーダー断面図参照)も「眼」に近づくほど高高度に達している。特に前面の眼壁では下層から強い上昇流が表現されており、眼壁周辺の積乱雲域に対応している。また、台風眼壁後面の上昇流は前面より弱い。眼内下降流は示した図では表現出来ていないが、断面の切り方によっては比較的不明瞭ではあるが見ることが出来る。

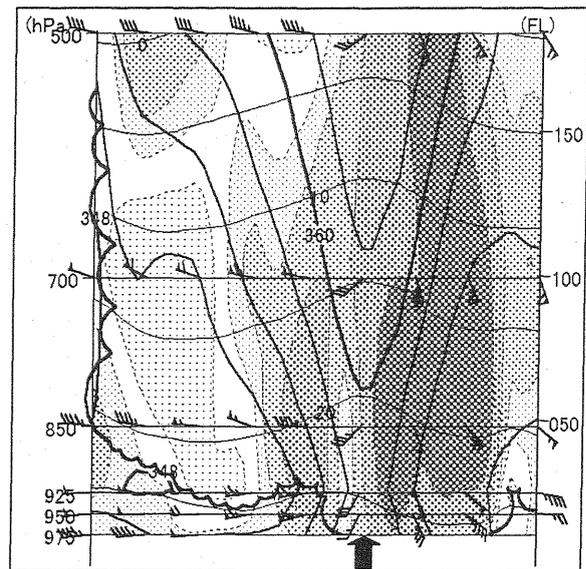
イ. 台風上陸時

第4図(8日15UTC)は、台風が四国に上陸した(第1図参照)時点での数値予報資料断面図である。図によると、気温は最接近図と差は無いが、相当温位は850hPa付近以下では、下降しており、眼内の暖気ドームに弱

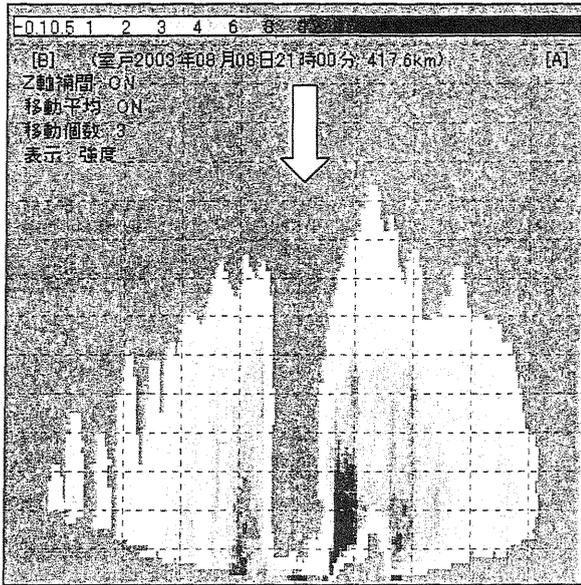
まりが見える。これは、第6図(8日15UTCのレーダー断面図)からも眼内のエコーが明確に増加し眼としては、捕らえられなくなっている。原因は、風の弱まりと地形成上昇流の増大によると考えられる。



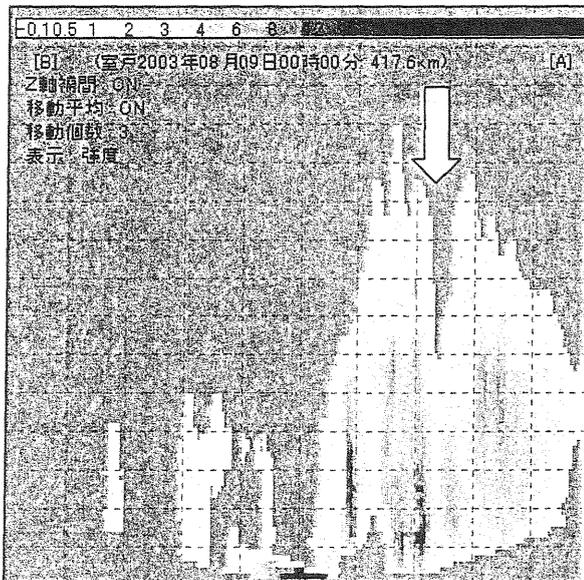
第3図 MSMの断面図(2003年8月8日21時): 台風付近の断面を示す。上矢印が台風の眼付近。太実線は θ_e 、細実線はT、ハッチリング領域は上昇流を示し、濃くなる程強い。



第4図 MSMの断面図(2003年8月8日24時): 台風付近の断面を示す。上矢印が台風の眼付近。太実線は θ_e 、細実線はT、ハッチリング領域は上昇流を示し、濃くなる程強い。



第5図 レーダの断面図(2003年8月8日21時): 矢印は台風
の眼付近を、Z軸の破線は1km間隔15kmまでを示す。

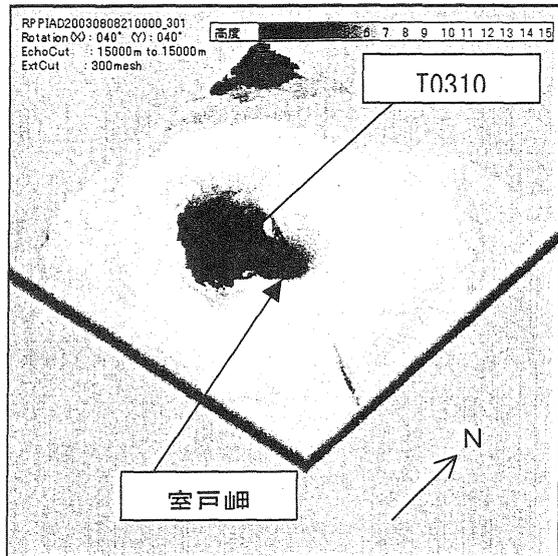


第6図 レーダの断面図(2003年8月8日24時): 矢印は台風
の眼付近を、Z軸の破線は1km間隔15kmまでを示す。

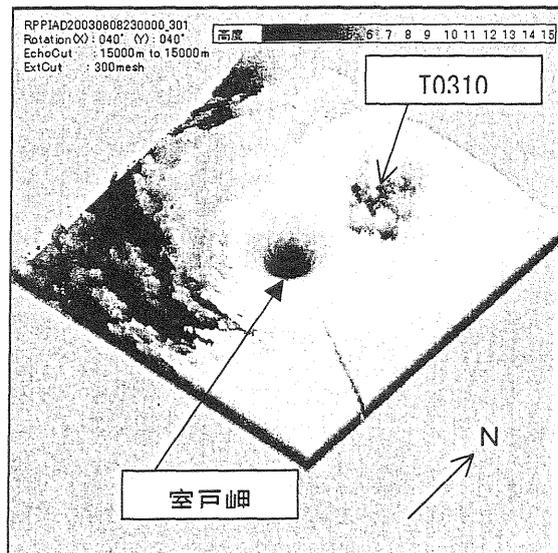
6. 3D立体表示

先の断面図表示の応用として予め設定されたマウス選択にて移動可能な四角形領域の水平・垂直カット及び3D表示ができる。水平・垂直カット面では150m・1メッシュ毎のデータを、また3D表示画面では表示X・Y軸方向の回転を可能とした(250m・2.5kmの各ソフトで若干表示手順に相違あり)。第7図は、8日12UTCの3D表現である。第3図での説明の通り明瞭な眼が視覚的によく表現されている。第8図は、8日15UTCの3D表現である。第4図で表現した眼が不明瞭に

なった状況が視覚的に良く表現されている。これらの図は、気象資料等の解析を実際に視覚で理解するには有益な表現といえる。



第7図 3D図(2003年8月8日21時): 室戸岬レーダーを中
心に半径75kmの領域の3D表示。中心に室戸岬レーダー、
中心左にT0310の眼が見える。サイト上空は観測不能エリア。



第8図 3D図(2003年8月8日23時): 室戸岬レーダーを中
心に半径75kmの領域の3D表示。中心に室戸岬レーダー、
中心右にT0310の眼が見える。

7. これからの課題

今回は、断面表示までのステップ減少と表示結果のビジュアル化を目指して作成した。これから山岳等の地形の起伏を断面図・3Dに挿入しエコーとの関連容易に認識できるように国土地理院250m数値地図(標高)を表示可能としたい。

てのみ、濃いエリア・薄いエリアの判定を行う。

★データ②最深濃度

全観察地点の中で最も濃い地点での濃度を3段階で表す。

濃い(視程200m未満)並(200m以上500m未満)
薄い(500m以上)

表2 霧の濃度の段階

★データ③消長

林田の自宅において8時の時点で霧が発達・安定・衰弱のいずれの局面にあるかを表す。基本的には7:30から8:00の傾向を捉える。詳細は表①の基準で評価する。

7:00~7:30	7:30~8:00	評価
濃度増	濃度増	発達
濃度増	増減なし	安定
濃度増	濃度減	衰弱
増減なし	濃度増	発達
増減なし	増減なし	安定
増減なし	濃度減	衰弱
濃度減	濃度増	不規則
濃度減	増減なし	安定
濃度減	濃度減	衰弱

表3 消長の評価基準

4. 集計・分析

4.1 日数の集計

2001年10月から12月について、全日数92日、そのうち日の出前後に霧を確認した日は40日あった。その割合は43.5%である。

	日数
全日数	92日
内霧を確認した日	40日
内林田で霧を確認した日	37日
全員揃った日	39日
内霧を確認した日	14日

表4 観察日数などの集計

4.2 気温・湿度の分析

観察期間を通して、3時間毎の気温、湿度の平均を求めて分析をする。

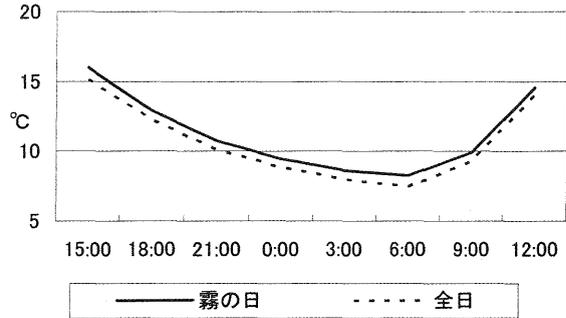


図2 気温の平均時間経過(全日及び林田で霧を確認した日についての時間平均)

昼と夜の気温差について、明確な差は認められない。(全般に霧の日の方が高いのは、気温が低くなった12月において霧の日が少なかったためである。)

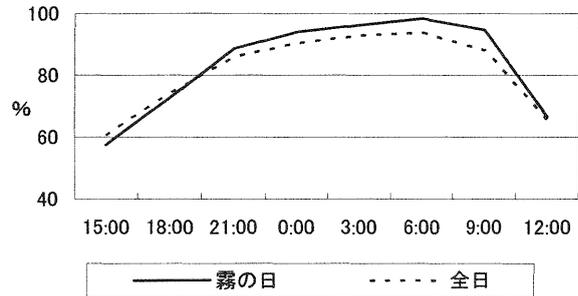


図3 相対湿度の平均時間経過(全日及び林田で霧を確認した日についての時間平均)

両者とも、夜間に相対湿度が高くなる傾向がある。霧を確認した日は、15:00・18:00以外はいずれも全日より相対湿度が高くなり、日の出前後に最も差が大きくなっている。朝に霧が発生して湿度が高くなる可能性が考えられる。

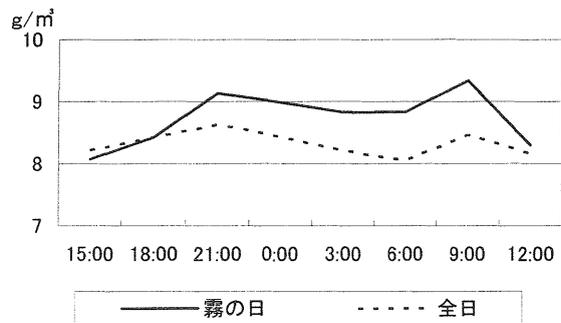


図4 水蒸気密度(絶対湿度)の平均時間経過(全日及び林田で霧を確認した日についての時間平均)

全日の水蒸気密度はそれほど日変化がない。霧を確認した日については、夜間から午前9時にかけて高くなる傾向がある。ただ、霧が最も発達しているとみられる日の出前後ではやや低くなっている。

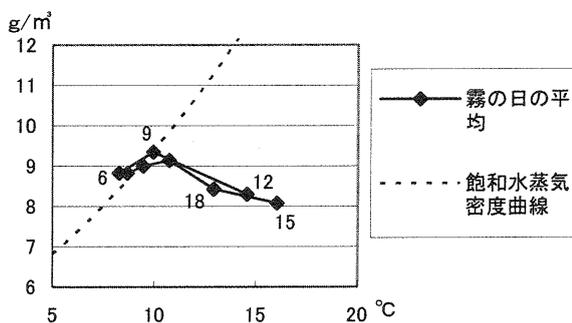


図5 霧の日における気温と水蒸気密度の相関
(霧の日のグラフが飽和曲線を超えているのは、広範囲での平均値を出しているためである)

夜にかけて、冷却と同時に水蒸気密度が増えている。飽和状態に近づくと、飽和曲線に沿って緩やかに冷却し、やや水蒸気密度が減っている。朝になると元の過程をたどって昇温する。

4.3 観測データの集計・分析

霧の確認があった日について、別表①のようにまとめた。表から分かることを項目に分けて下記に記す。

★①最大濃度

10月ほどの地点でも濃い霧を確認していない。11月に入ってから濃い霧が発生するようになっていく。11月下旬から濃い霧の発生割合が高くなっている。

★②消長

11月上旬までは衰弱局面が多かったが、11月下旬から安定局面が多くなっている。発達局面はこの期間を通してなかったが、1月には確認している。

★③平均濃度

平均濃度は、津山市域全般における大まかな霧の発達度合、霧の規模と考えることができる。(局地的に濃い霧が発生しても、平均濃度は高くない。)

期間の後になるほど発達した霧、大規模な霧が発生していると考えられる。

★④地域別分布

①中心部は濃いエリアとならない。②期間の後になるほど平野部で濃い霧が発生するようになる。

5. 課題

- (1) 地上天気図との関係
- (2) 地域的に偏りがある霧をどう解釈するか
- (3) 霧発生時の、夜間の水蒸気量の増加及び午前中の水蒸気量の減少は何に起因しているか

6. 謝辞

この報告を発表するにあたって、岡山大学気象研究会の皆様から貴重なご意見をいただきました。また観測について、秋久憲司、寺坂真一、西村悟、塚木規智各氏には多忙な時間帯にも関わらず多大なご協力をいただきました。ありがとうございました。

参考文献等

- ・宮田賢二：三次盆地の霧の研究，溪水社
- ・田中正昭他，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
- ・岡山大学気象学研究室，1999：津山盆地における霧の観測

別表① 筆者及び観察グループが霧を確認した日についての目視記録

月 日	地域別							平均濃度	特徴	最大濃度	消長
	北東丘陵部 148m	北東平野部 104m	北西丘陵部 163m	北西平野部 118m	南西平野部 106m	南東平野部 93m	中心部 96m				
10月3日	2.3	0.5	0.5	0.5	0.5	(0.5)	0.5	0.8	北東丘陵部濃い	○	安定
10月4日	0.5	0.5	1.0	0.5	0.5	(1.0)	0.5	0.6		○	衰弱
10月9日	1.1	0.5	0.2	0.5	0.5	(0.5)	0.5	0.6	北東丘陵部濃い	×	安定
10月11日											衰弱
10月12日	1.9	0.5	0.2	0.5	0.5	(0.5)	0.5	0.8	北東丘陵部濃い	○	安定
10月14日											衰弱
10月15日	3.5	1.5	0.2	0.5	0.7	(2.7)	1.3	1.5		○	衰弱
10月19日	0.2	0.2	0.2	0.3	0.2	(2.0)	0.2	0.2			衰弱
10月20日											安定
10月23日	0.5	0.5	0.2	0.5	0.5	(0.9)	0.5	0.4		×	衰弱
10月24日	2.2	2.3	2.0	2.9	2.0	(2.0)	1.0	1.9		○	衰弱
10月25日	0.5	0.5	0.2	0.5	0.5	(1.0)	0.5	0.4			安定
10月26日	3.1	3.3	2.0	2.9	1.0	-	1.0	2.2	北部濃い	○	安定
10月27日											衰弱
10月30日	2.7	1.3	0.5	2.9	0.5	0.5	0.5	1.2	北部濃い	○	安定
10月31日	2.4	1.5	3.5	4.0	2.0	1.4	0.8	1.9	北西部濃い	○	衰弱
11月1日	1.9	1.0	3.8	3.3	0.5	0.5	0.5	1.5	北西部濃い・低地薄い	○	衰弱
11月2日	1.6	2.7	5.1	4.0	2.0	0.5	1.1	2.4	北西部濃い	●	衰弱
11月5日	1.2	1.2	-	-	0.5	0.5	0.5	0.8	低地部薄い	×	不規則
11月8日	2.4	3.6	6.2	5.6	3.3	1.1	1.8	3.4	低地部薄い	●	安定
11月11日											衰弱
11月14日	0.7	0.7	1.0	0.7	1.8	2.0	0.8	1.0	南部濃い	○	安定
11月15日	2.1	3.9	4.8	2.3	1.0	2.8	1.0	2.6	南西・中心薄い	●	不規則
11月16日	0.5	1.1	0.3	0.3	0.3	0.3	0.4	0.5	北東平野部濃い	×	不規則
11月19日	1.3	0.5	-	-	0.3	0.3	0.3	0.6	低地部薄い	○	安定
11月20日	4.2	2.9	-	-	0.3	0.3	0.5	1.6	低地部薄い	○	衰弱
11月21日	3.6	4.2	6.3	4.6	6.7	10.0	4.2	5.6	全般的	●	安定
11月22日	3.6	4.2	4.4	4.1	6.7	10.0	5.0	5.3	全般的	●	安定
11月23日											安定
11月24日											-
11月25日											-
12月2日	5.0	5.0	-	-	-	-	-	-		●	安定
12月3日	4.6	3.3	5.8	3.4	4.2	5.0	2.3	4.2	中心部薄い	●	安定
12月5日	3.9	5.3	6.3	5.2	6.7	5.0	5.4	5.3	全般的	●	安定
12月8日											安定
12月19日	0.9	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5	0.6	北東加茂川沿いのみ	○	安定
12月23日											安定
12月24日											安定
12月25日	0.7	4.5	1.8	1.2	4.5	4.0	4.0	3.1	平野部濃い	●	安定
12月29日											衰弱

※濃度について、「●」は「濃い」、「○」は「並」、「×」は「薄い」を表している。

※南東平野部について、10月26日までは視界に信憑性がない（濃い目に判定しているおそれがある）ため、参考値とする。

岡山県高梁市における盆地霧の動態と温湿度分布

*片山秀昭, 上甲 実 (岡山大学大学院自然科学研究科), 塚本 修 (岡山大学理学部)

1.はじめに

岡山県西部に位置する高梁市は、晩秋から冬にかけて夜間の放射冷却によって発生する霧が多い地域として知られている。霧は視程を著しく悪化させるため、地域の生活に多大な影響を及ぼしている。霧の観測は各地で行われていて、過去に岡山県では津山盆地において集中観測が行われているが(上甲ほか,2002)、今回の観測では津山盆地よりも規模の小さい盆地である高梁の霧を対象にして集中観測を行った。

2.地形概要

図1は高梁市街地を中心とした地形図であり、西から流れる成羽川が北から流れる高梁川と市街地南西部で合流している。市街地は鶏足山、愛宕山、臥牛山、稲荷山など標高約400m~600mの山々に囲まれており、盆地底部は標高60mである。X-Y断面は市街地を通り、かつ小型温湿度ロガー測定場所5ヶ所に沿うように切り取った断面である。

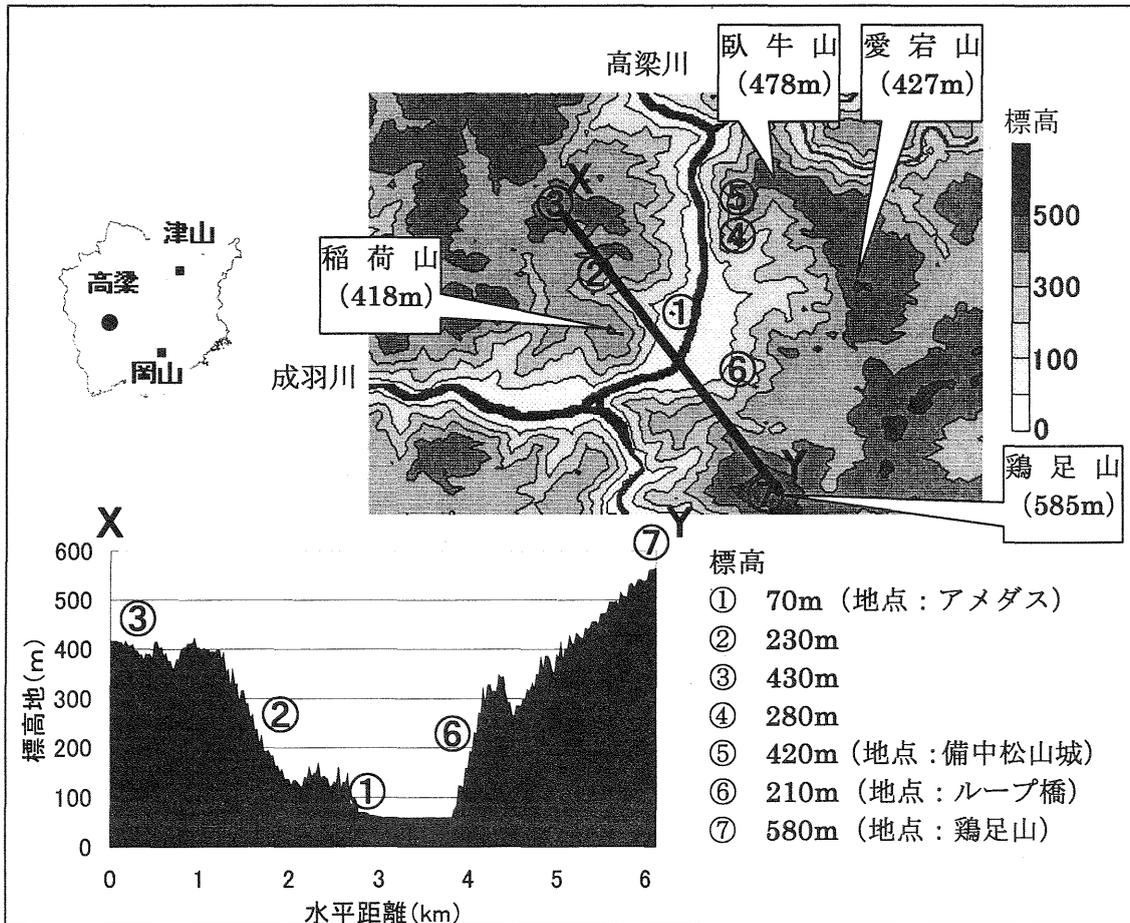


図1. 高梁市街地周辺地形図と市街地を通過する断面図 X-Y. ○数字は温湿度分布測定場所

3.集中観測

2002年11月20日～23日（午前0時～霧消滅まで）の間、以下のような集中観測を行った。

<定点温湿度観測>

市街地を中心とした盆地内の山の斜面7ヶ所に「小型温湿度ロガー」を設置し、集中観測期間内の気温、湿度を5分間隔で測定した。（設置場所は図1）

<目視観測>

盆地内外を見渡せる山（地点：⑤備中松山城、⑥ループ橋、⑦鶏足山）から霧の動態を目視観測した。

<移動観測>

GPS、温湿度計、放射温度計を装着した車で、決められたコース（高梁市街地周辺）を走行し温湿度の空間分布を調べた。一回の走行は約1時間30分であり、霧発生日は0時、3時、6時、9時開始の4回、霧非発生日は0時、4時、8時開始の3回行った。

4.観測結果

4.1 霧の発生状況

集中観測期間中の気象条件はそれぞれ異なるものであり、それに伴って表1に示すように霧の発生状況の様相も異なるものとなった。なお、高梁アメダスにおいて観測期間10日前から観測期間中を通して降水は観測されていない。

発達段階の霧は盆地底から200m弱～300m程度の高度で北、西、南方向から市街地へ向かい、川沿いを層雲状に流入してくる様子が観測された。また、発達した霧に関しても高度約100m以下の下層では霧は発生しておらず視界はよかった。霧の発生状況を表1に、観測期間中に各定点で得られた気温変化を各斜面ごとに図2に示す。20日と23日は氷点下まで気温が下がったが、3時以降の雲量の違いもあり霧の発達具合は大きく異なった。また、霧発生日、非発生日にかかわらずほとんどの日で、夜中に最も気温が低かった地点は山の中腹に設置した②、④、⑥であった。

表1. 霧の発生状況（2002年11月）

20日	午前3時頃までは快晴で霧は発達しかけたが、その後雲が広がり大規模な霧には発達しなかった。
21日	常に雲量10で、霧は発生しなかった。
22日	午前3時頃までは雲に覆われていたが、その後快晴となり霧は発生したが大規模になるまでにはいたらなかった。
23日	常に雲量0で比較的大規模な霧が発生し、市街地にも雲海が広がった。

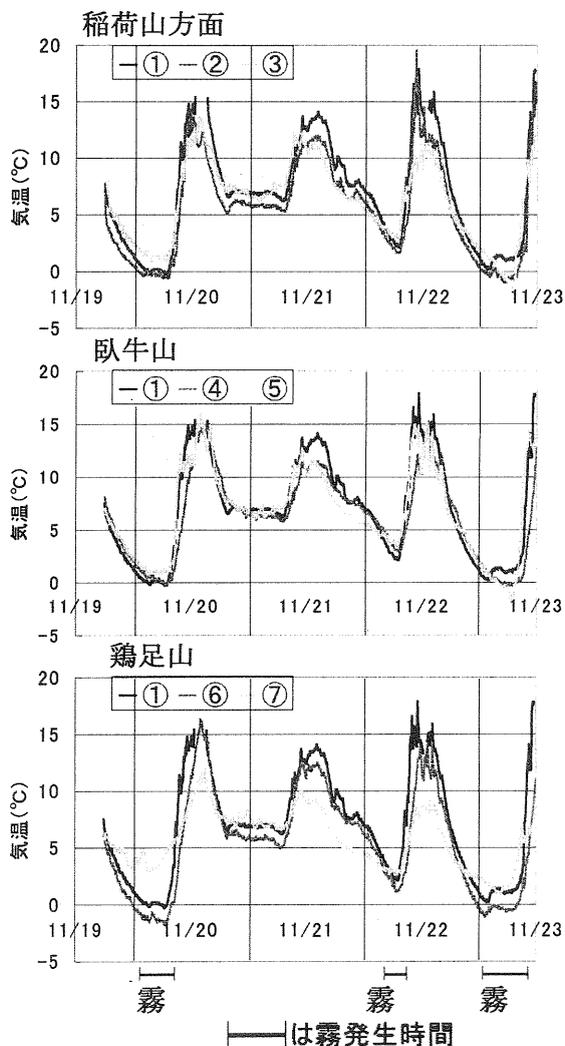
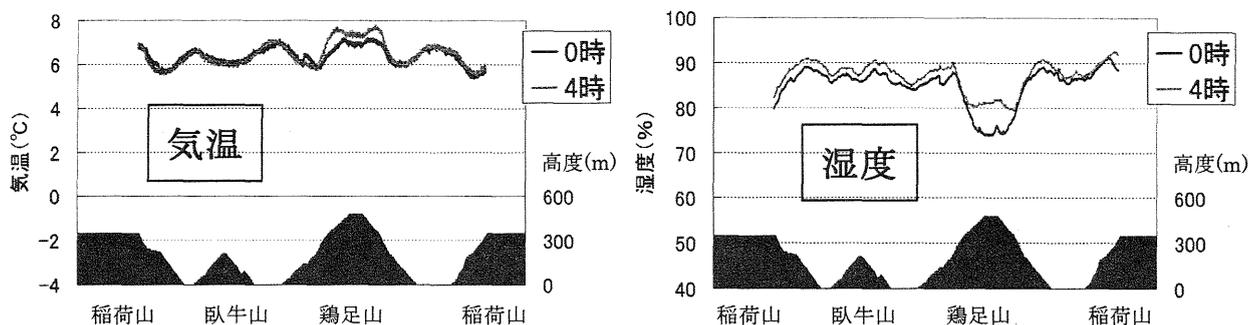


図2. 定点観測による各斜面ごとの気温変化。
○数字は地点番号で図1と対応している

11/21 (霧なし)



11/23 (霧発生)

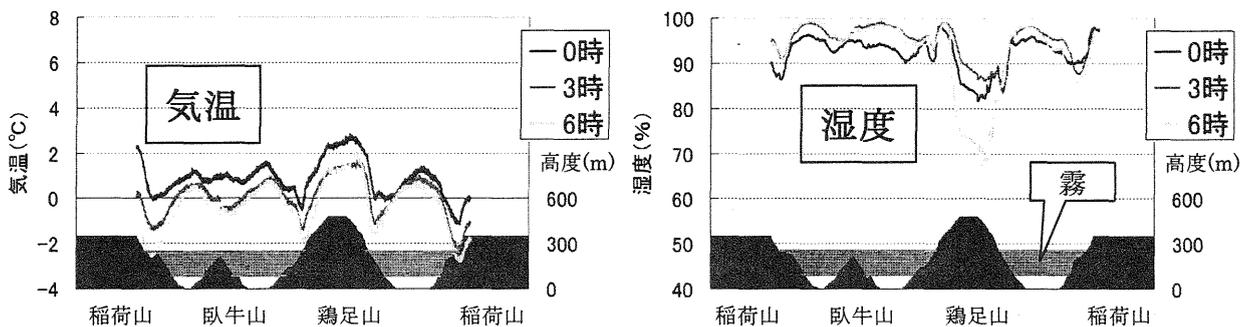


図3. 移動観測による気温と湿度の時系列. 11/23 (霧発生日) の図には午前6時頃の霧の厚さを示している

4.2 移動観測による気温・湿度の空間分布

図3に21日(霧なし)の0時、4時、23日(霧発生)の0時、3時、6時に開始した移動観測から得られた気温と湿度のデータを示す。移動観測のコースは市街地を中心として起伏に富んだコースに設定したため、地形の起伏と対応させた図となっている。霧が発生しなかった21日の気温は5~8℃であり、時間的にもほとんど変化していない。また、湿度は0時よりも4時の方が若干上昇しているが、高くして90%程度である。

一方、市街地にも雲海が広がった23日は0時の時点で既に0℃前後まで気温が下がり、湿度も鶏足山を除いておおむね90%を超えている。稲荷山方面や鶏足山の中腹で特に気温の低下が大きな地点があるが、これは山中の谷筋を通過したための局所的な地形の影響と考えられる。

また、山の斜面上での移動観測データから気温や湿度の鉛直分布を得ることができる。図4に23日(霧発生日)における気温、

湿度の鉛直分布を示す。なお、市街地上空に霧が発生し始めたのが1時頃で消滅したのが10時前である。各斜面とも移動観測車が通行する道の違いによりそれぞれの地形的な影響も見られるものの、気温の鉛直分布によれば下層や上層よりも、霧が発生している高度約250m程の中層で気温が最も低いことが分かる。また、湿度の鉛直分布によれば高度約250mより下層では霧の発達に伴い安定な成層から中立な成層へと変化していること、霧上面では安定な成層が持続していることがわかる。この図からも稲荷山方面と鶏足山の高度230m付近では、水平分布としては異なった地点を通過したために、気温と湿度が減少している地点があることが確認でき、通常の鉛直分布とは異なることに注意が必要である。

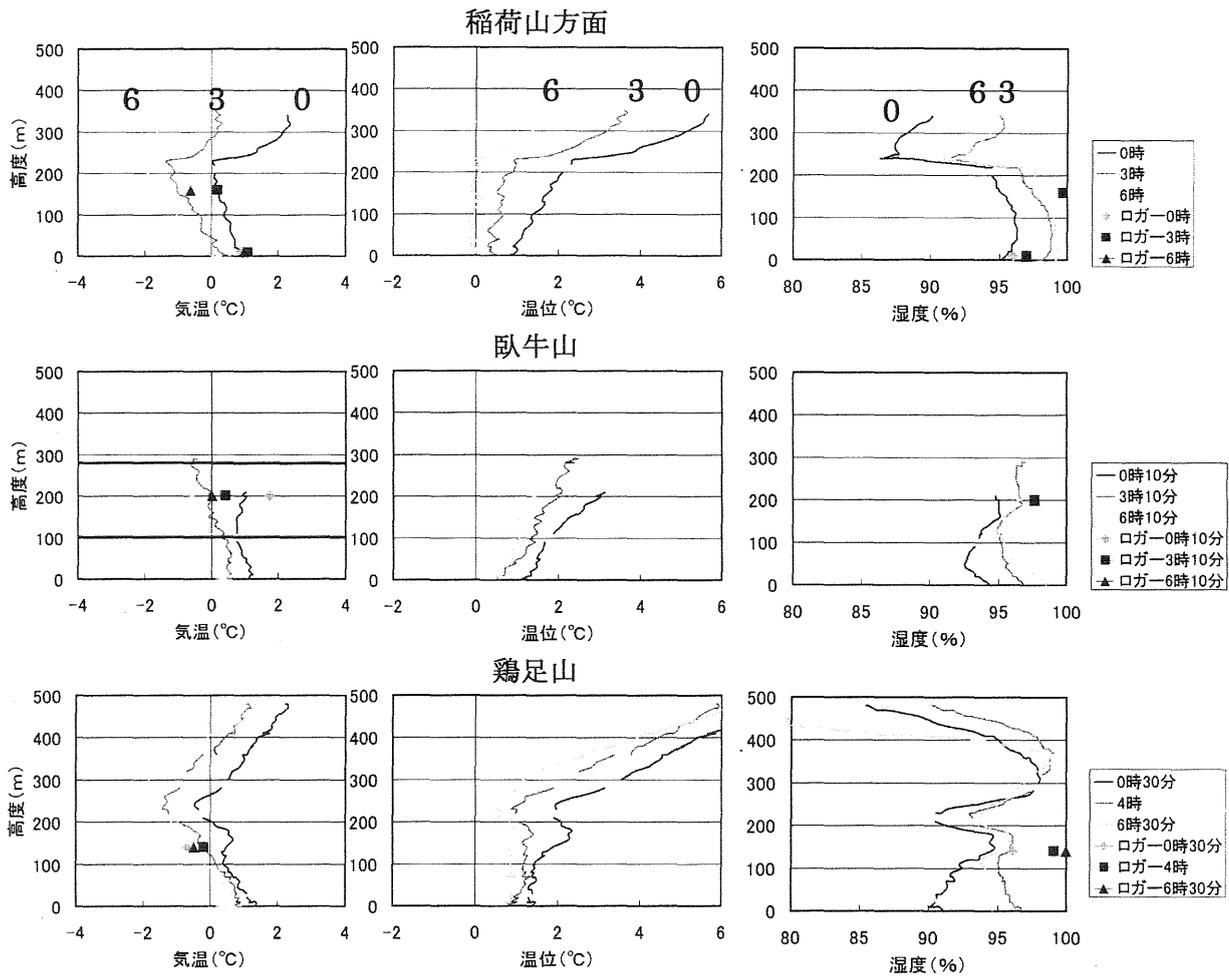


図4. 移動観測から得られた各斜面ごとの気温・温位・湿度の鉛直分布 (23日:霧発生日)
 (◆■▲は定点観測から得られたデータ. — は午前4時頃の霧の上面と下面)

6.まとめと今後の方針

今回の集中観測により高梁市街地周辺の温湿度分布と霧の動態について、その概略が把握できた。しかし、目視観測によると霧は市街地から発生しているのではなく、周辺の山間から移流してくる様子が観測されている。霧の発生を考える上では高梁の地形を単独ではなく、周辺地形の一部としても考慮する必要がありそうである。

また、今回の観測では定点での温湿度観測の分布が空間的にまばらであったため必ずしも満足なデータは得られていない。今後はゾンデにより市街地鉛直上空の温湿度観測を加えるほか、空間的に密な測器の設置によって詳細な温湿度分布を把握することにより霧との対応を調査したい。

参考文献

- 上甲 実, 清原康友, 塚本 修 (2002): 津山盆地における霧の観測, 岡山大学地球科学研究報告書, 9, 41~51
- 田中正昭 (2001): 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 (12G-16) 報告書
- 宮田賢二 (1994): 三次盆地の霧の研究, 溪水社
- 小気候団体研究会 (1994): 恵那地方の盆地霧の特性について, 天気, 41, 23~35
- 近藤純正・桑形恒男 (1984): 盆地内に形成される夜間冷気層 (冷気湖) の厚さと地形との関係, 天気, 31, 727~737
- 近藤純正, 森 洋介, 安田延寿, 佐藤 威, 荻野谷成徳, 三浦 章, 山沢弘実, 川中敦子, 庄司邦彦 (1983): 盆地内に形成される夜間の安定気層 (冷気湖), 天気 30, 327~334

陸風・夜間冷気流が地表面に与える影響について

* 古市 豊(高知大学大学院理学研究科) 千葉 修(高知大学理学部)

1. はじめに

夕方,放射冷却により地表面温度が下がり,特に山斜面では,等高度との気温に差が生じる.つまり,山斜面上の気温は,同一高度のそれより低い.そのために,密度差が生じ,斜面下降風(冷気流)が発生する.この冷気流の風速は斜面中腹で最大となり,その付近で顕熱輸送量が大きく,斜面温暖帯(Kobayashi *et al.*, 1994) が形成されることが知られている(近藤, 2000).

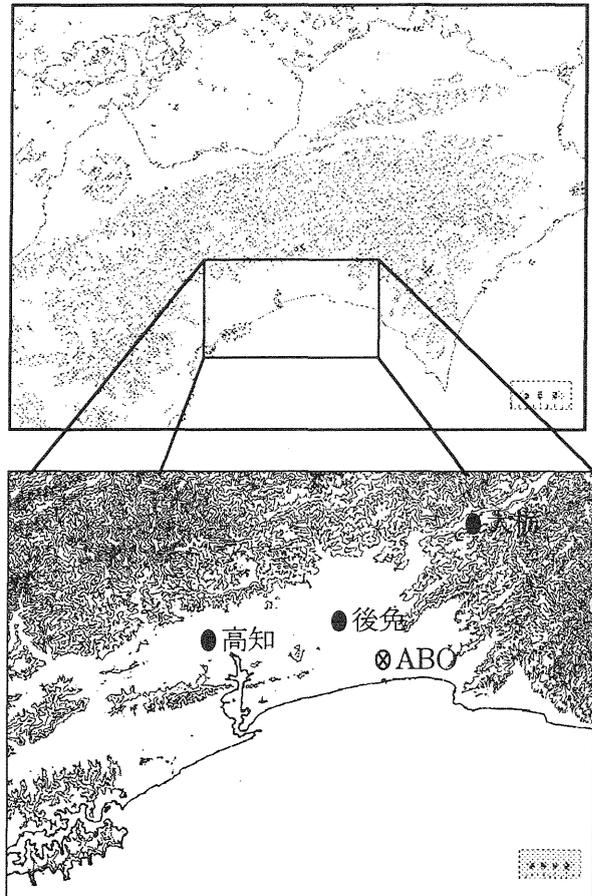
一方,力学的な観点から土佐湾沿岸部では陸風流入後,山間部から冷気流が流れ込んでくることもわかっている(千葉, 1999).

本研究では,陸風・夜間冷気流が平野部に流下したとき,地表面にどのような影響を与えるか調べた.そのため,観測条件としては,雲からの放射の影響がなく,潜熱の効果が無視でき,局地風が発生しやすい日である.すなわち,高気圧に覆われ,地面が乾燥した快晴日である.観測は,2002年5~12月の間で,その条件にあった日の中から,11回行った.ほぼ同様の結果が得られたため,今回は2002年11月28日の観測結果を紹介する.観測は16時から24時にかけて実施した.

2. 観測

2.1 観測場所

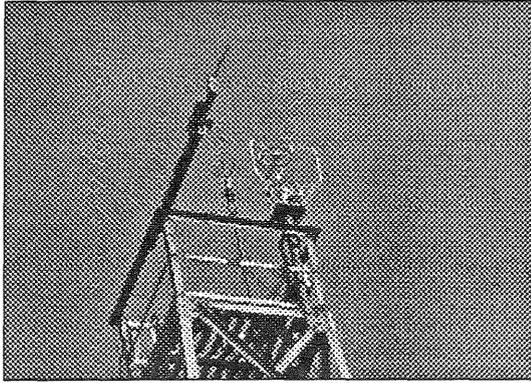
観測領域の高知平野は,東西約40km,南北約10kmの広さを持ち,北に1000m以上の山が連なる四国山地,南に土佐湾が広がっている.観測は高知県南国市の高知大学理学部附属の大気境界層観測所(以下ABO)(第1図)で行った.ABO(標高約7m)は内陸約2kmの沿岸部にあり,高気圧に覆われた日には,海陸風が卓越する.また,物部川沿いに位置することから,夕方から夜間に山間部からの冷気流が流れ込みやすい(千葉, 1999,2000).地表面温度の測定は,ABOに隣接する高知大学農学部農場(背丈が10cm以下の草が生えていた)で行った.



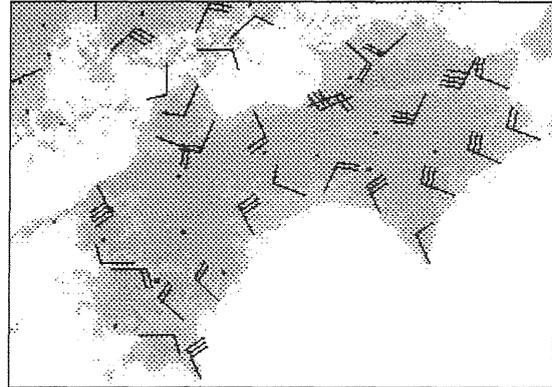
第1図 ABO周辺の地形
(上) 点刻部分500m以上
(下) 等高線100mごと
(カシミール3D使用)

2.2 観測装置

ABOでは,地表面温度をサーミスター温度計で記録紙に記録した.地上30cmの気温,湿度,風向・風速,気圧,正味放射量を自動気象観測装置(アーンデラー社製)を用い,2分値で観測した.地上21mには3次元超音波風速温度計(以下SAT)((株)カイジョー社製)(第2図)で,風向・風速,気温を観測した.また,ソーダ((株)カイジョー社製)観測も行った.解析データとして,高知,後免,大栃のアメダスデータも用いた.



第2図 地上21mの鉄塔に設置した3次元超音波風速温度計 (SAT)



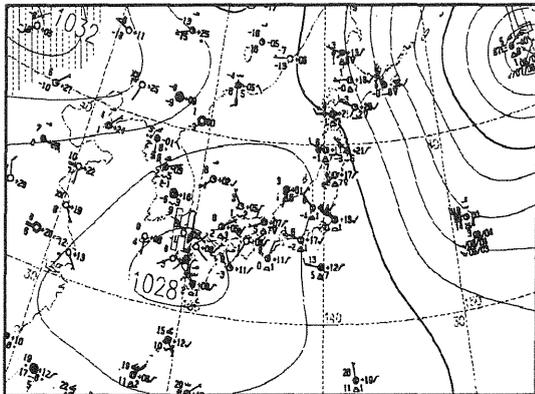
(b) 11月28日19時

第4図 四国地方のアメダスの風向・風速 (AMeMap 使用)

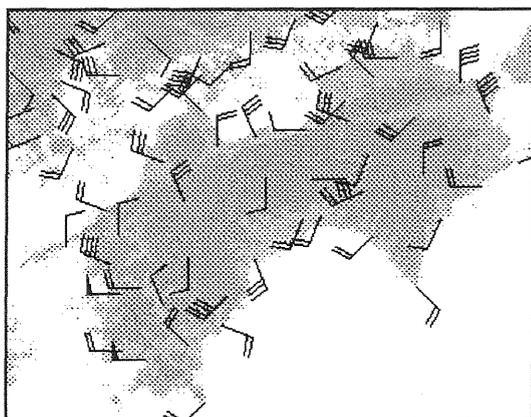
3 観測結果

3.1 2002年11月28日の天気概況

四国地方は九州の西に中心をもつ、移動性高気圧に覆われてほぼ快晴であった(第3図)。また、土佐湾沿岸域では日中は海風が、夜間には陸風が卓越していた(第4図(a)(b))。



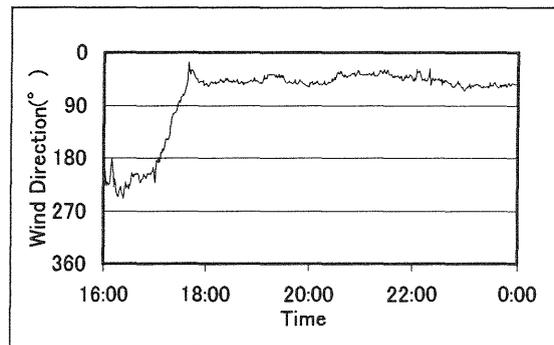
第3図 地上天気図 (2002年11月28日21時)



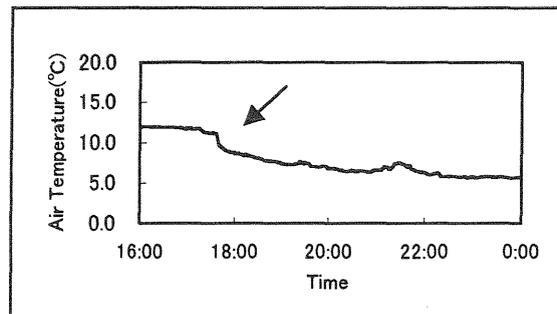
(a) 11月28日14時

3.2 陸風・冷気流流入時刻

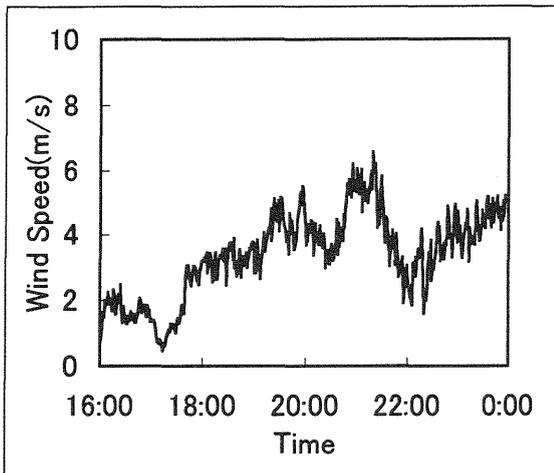
日中、高知、後免、ABOともに南西からの海風が卓越していた(第4図(a))。ABOでは、風向が17時ごろから18時にかけて南西→南→東→北東と反時計回りに変化し、その後は北東でほぼ一定になった(第5図(a))。それと同時に気温が10分で約2℃降下した(第5図(b))。すなわち、ABOでの陸風流入時刻は17時50分ごろである(矢印)。冷気流の流入時刻は難しいが、風速、乱流統計量の増加傾向(第5図(c)(d))から陸風流入後に、冷気流が断続的に流入したと思われる。



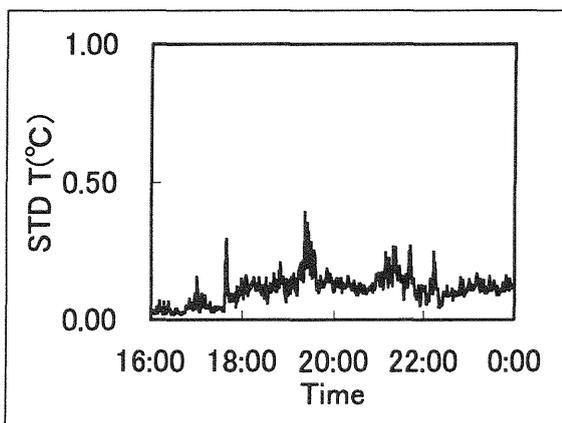
(a) 風向時系列



(b) 気温時系列



(c) 風速時系列

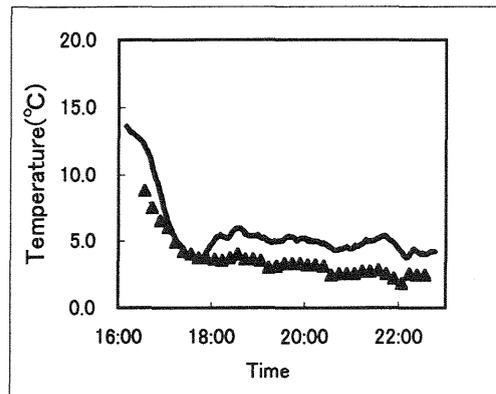


(d) 気温の標準偏差

第5図 SAT (地上 2.1 m) の気象データ (1 分平均値)

3. 3 地表面温度の変化

第6図によると、夕方、地表面付近は放射冷却により1時間で約5°C冷却している。しかし、陸風流入(17:50頃)に伴い、地上30cmの気温は一転上昇に転じ、10分間で約2°C上昇した。その後は、ゆるやかに減少した。一方、地表面温度は陸風流入と同時に冷却が弱まり、冷却率は1時間約0.5°Cであった。放射冷却は日没(16:59)近くが大きく、その後、冷却率は小さくなるため、これだけでは地表面温度の変化が陸風(冷氣流)の影響とは判断できない。そこで、放射冷却を除いた効果を考えるために、放射冷却の式(近藤,1994)を用いた(第1表)。



第6図 気温(30cm)と地表面温度の変化
実線が気温(30cm)
▲印が地表面温度

3. 4 放射冷却の式

$$T_0 - T_s = DT_{MAX} \times P(X)$$

T_0 : 日没30分前の地表面温度
 T_s : 地表面温度
 DT_{MAX} : 放射最大冷却量
 $P(X)$: 時間変化の関数

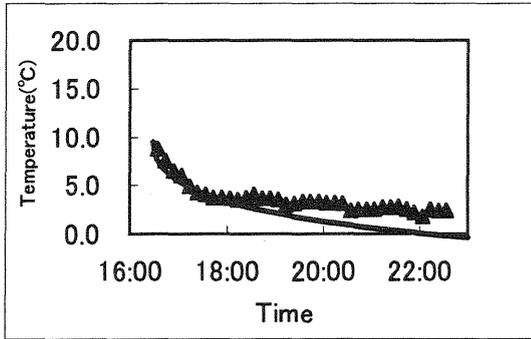
$$X \equiv \frac{(4\sigma T_0^3)^2 t}{C_G \rho_G \lambda_G} : \text{無次元の時間}$$

$C_G \rho_G \lambda_G$: 地表層の熱物理係数

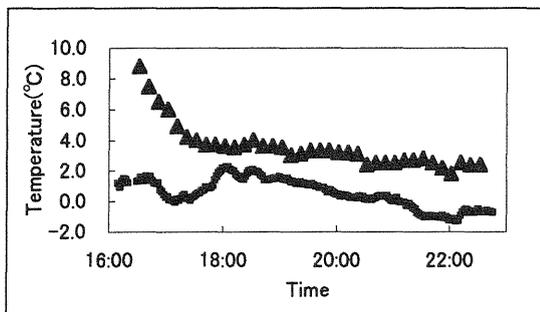
第1表 放射冷却の式

この式は地温の熱伝導方程式を解いたものである。境界条件は地表面で正味放射量と地中伝導熱が等しいと仮定している。すなわち、顕熱、潜熱は無視しているので、放射冷却だけを示している。第7図に地表面温度の計算結果を示した。日没から陸風流入までは風状態であり、顕熱は無視できる。したがって、計算曲線のように冷却が進むが、陸風流入(17:50頃)後、顕熱の影響が無視できなくなり、計算曲線との偏差が大きくなっている。潜熱は、地表面が乾燥していたため、蒸発は

無視できる。また、地上 30cm で観測した相対湿度から露点温度を計算した。しかし、どの時刻に対しても地表面温度が露点温度を上まっており(第8図)、凝結による潜熱も無視できると思われる。



第7図 地表面温度の観測値と計算曲線
実線が計算曲線
▲印が観測値



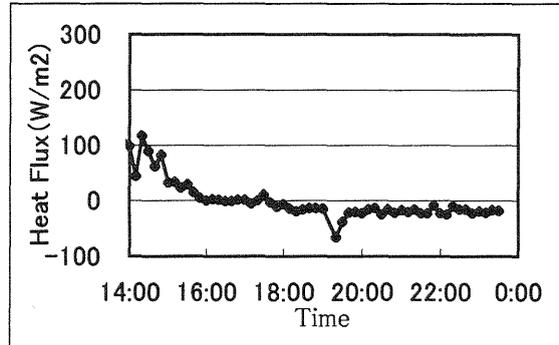
第8図 地表面温度の観測値と露点温度
露点温度の計算には地上高30cmの相対湿度を用いた。
▲印が地表面温度の観測値
■印が露点温度

3. 5 顕熱輸送量の変化

第9図にSAT(地上21m)で観測した顕熱輸送量を示す。16時までは顕熱がプラス、すなわち、地表面から大気に熱が輸送されていることがわかる。16時から18時にかけては、風状態になり、ほぼ0(W/m²)になっている。18時以降は陸風が流入することより、顕熱がマイナス(大気から地表面に熱を輸送)になっていることがわかる。これは、陸風(冷気流)が地表面の冷却を抑制していることを示している。

陸風流入後の顕熱の平均値は-17(W/m²)であった。また、地表面温度の観測値を示す

ためには、顕熱は-30(W/m²)程度必要である。しかし、実際に観測した顕熱は-17(W/m²)であり、少し小さめである。これは、顕熱を観測した高さが地上21mであり、また、夜間で大気が安定した状態であったこともあり、地表面付近の値よりも小さくなったと思われる。



第9図 SAT(地上21m)で観測した顕熱輸送量(10分平均値)
プラスが地表面から大気に熱が輸送されている。

4. まとめ

- ・ 地表面付近の気温(地上30cm)は、陸風流入に伴い10分間で約2°C上昇した。
- ・ 陸風(冷気流)は地表面に顕熱を与え、地表面の冷却を抑制していることがわかった。
- ・ SAT(地上21m)で観測した顕熱は、地表面温度から推定される顕熱より少し小さかった。

参考文献

- 千葉 修, 1999: 土佐湾沿岸で観測された夜間冷気流について, 天気, 46, 21-27.
- 千葉 修, 2000: 土佐湾沿岸部に流出する陸風と夜間冷気流の乱流構造, 天気, 47, 727-738
- Kobayashi, T., M.Mori, K.Wakimizu, and K.Takeshita, 1994: An observational study of a thermal belt on hillsides, *J. Appl. Meteor.*, 72, 387-399
- 近藤純正, 1994: 水環境の気象学—地表面の水収支・熱収支—, 朝倉書店, 350pp.
- 近藤純正, 2000: 地表面に近い大気の流れ, 東京大学出版会, 324pp.

徳島県三加茂地区における谷風を利用した農業用ビニルハウスの冷却

柴田昇平*、菅谷博、伊吹俊彦、笠原賢明、東出忠桐 (近畿中国四国農業研究センター)

1. はじめに

四国の急傾斜地のような耕地面積の限られた場所では、農家の所得確保のためには、施設化による高付加価値生産が、ますます重要になってきている。暖地の平場では、夏季のハウス内の暑熱が周年栽培の障壁となっているが、傾斜地では、日中、自然に発生する斜面風がハウスの強制換気の駆動力として期待できると考えた。本研究では徳島県加茂山地区に吹く風の特徴を生かしたハウスの自然換気技術を開発することを目的としている。

2. 観測地について

三加茂地区の地勢は、吉野川沿いの平坦部と海拔 1000m 級の山々が並ぶ山間部といった構造になっている。このうち山間部は吉野川に注ぐ小河川の流れに沿って形成された V 字型峡谷(幅約 3km、長さ約 6km、谷筋傾斜角約 6°、側面傾斜角約 20°)の急斜面に小集落が点在している。傾斜ハウスのある加茂山は、標高 400m ~ 600m の急傾斜地に立地しており、圃場が北東~南東に面しているため早朝からの日照に恵まれ、夕方は日の入りが早く、夜温が低下するという条件を生かして 1970 年頃から夏秋野菜の産地へと転換を図り、現在ではトマト、キュウリ、ナスなど果菜類を中心とした産地となっている。

加茂山では、四国農業試験場(現近畿中国四国農業研究センター四国センター)の開発した傾斜地用ビニルハウス(平張り型傾斜ハウス)を導入し、普及に向けた様々な試験が進められている。このハウスは側面の 4 面が開放可能でそもそも優れた換気能を持っている。しかしながら、無農薬栽培などのために側面にきめ細かな防虫ネット(目合い 0.6mm 程度)を付設するような場合には、外気の導入が著しく妨げられ、作物の生育、作業環境上問題が生じる。

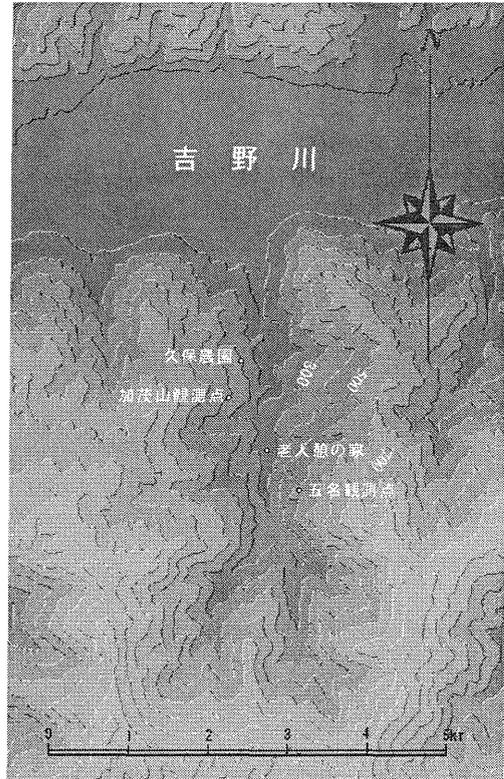


図 1. 観測地の地形概況

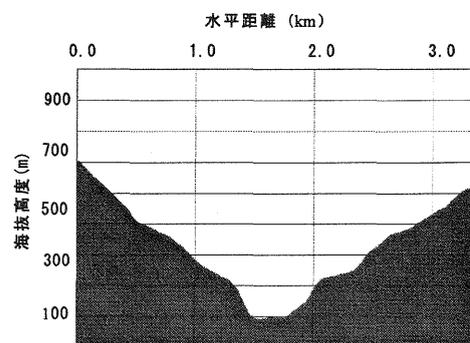


図 2. 加茂谷の横断面図

3. 観測方法

3. 1 斜面風の観測

加茂谷における斜面風の実態を把握するため、2 点の固定観測点を設置した。東向き斜面の加茂山観測点(標高 405m)と谷を隔てた対岸の五名観測点(標高 518m)を設置した。観測項目を以下に記す。

風向風速：観測高 4m に自記記録計付きプロベラ式風向風速計 (KADEC-KAZE) を設置し、5 秒サンプリングで 10 分平均値を記録した。

温湿度：観測高 1.5m に感部に自然通風シエルタを取り付けた自記温湿度計 (おんどとり TS-72) を設置、10 分間隔の瞬間値を記録した。

全天日射量：EIKO 製 MS-800 と KADEC-UP を用い、10 分間積算値を記録した。

観測期間は、2003 年 1 月～現在も継続中である。

3. 2 加茂谷内部の観測

加茂谷内部の大気の状態と斜面風の間係を明らかにするための観測を実施した。観測地点は、西庄老人憩いの家(標高 235m)で、Vaisala 製係留ゾンデ気象観測タワーを用いて実施した。観測は、センサパッケージ(気圧、温度、湿度、風速、風向センサを具有)を取り付けた係留気球(ヘリウムガス 5m³)を標高 235m から約 500m までを 30 分間隔で上下させることにより実施した。観測期間は、2003 年 8 月 4～5 日(昼間のみ)と 2003 年 9 月 4～5 日(夜間も含む)である。

3. 3 ハウス内環境の観測

1) 天窓の効果

傾斜ハウスの自然換気能を高めるための技術としてハウス山側に天窓を付設する実験を行い、ハウス内部が無植栽の場合の効果を確認した。観測項目を以下に記す。

ハウス内風向風速：Gill 製 3 軸超音波風速計を用い、天窓を設置したハウス山側中央部の風の 3 軸成分を観測し、ハウス内の風の水平成分、鉛直成分の観測を行った。

ハウス内気温：自記温度計(おんどとり TR-52) 12 台をハウス内に設置し、10 秒間隔の気温の瞬間値を計測した。得られた気温データを図化ソフトを用いて 2 次元分布図にした。観測は、2003 年 6 月～8 月の期間に数回行った。

2) 営農試験地における自然換気状況

傾斜ハウスを利用して実際にトマト栽培が行われている久保農園においてハウス内外の風環境、気温環境の観測を行った。観測方法については、前述と同じ方法を用いた。観測は、2003 年 7 月～9 月の期間に数回行った。

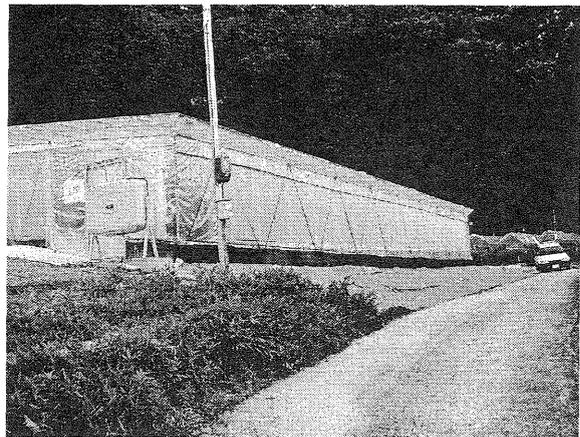


図 3. 傾斜ハウスの外観

4. 観測結果

4. 1 斜面風の特徴

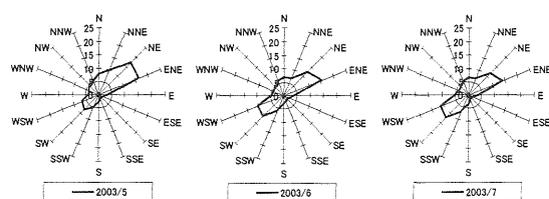
1) 加茂山観測点における 2003 年 1 月～8 月までの月別風配図をみると、どの月も北北東～東北東、西南西～南西の 2 方位の風が卓越していることが明らかとなった。

2) 五名観測点では、同様に北～北北東、東南東～南東の 2 方位の風が卓越していることが明らかとなった。

3) それぞれの観測点におけるホドグラフにより風ベクトルの日変化を見ると、加茂山では、日中は等高線方向に北北東～東北東の風が吹き、夜間は逆に西南西～南西の風が吹く傾向があること、五名では、日中は北～北北東の風が吹き、夜間は斜面下降方向の西南西～南西の風が吹く傾向のあることが明らかとなった。

4) 従って、加茂山での 2 つの卓越風向(北北東～東北東、西南西～南西)はそれぞれ日中と夜間の風の日変化を表しており、五名での 2 つの卓越風向(北～北北東、西南西～南西)も同様にそれぞれ日中と夜間の風の日変化を表していると考えられた。

(a)



(b)

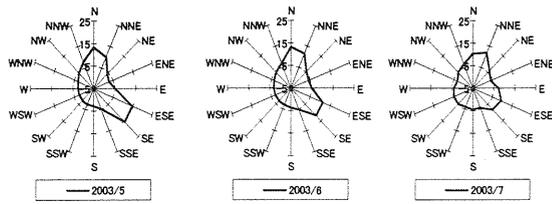


図4. 加茂山(a)、五名(b)における2003年5月～7月の風配図

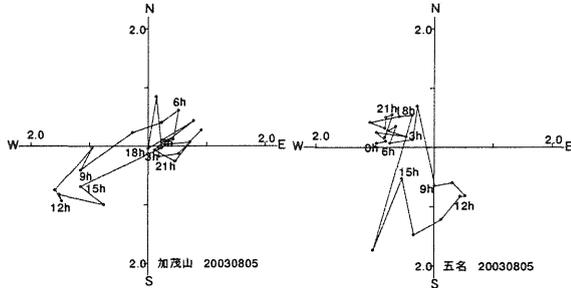


図5. 加茂山、五名における風の hodograph (2003年8月5日)

4.2 加茂谷内部の風

1) 移動性高気圧に覆われた晴天日 2003年8月5日における5U(7:59-8:14)の300m以下ではほぼ無風で、400m以下には気温の逆転層が成立した。300m以上は山風の方で風が吹いた。

2) 5D(8:29-8:41)から350m以下の層で谷風方位の風が吹き始めた。谷風にともない400m以下の層で温位ほぼ一緒になって昇温していった。固定観測点における斜面風の風向は、いずれも9時に谷風と同じ方位に変化していることから、加茂谷内部に生じた谷風が直接斜面風として反映されている可能性が高い。

3) 7D(10:29-10:41)には250mから550mの区間の温位はほぼ均一になった。これ以降は、顕熱により谷内部の空気が直接加熱され、谷内部の大気の状態は不安定になった。谷風は継続して吹き続けた。

4.3 天窓の効果

1) 無植栽でサイズの小さなハウスの場合、10秒間隔の測定により、ハウス内温度変化の過程を観測できた。この結果、ハウス内の風が弱まるとハウス内部の気温は急激に上昇し、高温空気がハウスの中央部と山側に集積した。そして、風が強まると高温空気は自然に排気され、次第にハウス内外の気温差は解消され

ることが明らかとなった。

2) この際、高温空気が天窓を通過して上方へ排気されるため、天窓周囲の気温は比較的高温になるのが遅く、内外気温差の解消も早くする働きがあると考えられた。

4.4 営農試験地における自然換気状況

1) 2003年9月3日12:00～14:00におけるハウス外風速についてパワースペクトルを見ると18.3分と10.7分の卓越周期が認められた。ハウス中心部の気温については、16.0分、11.7分であり、風速に近い卓越周期が認められたことから、日中(10:00～15:00)のハウス内気温はハウス外の風によって支配されていると考えられた。

2) 久保農園ハウスでは、北から侵入した風が、ハウス内では植栽により畝方向(北西)に変化し、ハウス内風速0.15m/s以下では、高温空気が集積し、0.15m/s以上になると排気に転じた。天窓のある左部、中央部では、比較的高温空気は集積しにくく、温度降下も早かった。

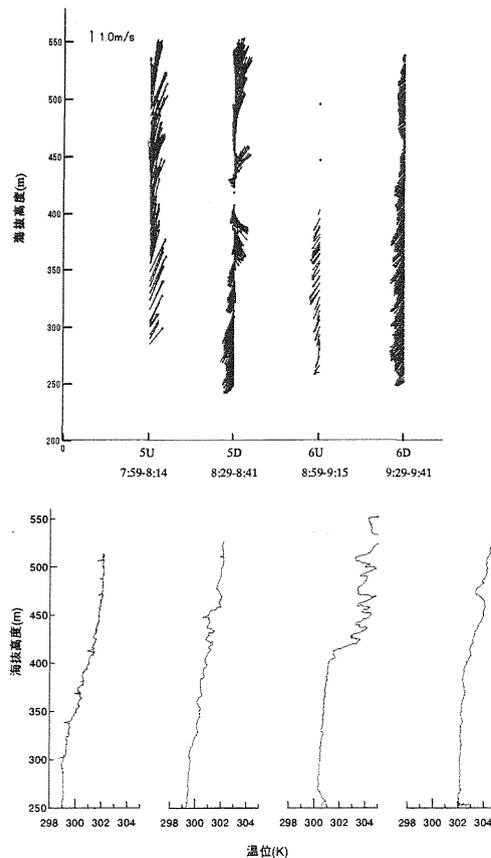


図6. 2003年8月5日(午前)の風ベクトルと温位の鉛直分布

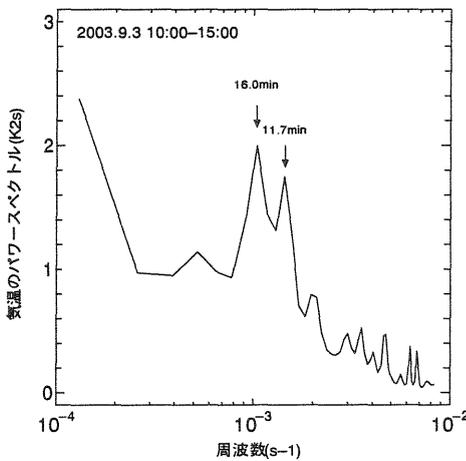
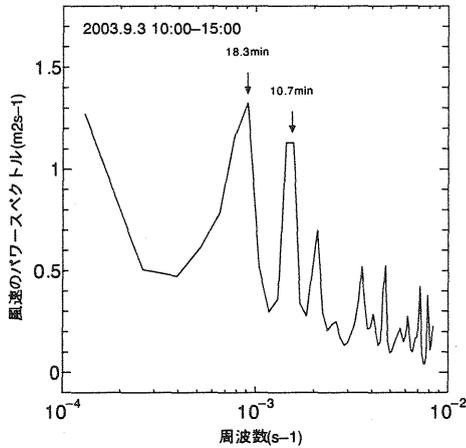
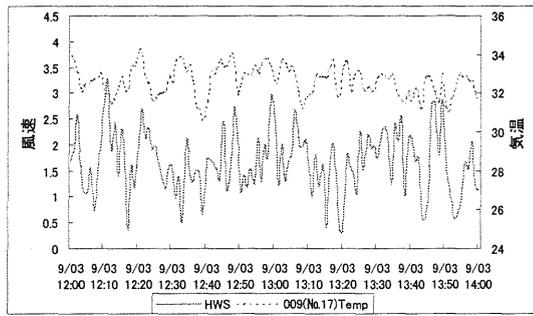


図7. ハウス外風速とハウス内気温およびそれぞれのパワースペクトル(2003年9月3日)

5. まとめ

1) 加茂谷における斜面風の日変化は、日中と夜間で風向が切り替わる比較的単純なパターンを示す。そして、そのパターンは年間を通してあまり変化しない。

2) この斜面風の日変化パターンを支配しているのは、加茂谷に発生する山谷風であると考えられる。また、斜面風によって傾斜ハウスの内部の気温が支配されている。

3) すなわち、傾斜ハウスでは、斜面風が強まるとハウス内部の気温は急激に上昇し、高温空気がハウスの中央部、山側に集積し、強

まると高温空気は自然に排気される。

4) 傾斜ハウスに天窓を設置した場合は、集積した高温空気が上方へ排気されるので、天窓周囲の気温は比較的高温になるのが遅く、内外気温差の解消も早くする働きがある。

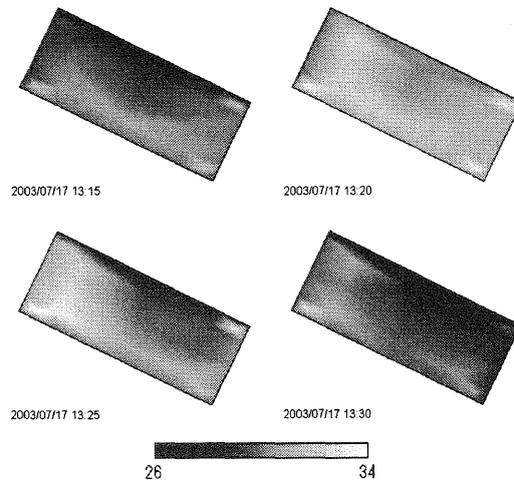
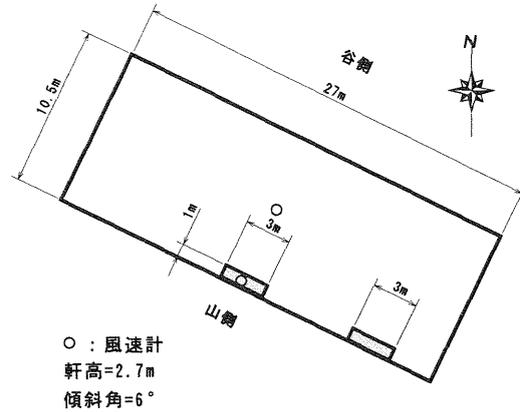


図8. 傾斜ハウスを上から見た図と2003年7月17日の気温の分布の変化

6. 今後の課題

次年度は、以下のテーマについて取り組もうと考えている。

- 1) 谷風に十数分の周期性が現れる理由の解明。
- 2) 東西方向の谷(吉野川流域)と南北谷(加茂谷)の局地循環との関連の解明
- 3) 谷風を機械的に取り込める天窓の構造と設置位置を検討

7. 参考文献

柴田昇平他4名, 2003: 農業環境工学関連5学会2003年合同大会講演要旨, 378

水稲耕作地における熱収支

岡山大学大学院自然科学研究科 楊 冬梅
岡山大学環境理工学部 岩田 徹
三浦健志
大滝英治

1. はじめに

太陽から地球に注ぐエネルギーは顕熱や潜熱などに変換されるが、地表面の種類や状態によってその配分比が変わり、大気に及ぼす効果は違ってくる。地表面の熱収支の特徴を調べることは局地気象の理解に役立つことになる。最近、森林などの複雑地形上で測定した顕熱と潜熱が過小評価になり、熱収支が閉じない問題(インバランス)が議論されている。本研究の目的は、複雑地形の一種である水稲の最生長期における水田での熱収支を明らかにすること、特に地中貯熱量に注目し、熱収支のインバランス問題解明の手懸かりを得ることである。

2. 観測方法

観測は岡山市の南方約 15km の児島湾干拓地にある岡山大学農学部附属八浜農場(34°32'N, 133°56'E)で行った。

	観測項目	記録間隔
変動要素	風速、気温、水蒸気	0.1 秒
平均要素	純放射	60 秒
	水中温度、地中温度、稲体温度、地中熱流量	30 秒
	水深	2hr

風速、気温、水蒸気などの変動要素の信号は 10Hz でサンプリングしハードディスクに、純放射は 60 秒毎にサンプリングしてハードディスクに、また、水中温度、地中温度、稲体温度、地中熱流量などのデータは 30 秒毎にデータロガーに記録している。水深はアナログデータとして記録される。水深は日平均値を使い、他の熱収支の項は気象要素の 30 分平均値を使って議論した。純放射の観測は米国・REBS 社の放射収支計 Q*7 によるものである。

3. 解析方法

地表層の熱収支はエネルギー保存則により、次の式に表される。

$$NR=H+LE+G \quad (1)$$

ここで、 NR は純放射、 H は顕熱フラックス、 LE は潜熱フラックス、 G は貯熱量である。なお、 NR, G は下向きを正とし、他の項は上向きを正とする。顕熱と潜熱は渦相関法によって計算した。

比較するため、本研究では貯熱量 G は次の 2 つの方法により求めた。一つは水田の中にある裸地表面に設置される熱流板により、貯熱量(G_o)を求める。もう一つは次式による土中、水中、大気中の温度測定から貯熱量を求める方法である。

$$G= G_w +G_s +G_p \quad (2)$$

ここで、 G_w は水田の灌漑水に貯留される熱量、 G_s は土壌表層に貯留される熱量、 G_p は植物群

落が貯留する熱量である。

Seo(1958)は G_p が G_s, G_w に比べて無視できるほど小さいことを報告している。本研究でも再チェックしたが、 G_p は最大でも約 8Wm^{-2} であり、 G_s, G_w に比べると 1 桁以上小さいため、無視することにした。

灌漑水の貯熱量 G_w は次式により求まる。

$$G_w = C_w \rho_w D_w dT_w/dt \quad (3)$$

ここで、 C_w は比熱、 ρ_w は密度、 D_w は灌漑水の深さ、 dT_w/dt は単位時間の温度変化である。

また、土壌温度の日変化が 1°C 以下になる深さは約 40cm であったため、40cm までの土層を $D_1 \sim D_6$ の 6 層に分けて(図 1)、土壌層の貯熱量 G_s を計算する。

$$G_s = \sum_{i=1}^6 C_{si} \rho_{si} D_{si} dT_{si} / dt \quad (4)$$

実際に G_s を計算するには、温度は各層の中間部分の実測値を用いた。ここで、 $C_s \rho_s$ は土の体積熱容量である。次に $C_s \rho_s$ の計算理論を報告する。

熱フラックスと温度との関係はフーリエの法則で表される。

$$G_s = -\lambda \partial T_s / \partial z \quad (5)$$

ここで、 G_s は熱フラックス、 λ は熱伝導率、 $\partial T_s / \partial z$ は単位深さの温度変化である。式(5)を連続の式と結びつけば時間依存の微分方程式が得られる。

$$C_s \rho_s \partial T_s / \partial t = \partial (\lambda \partial T_s / \partial z) / \partial z \quad (6)$$

式(6)の解は深さと時間を関数とする土中温度を表す。もし熱拡散係数と比熱とが深さによって変化しなければ、熱伝導率 λ は体積熱容量 $C_s \rho_s$ と共に導関数の外に出すことができ、次のようになる。

$$\partial T_s / \partial t = a \partial^2 T_s / \partial z^2 \quad (7)$$

ただし、熱拡散係数 $a = \lambda / (C_s \rho_s)$ である。半無限の土のコラムにおける表面温度が次式

$$T_s(0, t) = A(0) \cos \omega t + \bar{T}_s \quad (8)$$

与えられる時、任意の深さ z と時間 t における温度は次式のように表される。

$$T_s(z, t) = A(0) \cos(\omega t - \varepsilon) + \bar{T}_s \quad (9)$$

ここで、 $A(0)$ は土の表面における温度変化の振幅、 \bar{T}_s は土表面の平均温度、 ω は角振動数、位相の遅れは $\varepsilon = z (\omega / 2a)^{1/2}$ である。

以上の理論に従い、観測した 2 深度の地中温度とその間の熱流量データを用いて、土の体積熱容量 $C_s \rho_s$ を計算した。

4. 結果及び考察

1) 灌漑水のある日の熱収支例

水稻の生育が最も旺盛な時期である 2003 年 8 月 2~4 日を選んだ。水田には約 4~7cm の

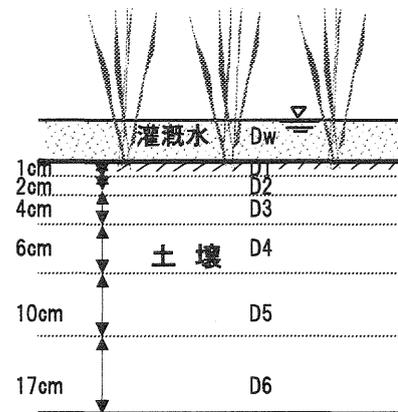


図 1 灌漑水、土壌貯熱量の計算

灌漑水が存在していた。 H, LE, G_o, G_s, G_w を計算し、図2に示す。水田の中にある裸地地表面に設置された熱流板による観測した G_o の最大値は約 230W/m^2 である。 G_w は水深が深い8月2日に大きく、水深の浅い8月4日に小さい。 G_s は8月2日に最大値が約 100W/m^2 であり、3日、4日に G_w とほぼ同じく約 130W/m^2 である。 G_s と G_w との間は負の相関がある。 H の最大値は約 50W/m^2 である。 NR が分配される熱フラックスの中では、 LE が最大で、最大値は約 400W/m^2 に達している。

H, LE, G_o の合計値と NR との比較を図3に示す。 NR の最大値は 630W/m^2 である。 H, LE, G_o の合計値の日変化は NR の変化傾向とよく一致している。次に G_o の代わりに土中、水中の温度変化から推定した G_s と G_w の値を使った(図4)。また、 $H+LE+G_s+G_w$ の値は NR の値より約 60W/m^2 小さい。この差は主として、 G_s の評価精度の不確かさを反映している。

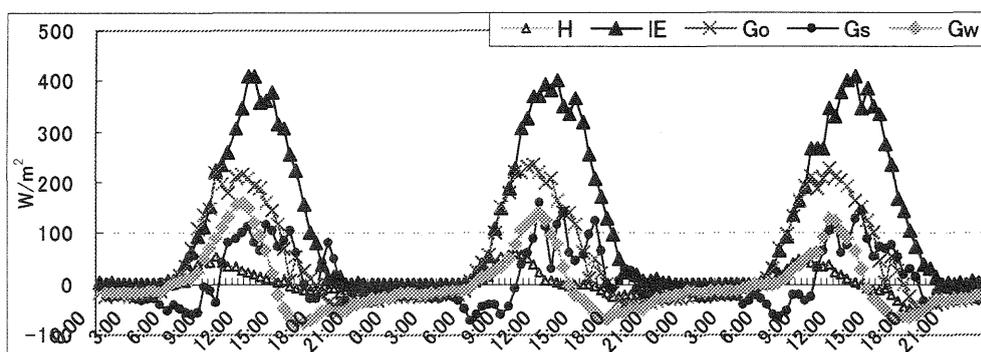


図2 $H, LE, G_o, G_s, G_w(8/2\sim 8/4)$

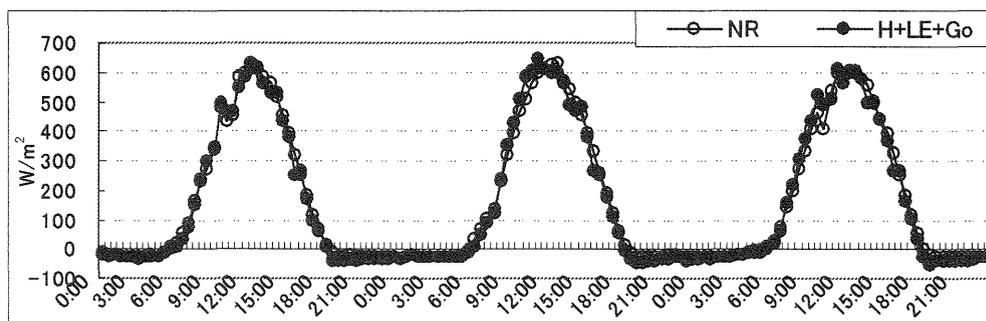


図3 NR と $H+LE+G_o(8/2\sim 8/4)$

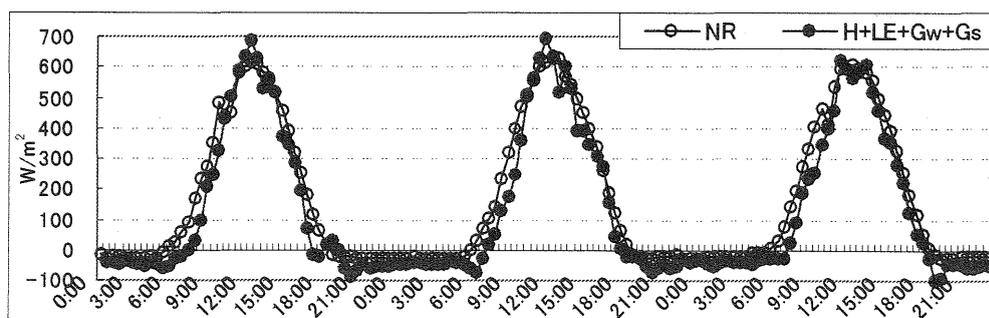


図4 NR と $H+LE+G_s+G_w(8/2\sim 8/4)$

2) 灌漑水のない日の熱収支例

灌漑水のない日の例として2003年8月6日を選び、結果を図5に示す。 G_o の最大値は約 240W/m^2 である。 G_s の最大値は約 200W/m^2 、 H の最大値は約 55W/m^2 、 LE の最大値は約 390W/m^2 である。

H, LE, G_o の合計値と NR との比較を図6に示す。 NR の最大値は 630W/m^2 である。 $H+LE+G_o$ の日変化と NR の日変化の形状はよく一致している。また、 $H+LE+G_s$ と NR との比較を図7に示す。灌漑水がある日の例と同じく、 $H+LE+G_s$ は NR の値よりやや小さい。

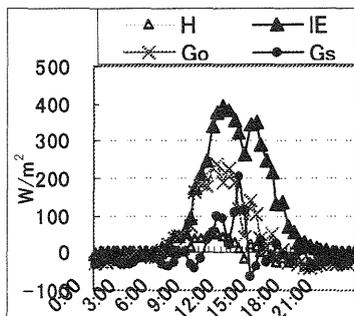


図5 $H, LE, G_o, G_s(8/6)$

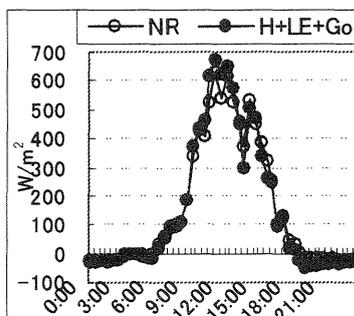


図6 NR と $H+LE+G_o(8/6)$

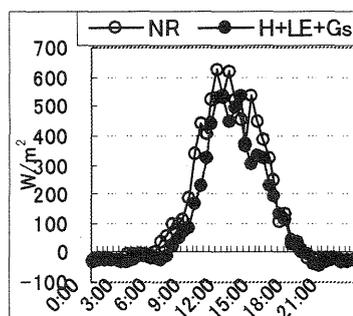


図7 NR と $H+LE+G_s(8/6)$

灌漑水の有無に関わらず、 G_o と G_s （または、 G_s+G_w ）との間の不一致が認められた。この相違の主な要因は土中の C_s, ρ_s の評価精度の不確かさである。本研究では、 C_s, ρ_s は一樣であるとした理論に基づいて解析を行った。現実の八浜農場では、土壌水分量が常に変化していて、 C_s, ρ_s は一樣という仮定に疑問を感じるが多かった。しかし、今回一連の研究により、土中の温度分布を高精度で測定すれば、土壌を解析可能な単純系として扱い得ることが実感できた。

5. 終わりに

水稻の生育時の水田における熱収支を解析し、次のことが分かった。

- 1) 土壌表面を層分けして土層と水層の温度変化から G_s と G_w を推定した値は G_o より小さい値を示した。これは土層と水層での体積熱容量の測定精度、或いは、基礎としている理論の適用性の限界を示唆している。
- 2) 灌漑水の有無に関わらず熱流板による測定された熱流量と顕熱、潜熱の合計値は純放射とよく一致している。熱流板の値が正しいとすると、渦相関法によって計算された顕熱、潜熱の値が信用できることを意味している。

参考文献

- ・ Seo T.1958 : A microclimatological study of thermal exchange at the earth's surface (III). Research Report of the Kochi University, Vol. 7, No.21, 1-39
- ・ ゲイロン S. キャンベル、1985 : パソコンで学ぶ土の物理学、鹿島出版会、25-26
- ・ 近藤純正、1994 : 水環境の気象学、朝倉書店、150-152

日本海沿岸域における水中炭酸の動態

* 宮脇順一・市田彰浩・具志堅拓実・岩田徹(岡山大学・環境理工)

1 はじめに

現在のところ, 温室効果ガスである CO₂ の大気中濃度の増加が地球温暖化の主要因と考えられている. ICPP によれば, 化石燃料の燃焼により人為的に大気中に放出された CO₂ の約 1/3 が全海洋によって吸収されていると報告されている. しかし, これらの数値の根拠となるバルクモデルの科学的信頼性は充分とは言えない.

我々の研究グループでは 1980 年代後半以降, 大気-海洋間の CO₂ 交換に関して, 大気中の CO₂ フラックスを測定することで, これらの問題に対する理解を深めてきた. 2002 年夏季の集中観測において溶存 CO₂ 分圧 (pCO₂) が通常ではみられないほど, 異常に低下する (100 μ atm 程度まで) 現象がみられ, 同時に溶存全炭酸濃度 (DIC) や pH の大きな変化がみられた. また, このとき渦相関法により測定された CO₂ フラックスはバルクモデルで予測される値の 100 倍以上の下向きフラックス (海洋への吸収) を示していた. 沿岸域において CO₂ の交換過程が重要な役割を示す可能性は従来から指摘されてきたが, これらを定量的に測定・解析・議論した研究は皆無である. 2003 年の観測ではこれまでに得られた知見をさらに拡大・発展すべく, 大気フラックスについては通年の連続測定を, 海水炭酸については定期的な連続 (1 週間程度) 測定を継続中である.

本報告では, 2003 年夏季に行なった 2 回の集中観測期間のデータを解析した結果について報告する.

2 観測

実験を行なう京都大学防災研究所附属大湊波浪観測所にある T 字型実験栈橋は, [1] 世界で 1, 2 を争う大型実験栈橋 (長さ 255m, 幅 107m), [2] 日本海に面した直線の海岸線, [3] 冬季には日本海からの強い季節風 (10m/s+) が定期的に卓越, [4] それ以外の季節においても典型的な海陸風により日中は日本海からの風が卓越, という大気-海洋間の相互作用の実験研究にとって極めて大きな特長を有している. また栈橋のある沿岸域は河川水や豊富な栄養塩の流入, 浅水への十分な日射などにより, [5] 海洋緒物理量の変動が外洋に比べ桁違いに大きいという利点もある. 上記を総合して, この栈橋は世界

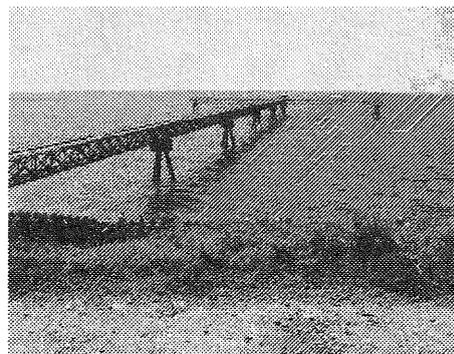
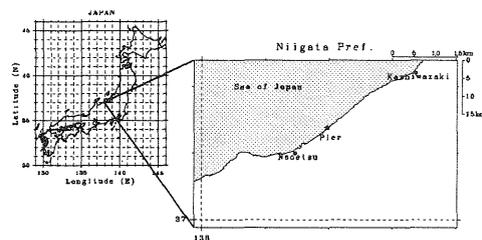


図 1. 大湊実験栈橋の位置 (上) と栈橋の様子 (下)

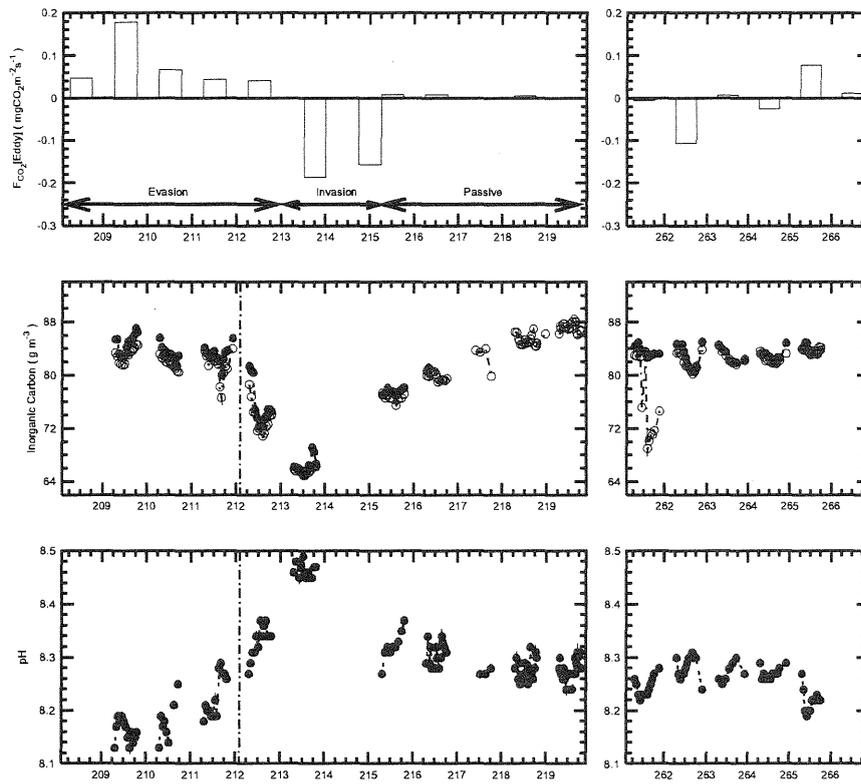
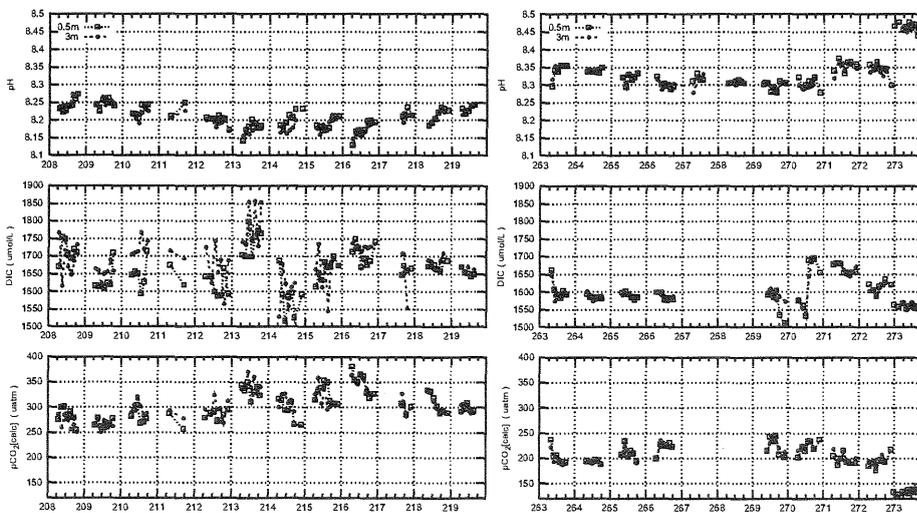


図2. 2002年夏季集中観測期間に見られたDICの異常低下の例。(上)CO₂フラックスの日平均、(中)DIC、(下)pHの経時変化。

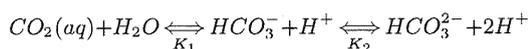
図3. 2003年夏季集中観測期間におけるDIC(上)、pH(中)と解離平衡式により計算したpCO₂(下)の経時変化。



でも類い稀な絶好の研究環境を与える実験場であるといえる。2003年の夏季集中観測は期間A(7/27~8/7;DOY=208~219)と期間B(9/20~9/30;DOY=263~273)で行なった。

3 理論

二酸化炭素は水に溶けることで炭酸となりイオンに分離する。



溶存二酸化炭素分圧(pCO₂)とは水に溶け込んでいるCO₂分子の状態のCO₂濃度[CO₂(aq)]とヘンリーの法則に従って平衡に達している大気分圧として定義される。

$$pCO_2 = K_0[CO_2(aq)]$$

ここでK₀はWeiss(1974)の溶解係数であり、[X]はXの溶存濃度を表す。ふつう、海水のpHは8.1程度であり、このときイオン濃度の比は[CO₂] : [HCO₃⁻] : [CO₃²⁻] = 0.5% : 86.5% : 13%であることが知られている(Zeebe and Wolf-Gladrow, 2001)。

pCO₂を測定する方法は現在、サンプル水と大気を平衡器に導入後、直接平衡分圧を求める方法(シャワー式およびバブリング式)と炭酸の解離式により解離定数を介して解離平衡と溶解度(Weiss, 1974)から間接的に求める方法(6変数に対して4つの関係式が成り立つので、2変数を計測によって求めることで6変数の値が求められることから、"From 2 to 6"といわれる)の2種類に大別できる。後者については、例えばDICとpHが測定によって求められれば、[CO₂(aq)]は次の式で求めることができる。

$$[CO_2(aq)] = DIC / \left(1 + \frac{K_1}{[H^+]} + \frac{K_1 K_2}{[H^+]^2} \right)$$

解離定数pK₁, pK₂はMehrbach et al.(1973), Hansson(1973), Goyet and Poisson(1989)など

多くの実験式が提案されている。2002年の集中観測においてはMehrbach et al.(1973)の解離定数が棧橋付近の海水に対してよく合致していた。

また、pCO₂は水温に対しても敏感に反応する。1°Cの温度変化に対して約4%の補正を施す必要がある(Peng et al.,1982)。T_w^{ins}を現場水温、T_w^{lab}を実験室でpCO₂を測定する際の水温とすると、補正式は次式で表される。

$$pCO_2^{cor} = pCO_2^{meas} \exp(0.0423(T_w^{ins} - T_w^{lab}))$$

4 結果と考察

期間AとBにおけるpH, DICおよびMehrbach解離定数を用いて計算したpCO₂[calc]の経時変化を図3に示す。期間Aでは、pHは8.12~8.28の間で推移しており、顕著な日変化は見られるが観測期間中の変動は小さかった。DICは日によってばらつきが大きく特にDOY213のみで、150μmolm⁻³前後突出して大きくなっている。pCO₂はやや小さい2002年に較べてやや低めで推移していた。期間Bでは、pHは8.28~8.38となって期間Aに較べ高く推移しているが期間中の変動は273DOYを除いて、比較的小さい。DICは1550~1700前後であり期間Aに較べて小さい値で変動幅は小さく安定しているとともに、上下層での濃度差もほとんど見られなかった。pCO₂は180~250μatmの間で推移しており、通常海洋で観測されるより値よりも極端に小さい。

Mehrbachの解離定数はK₁についてのみ言えば、種々の提案された値のなかでpK₁の値が最も小さい。つまりDICとpHが同じであれば、他の実験式に比べて[CO₂(aq)]を小さくする方向へ働く。

期間Bにおいては、バブリング方式によるpCO₂の直接測定値(pCO₂[meas])も得られた(図4a)。これと先の計算値を比較すると、100

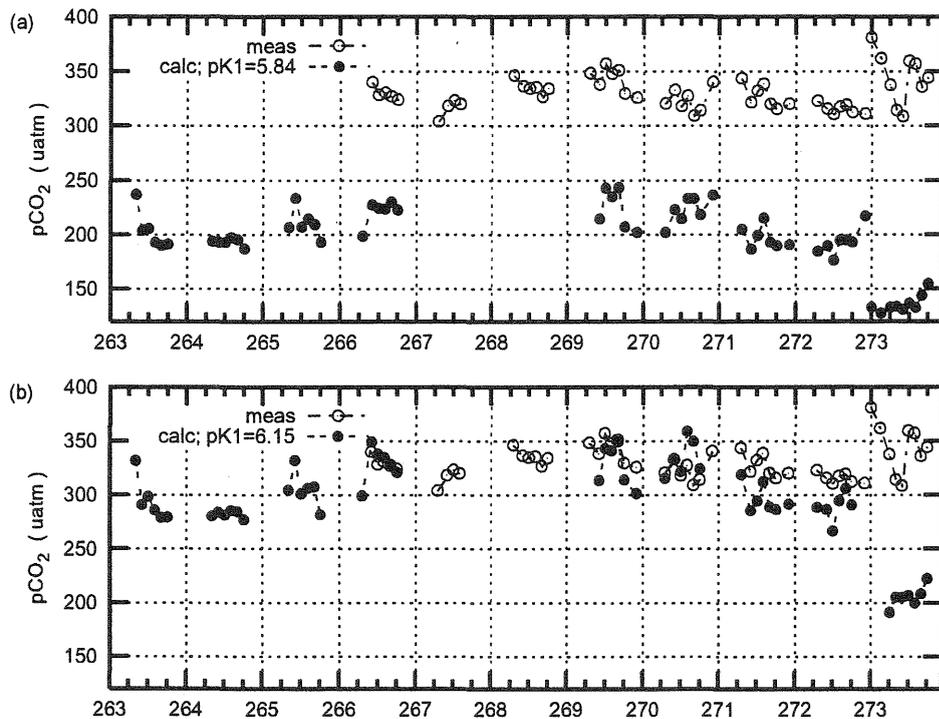


図4. 2003年263-273 DOYにおける pCO_2 の計算値と実測値の比較. (a) $pK_1=5.84$ (Mehrbach)の場合と, (b) $pK_1=6.15$ の場合. ただしともに $pK_2=8.96$ とした.

~150 μatm もの差が生じる結果となってしまった. もし仮に測定値がすべて正しいとするならば, 適用されるべき理論に矛盾が生じる(あるいは, 現場の海水が理想的な水溶液の性質を必ずしも満足しない)ということになる. 例えば, pK_2 を固定して pK_1 のみを仮想的に変化させ, $pCO_2[meas]$ と $pCO_2[calc]$ とが一致するように操作すると(図4b), 期間Bでは $pK_1=6.15$ 前後が理想的な第一解離定数の値となる. また期間Bにおいて $pK_1=6.15$ として仮想的な値を仮定した場合にも273DOYにおいては, まだ100 μatm 以上の大きな差を生じている. 273DOYにおいては, 12m/sを越える強い海風に励起された風波が形成されており, このような物理的混合作用による影響も考えれる.

5 まとめ

日本海沿岸海域で2002年に引き続き, 溶存全炭酸濃度, pH, 溶存二酸化炭素分圧の連続測定を実施した. 沿岸海洋においては, 外洋における炭酸の解離平衡とは全く違う性質を持った水が形成されているか, もしくは炭酸平衡に関する一般理論が通用しないような特異な性質を持っている可能性が考えられる. このような炭酸の動態について, 海風に励起された風波による物理的混合作用との関連も, 今後解析を進めていきたい.

参考文献

R.E.Zeebe and D.Wolf-Gladrow: *CO₂ in seawater: Equilibrium, Kinetics, isotopes.*, Elsevier, 2001, pp.346

沿岸域の流動が海水炭酸に与える影響について

出晴寛基*・滝本貴弘・大西和人・岩田徹(岡山大学・環境理工)

1. はじめに

我々の研究グループでは 1990 年代後半以降、大気-海洋間の CO₂ 交換評価の目的で渦相関法とバルク法によるフラックス測定を継続してきた。近年になり、大気中のフラックス測定については測器の簡便化およびデータ処理装置の高速化によって、連続かつ長期にわたるデータが得られるようになってきた。一方、バルク法による大気-海洋間の CO₂ 交換フラックスとの比較のためには表層海水についても同様のデータ蓄積と変数の変化に対する理解が必須である。我々が実験対象としている沿岸域の海水は河川水流入や人為的汚染、豊富な栄養塩等の影響によりその変数は大きく変化しやすく、これらに対する理解を深めることが重要である。

本報告では、2003 年夏季の集中観測期間の測定データの解析結果について述べる。

2. 観測

観測は日本海にある京都大学防災研究所附属大渦波浪観測所の T 字型実験栈橋(長さ 255m, 幅 107m)において行なった。栈橋先端において海水を日中のみ 1~2 時間毎に採取し、実験室に持ち帰って、溶存二酸化炭素分圧(pCO₂)、溶存全炭酸濃度(DIC)、pH を測定した。用いた測器はそれぞれ順に、岡山型バブリング式(エスワン製; Ohtaki et al., 1983; Ohtaki et al., 1986), SHIMADZU TOC-V, Orion A921+である。

栈橋先端では、メモリ内臓型水温塩分計(アレック電子 MDS-MkV/T および COMPACT-CT) で水温(Tw)と塩分(sal)のプロファイルを連続測定している。また、日中のみ小型水質計(Horiba U-22XD)を用いて表層海水の溶存酸素(DO)の連続測定を行なった。

3. 結果と考察

8/1~8/7 の Tw, Sal, pH, pCO₂, DO の経時変化を図 2 に示す。

Tw は 22~28°C で推移している。2003 年は 10 年振りの冷夏であり、全国的に気温は低かったが、この海域における 8 月上旬の Tw はほぼ例年通りの値であった。日変化がはっきり見られ、日中の最大値(14 時前後)は朝夕より 3°C 前後高い値を示している。とくに 8/2~4 の 3 日間の変化は顕著であり、強い温度成層が形成されていた。

Sal は 31.5~33.5psu で推移しており振幅は大きい。全般に日中午前値が小さく 15 時前後から夕刻にかけて 1~1.5psu 高い値に単調に増大している。この海域では午前零時ごろから日の出までの間に南西からの 15cm/s 前後の流れが卓越する傾向がある(図 2)。栈橋の南西 20km には関川(一級河川;年平均流量 39.5m³/sec)の河口があり、これによる河川水の影響を受けていると考えられる。日の出後にはこれらの卓越流が弱まり、Sal の回復が見られる。また、8/5 は日中に降水があった。表層(0.5m)では Sal が 13 時前後に 31.5psu にまで低下している

のはこれによる影響であると考えられる。

pH は 8.12 から 8.25 の間で顕著な日変化を示している。午前中に低い値をとって、日中に線形的に上昇し 15:00~16:00 にかけて最大値となる傾向がどの日にも見られた。また、7:00 には表層 0.5m が 3m よりも低い pH となっているが、日中を通じてみると 3m が 0.5m よりも高い pH となっている様子がみられる。

pCO₂ はこれらの観測期間中は測定器の故障のため、溶存全炭酸濃度(DIC)と pH から換算した値を利用した。pCO₂ は 260~380 μatm の間で、pH とはほぼ逆相関で日変化している(午前大きく、午後小さい)。DIC には日ごとの変化は大きいもののはっきりした日変化はみられておらず、pCO₂ が夜から昼にかけて値を下げているのは、pH の変化の影響を大きく受けているものである。つまり pCO₂ の変化は pH に依存していた。

D0 は昼過ぎにピークの値を出し夜にかけて下がっている。8/5 を除いて晴天であったため、水生生物による光合成が活発であったと推測される。

光合成による海水炭酸量への影響を調べる為に、pCO₂ と D0 について日平均値からの偏差の相関を調べた(図 3)。結果は日によってばらつきはあるが逆相関に近い関係が得られたことがわかる。

棧橋付近の海域は先にも述べた通り、午前零時ごろから日の出までの間に南西からの 15cm/s 前後の流れが卓越する傾向がある。また、8/3 の正午~翌 8/4 の正午にかけて最大時で 20cm/s になる同方角の卓越流がみられている。更に、8/1 の 14~18 時、8/6 の 12~18 時、8/7 の 10~16 時には強い海風により励起される風波が表層~3m 付近

までの層に形成されている様子がみられる。これらの期間においては、風波の形成層において鉛直方向の温度傾度がほとんど無く上下混合が活発になり温度成層が崩れている様子がみられた。

4. まとめ

日本海沿岸海域における海水中炭酸についての 2003 年夏季の集中観測期間(8/1~7)の測定・解析結果について報告した。

- ・水温は 3m より浅い層で大きく日変化している。
- ・流動は顕著な日変化をしており、これが塩分の大きな日変化をもたらしている。
- ・溶存酸素濃度は光合成活動によるとみられる日変化をしており、そのピークは 14 時前後にみられる。
- ・溶存全炭酸濃度は塩分や溶存酸素ほど著しい日変化を示さないが、pH が日変化するために pCO₂ が日変化をもたらしている。
- ・風波の形成により表層水の混合がみられる。

塩分同様に海水中の炭酸については今回調べた水中での化学・生物的要因の他に風波による流動変化、砕波乱流、気泡発生といった物理的要因が炭酸濃度の変化に与える影響が考えられる。今後、これらと大気中 CO₂ フラックスとの関連について解析する予定である。また、今回はサンプル水を魔法瓶に入れ、実験室に持ち帰り分析を行なったが、実験室と現場の水温 Tw に最大で 2℃程度(日中)の差が生じていた。Tw は pCO₂ に関して大きな誤差要因となりうる量である。今後、より精度の良い解析結果を得られるような観測方法の追求が今後の課題として挙げられる。

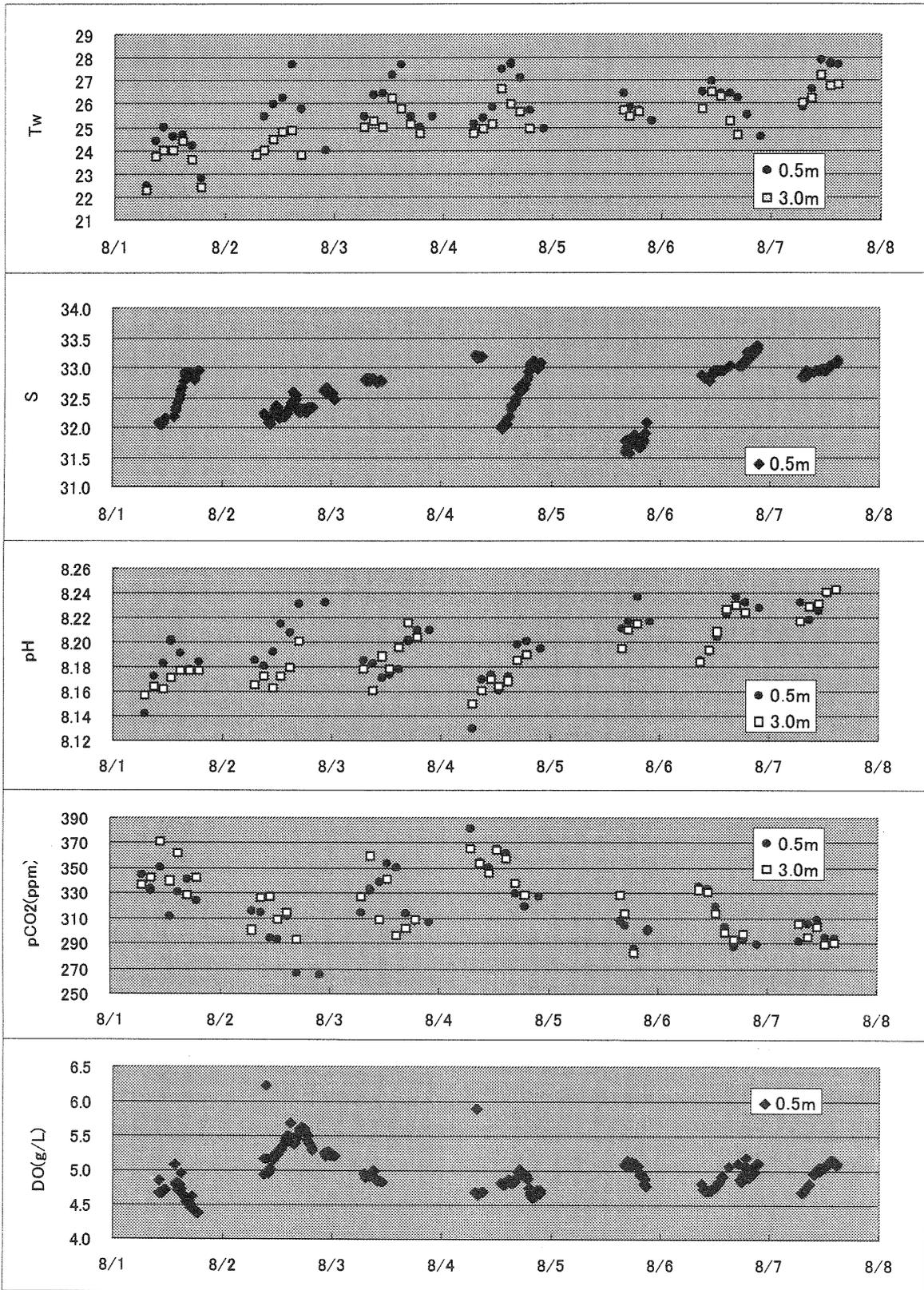


図1. Tw、S、pH、pCO₂、DOの時系列

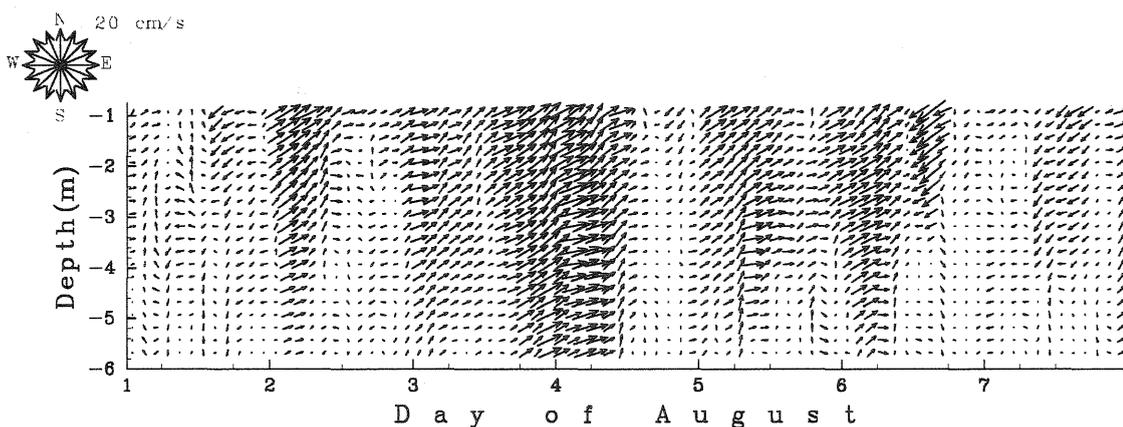
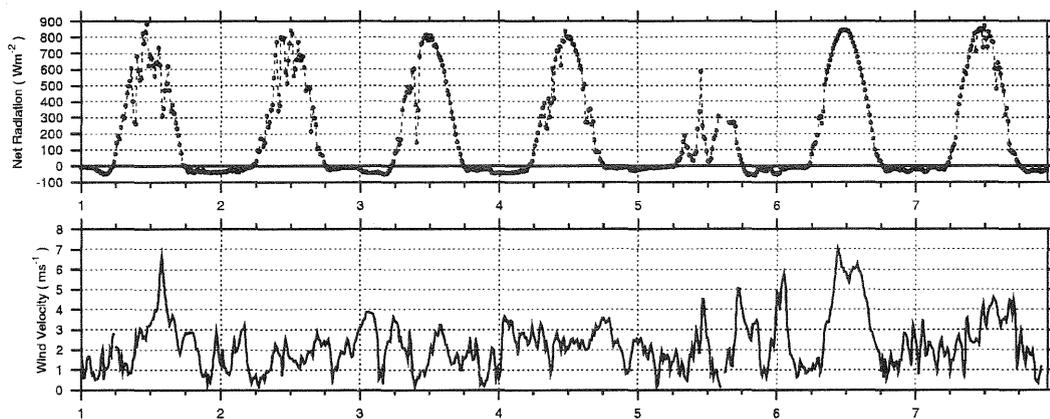


図2. 8/1~7における風速(上)と海水の流動(下)

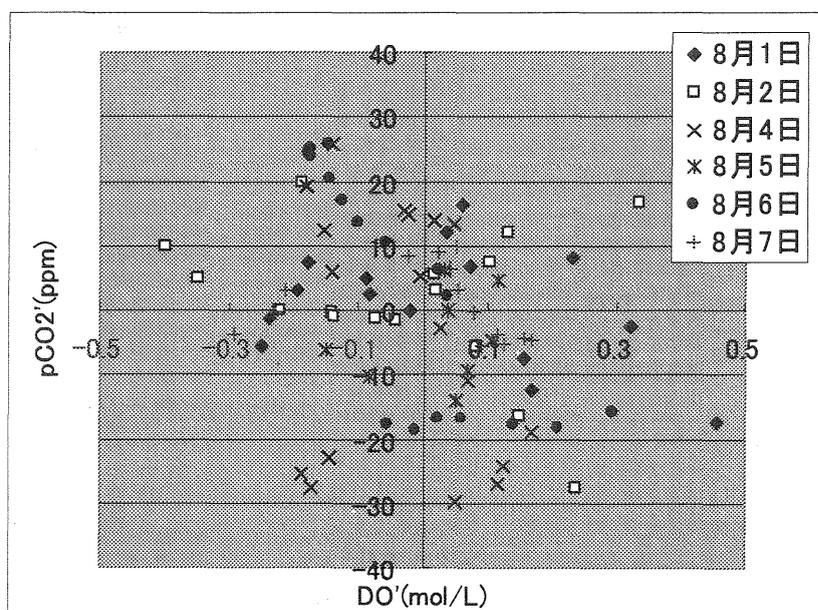


図3. PCO₂とDOの相関のグラフ

東アジアの季節進行の中で見た瀬戸内型気候と降水について (序報)

加藤内蔵進 (岡山大学教育学部理科教室)

1. はじめに

地球温暖化などの地球規模の環境変化に対応して個々の地域の特有な現象がどう変化しうのかという過程を理解し、その予測のための知見を蓄積することは、地球環境問題への対応として現在重要な問題である。日本列島の中でも中国・四国地方の瀬戸内海に面した地域は、瀬戸内型の気候区に属しており、西日本の中では降水量が特に少ない。例えば、西日本は東日本に比べて一般に梅雨前線による降水量による寄与などで年降水量は2000ミリ近くに達するのに対し(長崎で1971~2001年平均で1947ミリ, 東京で1467ミリ), 岡山では1146ミリである(気象庁のSDPデータCD-ROMより計算)。

これは、中学校や高等学校の地理分野の教科書や地図帳にも文章あるいは模式図で説明されているとおり、平均的に見れば冬は日本海側から季節風の、夏は太平洋側からの季節風が山地を越えるそれぞれ風下側であることに起因する(例えば、四国の太平洋側の高知では年降水量が上記平均で2620ミリに達し、岡山との差は確かに暖候期に大きい)。

しかし、例えばこのような高知市と岡山市との降水量の差は、月平均的状況が毎日のように起きた結果では決してなく、ある特定の気象状況に対応する降水量分布が度々出現することによって、期間を通した差も顕著に見られることが予想される。例えば図1に示されるように、瀬戸内ではその周辺域に比べて日降水量100ミリを越えるような顕著な大雨の日数が少ないだけでなく、日降水量10ミリを越える「それなりの普通の雨」の日数自体も少ないという(佐橋, 1991: 「岡山のお天気」, 山陽新聞社)。しかも、瀬戸内型気候の期間平均的降水量分布を特に明瞭にもたらずであろう特定の状況は、東アジアスケールの特有な大規模場の状況に関連して生じるはずである。

ところで、東アジアの気候システムは、地球規模のアジアモンスーンシステムの季節進行の

影響を受けて、急激で段階的な季節進行を行う。例えば暖候期のみでも、梅雨へ向かう細かいが大変明瞭な季節遷移、更に梅雨から盛夏、さらには秋霖への変化がある。そのような平均場の中で、台風が日本列島の降水に与える影響も大きい(台風そのものの雨の他に、台風が未だ南海上にある時の南東斜面での大雨や、秋雨前線での大雨など)。本研究では、そのような日々の現象が平均場で見た瀬戸内型の気候特性の実現にどのような役割を果たすのかという点に着目して、「季節の平均的動態の理解のための材料としての年々の変動」にも留意しながら、東アジアの季節進行の位置づけの中で解析を行い始めた。

今回は、その第1報として、高知市と岡山市との降水量がどのような季節進行の特徴や年々の違いを示すかについての解析結果について、東アジア大規模場の季節進行に関連したレビュー的内容も引用しながら中間報告する。

2. データ

本研究では、1971~1998年の高知、岡山などの地上気象官署における日降水量などについて、気象庁編集のSDPデータ(CD-ROMに収録)から抽出した。また、28年間の統計的解析に関連して、「天気図集成」(日本気象協会)(1971~1995年まで)、「気象」(日本気象協会)(1996年以降)に掲載された毎日の日本時間09時における地上天気図も参照した(2002年4月以降に関しては、「天気」に掲載された天気図)。

3. 高知と岡山の降水量やその差の半旬値の季節進行

長崎(九州)、東京(関東)、岡山における半旬積算降水量の28年平均値の季節進行を図2に示す。よく知られているように、西日本側の梅雨期の降水量のピークはかなり大きく鋭いのに対し(例えば長崎)、東日本側(東京)はそれほどでもない。むしろ、秋雨(秋霖)の時期のピークが、梅雨期のそれよりもやや大きく、

期間も長い。岡山に関しては、降水量の値は長崎に比べてかなり小さいが、季節サイクルとしては梅雨期は長崎により似ている。

なお長崎においては、秋雨の時期よりもむしろ8月の下旬から9月はじめ頃に盛夏後の極大を示す。これは、台風や北の方から南下する前線の暖域での降水の寄与が大きいものと考えられるが、今後詳しく調べる価値がある興味深い特徴である。実際、1979～1990年の毎日の地上天気図に基づく大和田(1992)の図によれば、8月下旬に「台風型」の出現頻度が最大になるとともに、秋雨前線に関連した「前線型」の頻度が極大になる9月中下旬の前に、「気圧の谷型」の出現頻度が一旦極大となる(恐らく北の方を東進する低気圧など)(図3に引用)。

図4(a)は、高知(太平洋側)、米子(日本海側)、岡山における同様な図である。(b)には、高知から岡山を引いた半月降水量の差を示す。冬には、日本海側の米子に比べて岡山や高知の降水量は少ないが、暖候期の高知と岡山の降水量の差は、冬の米子との差に比べてもかなり大きい。高知と岡山の降水量の差は、日本付近に周期的に温帯低気圧が通過しやすくなる3、4月頃から秋雨が終わる9月一杯ぐらいまで大きな値となっている。

興味深いことに、日本列島が梅雨最盛期となる6月後半～7月前半には、一旦、高知と岡山との降水量の差が極小となる(絶対値としての差は、20ミリ/5日程度と小さくないが)。梅雨最盛期になる前の時期が梅雨最盛期よりもさが大きいわけである。

なお、平均的には盛夏期にあたる7月後半～8月上旬頃には、未だ梅雨最盛期と同様に高知と岡山との降水量の差は相対的に小さなままである。つまり、盛夏をもたらす状況での降水量の差が最も効くわけではない点に注意が必要である。

更に、岡山や東京が秋雨に対応する降水量のピークとなる時期より前の8月のお盆の頃から、高知と岡山の降水量の差が際だって大きくなる点が注目される。この差の急増する時期は、長崎でも秋雨に先立って降水量が増加する時期に近い点も興味深い。

図3で述べたように、8月下旬には台風型の気圧配置が増加するが、台風が中国・四国地方よりもある程度西方を北上する時には、台風とそれを流す亜熱帯高気圧との間で、四国の山地

を越える下層の湿潤な南風が強くなる。このようなときの図5の例では、四国の南・南東斜面を中心に地形性の降水が持続し、岡山県の南部との降水のコントラストが生じている。また、9月中下旬には秋雨前線も気候学的に出現しやすく、台風との相互の関わりもあり得る。今後は、各時期における日々の気圧配置型と降水量の差に関する統計的調査と総観気象学的考察も行う予定である。

4. 高知と岡山の月降水量の年々の変動の大きさの季節性について

図6は、高知の月降水量から岡山のそれを引いた差の1971～2001年の平均値、及び、それに標準偏差を±したものの季節変化を示す。両者の差の気候学的平均値は4月以降に大きな値を示すが、4、5月には年による「差」の変動は小さい(毎年、同じような傾向で、高知と岡山の降水量の差が生じる)。しかし、梅雨期の6月以降にはその差の年によるばらつきも大きくなり、8月から9月にかけては、特に年による「高知・岡山間の降水量の差」のばらつきが大きくなる。

暖候期の各月毎の岡山と高知の月降水量の時系列を見ると、6月以降、四国の太平洋側の高知で月降水量がとりわけ大きくなる年が時々出現している(図7には、例として4月と9月について示す)。特に9月には、高知の月降水量が1000ミリを越えるような極端な年が数は少ないが幾つかある。一般的に、台風、台風と南東斜面での南東～南風の持続、秋雨前線、秋雨前線と台風との相互の関わり、などによって数日のうちに何百ミリもの降水が起きることもこの時期はしばしばあるので、

1) 四国の太平洋側と瀬戸内とでこれらの顕著な降水の差を生じる日々のイベントがどのくらいの頻度で生じているのか、

2) また、そのようなイベントが生じやすい年の大規模平均場の特徴、

3) それらが、平均場で見た「瀬戸内型気候」の暖候期の平均降水分布に対してどのような寄与をなすのか、

などについて、本講演で示した降水量の差の季節進行の各時期毎の位置づけを念頭に置いて、更に調べていく予定である。

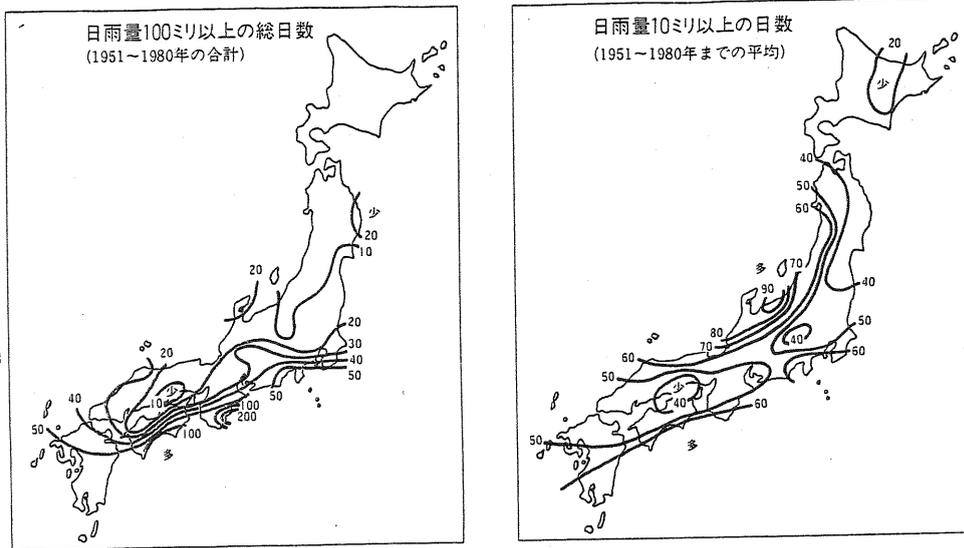


図1 (左) 日降水量100mm以上の日の総日数(1951~1980年の合計日数)。(右) 日降水量10mm以上の日の1年あたりの平均日数(1951~1980年の平均)。佐橋(1991)より引用。

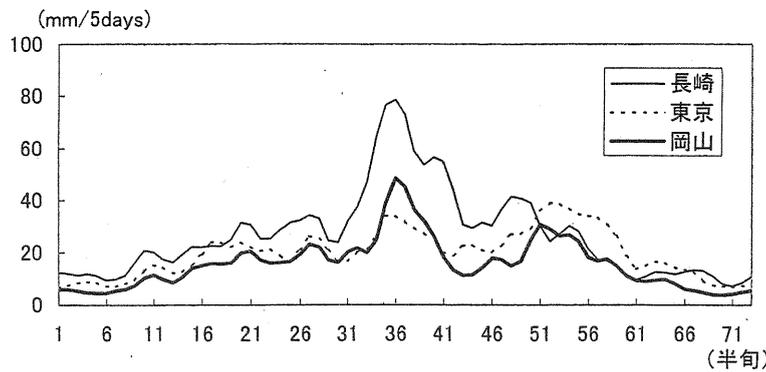


図2 1971~1998年平均の半旬降水量(mm/5日)の季節進行。長崎, 東京, 岡山をそれぞれ, 細い実線, 破線, 太い実線で示す。なお, 半旬番号(P)と日付との対応は, P36:6月25~29日, P41:7月20~24日, P46:8月14~18日, P51:9月8~12日, P56:10月3~7日, である。

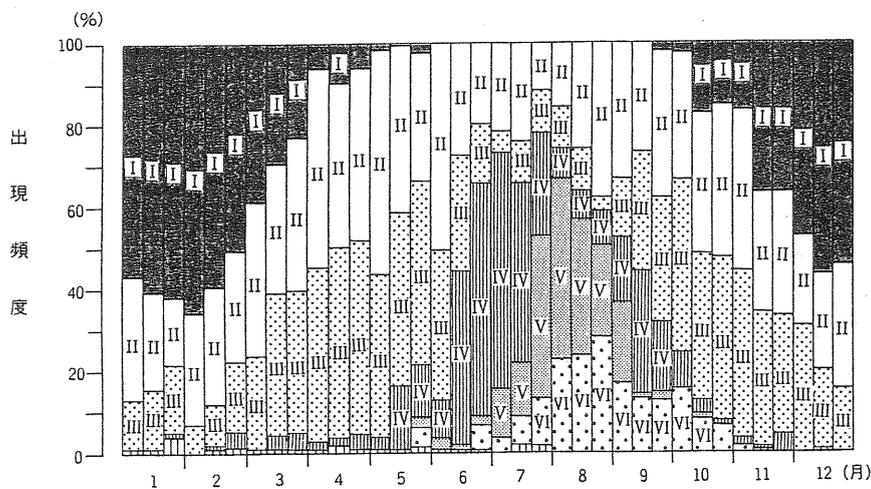


図3 日本付近における気圧配置型の平均的旬別出現頻度の季節変化(1979~1990年)(大和田, 1992)。気圧配置型の番号はそれぞれ, I:西高東低型, II:気圧の谷型, III:移動性高気圧型, IV:前線型, V:南高北低型(夏型), VI:台風型, を示す。

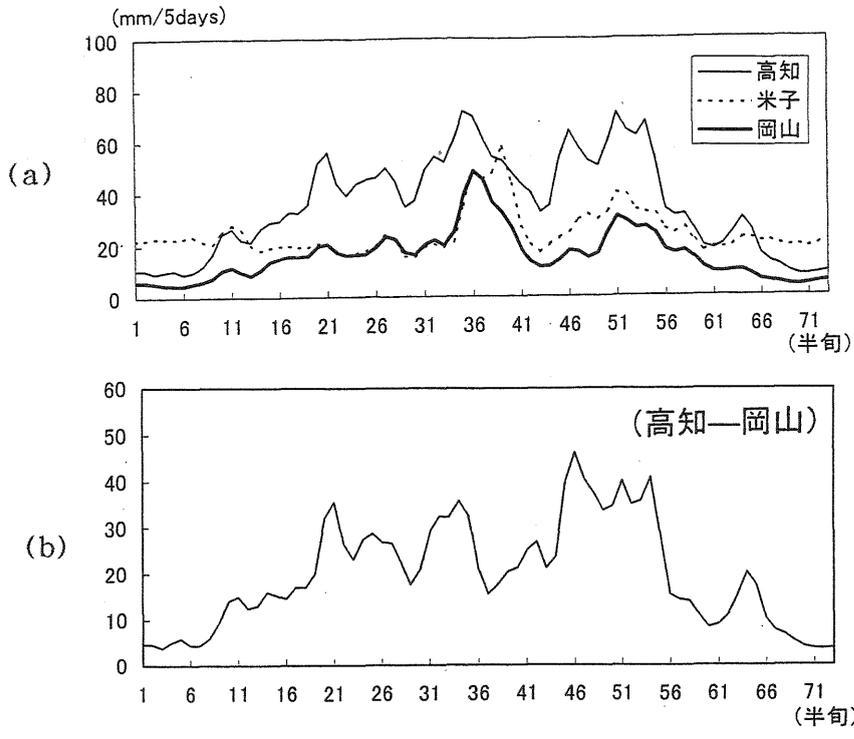


図4 (a) 図2と同様。但し、高知、米子、岡山をそれぞれ、細い実線、破線、太い実線で示す。(b) 同様に、高知と岡山の差。

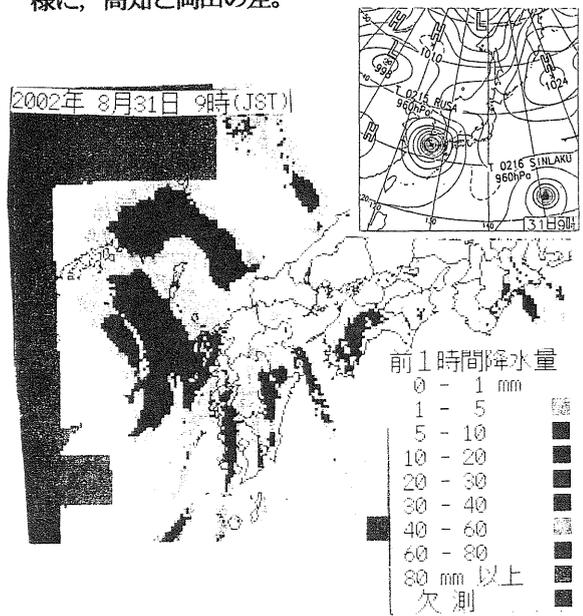


図5 2002年8月31日09JST (00U TC)におけるレーダーアメダス合成図(国際気象海洋のHPより引用)と地上天気図。

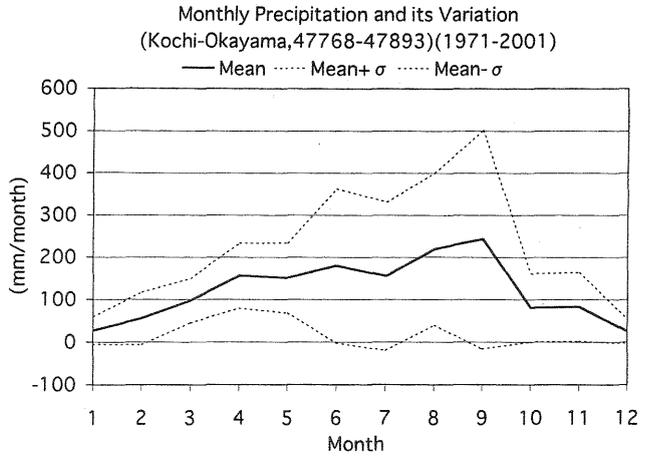


図6 高知と岡山の月降水量の差の1971~2001年での平均値の季節変化(mm/月)(太い実線)。その年々変動の標準偏差を±したのも、それぞれ点線で示す。

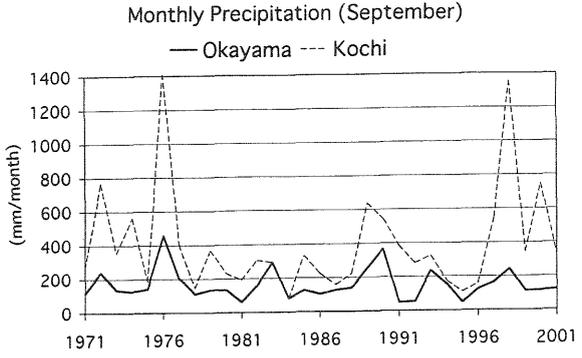
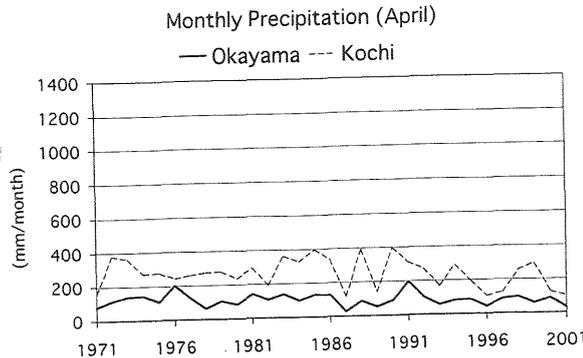


図7 岡山(実線)と高知(破線)の月降水量の年々変動(mm/月)。6月と9月について示す。

熱映像温度計を用いた局地気象の観測

米谷俊彦 (岡山大学資源生物科学研究所)

1. はじめに

非接触で物体の表面温度やその分布を測定できる熱映像温度計は、地表面の熱収支解析、植物の生体診断、局地気象の観測などに利用されている。日射の影響がない夜間には、樹冠の放射温度を測定することにより、気温の推定がある程度可能である。この点を利用して、夜間の局地気象観測が行われている

15年ほど前に、当時四国農業試験場にいた真木、黒瀬(1987)は赤外線放射計の局地気象への応用について述べ、2次元の表面温度測定によって、0.1~10km オーダーの局地気象、主として局地の温度分布の特性の解明を試みている。黒瀬、真木(1988)は赤外線放射温度計による大麻山の斜面温暖帯の測定を行い、さらに、真木、黒瀬(1988)は赤外線放射温度計によって讃岐富士周辺の方位別表面温度を測定し、中腹温暖帯があり、逆転層高度が約300mであることを見出している。最近、小林ら(2001)は、熱映像温度計による局地気象の測定法について概説している。

ここでは、熱映像温度計の原理、特性について簡単に述べる。次に、我々が行った羅生門ドリーネにおける微気象観測と三次盆地の局地気象の観測について紹介すると共に、熱映像温度計を用いた観測例についても述べる。

2. 熱映像温度計について

熱映像温度計は物体から射出される放射エネルギーと物体の表面温度の間の一定の関係を利用している温度計である。地表面近くの物体や大気が射出する放射は、波長 $1\mu\text{m}$ 以上の赤外線であり、熱映像温度計は赤外線の放射量を測定している。また、赤外線放射量の面的な分布も測定できるため、熱映像温度計とも呼ばれる。

物体の表面温度を遠隔測定できる優れた利点があるが、物体から射出された赤外線がセンサーに到達する間に、大気中で吸収されたり、散乱されたりする。大気中では、水蒸気、炭酸ガスによって赤外線が吸収されるので、比較的吸収されにくい $8\text{--}13\mu\text{m}$ の波長帯がしばしば用いられる。

物体が黒体の場合には、放射率が1.0で、赤外放射量から、その物体の温度を計測できる。しかし、実際には、放射率が1.0とは異なるため、熱映像温度計が測定する放射量は、対象物体から射出されたものと、天空および周辺の地物などの背景から射出されたものが対象物体によって反射された成分を含んでいる。そのため、物体の放射率と背景の放射温度を用いた補正が必要である。さらに水蒸気圧が大きくなるにしたがい、また伝播距離が長くなるにしたがって透過関数が小さくなる。

以上のような考慮すべき幾つかのパラメータがあるものの、広域の地表面温度、赤外面像を連続に得ることができるので、局地気象、微細気象などの研究において種々の利用が可能である。

3. 局地気象の観測

3.1 羅生門ドリーネの微気象観測

岡山県新見市草間にある羅生門一帯は、高梁川東岸の標高400~500mほどの石灰岩台地にある。羅生門ドリーネには、カルスト地形が侵食されて作られた凹地に、石灰岩で作られた洞門、石灰洞が数多く存在している。特異な地形とそれに伴う特異な気象環境を有しているため、以前には貴重な動植物が数多く生息していたことが知られている。しかし、周辺部の自然環境の変化や異常気象などによって、多年に亘って希少なコケのみならず、多くの貴重な動植物が失われつつあることが指摘されている。新見市は自然保護、自然環境保全のために、羅生門があるドリーネ内の生態系や集水域を中心とする集水域一帯の現況を調査し、乾燥化の原因などを究明するために、調査団を発足させ総合的な調査を行った。我々もその一員として、1996年の夏から約2年間にわたって微気象観測を実施した(米谷その他、1999)。

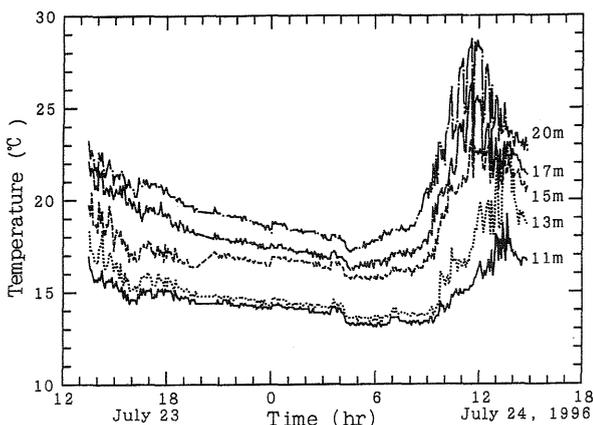
羅生門ドリーネの集水域は約 $200\text{m}\times 300\text{m}$ 程度の比較的狭い範囲であるが、約70mの深さがあり、急傾斜のドリーネである。特に最深部に底部をもつ第2中間ドリーネは四方を高い鉛直の壁で取

り囲まれており、深い凹地になっている。そのため夏季でも太陽光が底部に直接射し込む時間は非常に限られており、微気象環境の形成や植物の生育環境に大きい影響を及ぼしている。また、第2中間ドリーネの底部の壁面には第4門と呼ばれる洞口をもつ長い石灰洞(第1洞)がある。この石灰洞の主洞は次第に深部下って最後は水没しているが、一部は内部で支洞に分かれて隣りの比較的浅いドリーネに繋がっている。第4門から支洞に至る洞内の各所が10数年前の観光開発によって拡張されたり、改変されて接続された部分である。この改変された部分を通して夏季には冷気が第2中間ドリーネに流れ込んでいる。そして、この冷気流もまた羅生門ドリーネの微気象の形成に密接に関係している。

1996年夏からドリーネ内、ドリーネ頂部付近、洞内に温湿度計を設置した。また、第2中間ドリーネ底部で日射量、炭酸ガス濃度を測定した。洞窟内の気流の速度と向きを2次元超音波風向・風速計で測定した。これらの資料を用いて、気温、湿度、炭酸ガス、風穴を通る気流などの季節変化を調べた。

1996年7月下旬の特別観測期間には、風速や温湿度の細かな時間変動を記録し、熱映像温度計(NEC三栄製TH-1100)によって、第1中間ドリーネ内部の樹木の葉面温度や壁面温度の面的なパターンの日変化の測定した(宮下、米谷,1998)

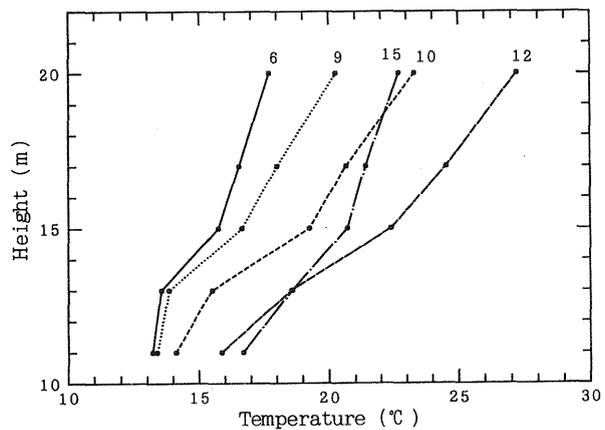
熱画像から得られたドリーネの最下点から約11m,13m,15m,17m,20mの各高度における樹木の葉温の経時変化を第1図に示す。上層の葉温に比較して下層の葉温の日較差はかなり小さく、変動も全般



第1図 羅生門ドリーネ内各高度の葉温の日変化

的に小さかった。一日中、高度が高くなるほど葉温が高くなっていた。高度毎の熱画像の色はほぼ同色で、同じ高度の樹木の葉温がほぼ等しいことを示し、水平方向にほぼ一様で、安定成層を形成していることが分かった。

夜間と共に、第2図に示した日中の葉温の鉛直分布も、夏季に強い安定成層が維持されていることを示している。これは、以前に実施した気温の鉛直分布の測定、ドリーネに沿っての移動観測の結果とも一致するものであった。



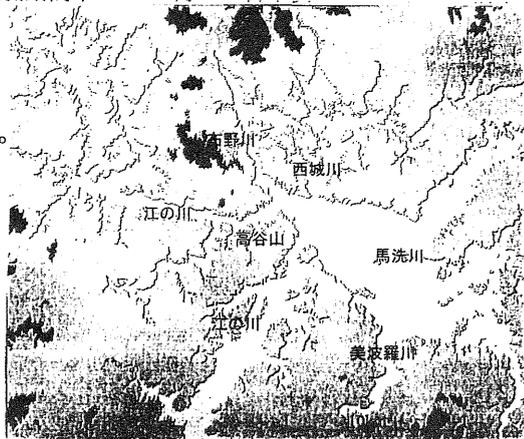
第2図 羅生門ドリーネ内の日中における葉温の鉛直分布

3.2 三次盆地の霧の観測

宮田(1994)は、広島県の三次盆地の霧の研究を約20年に亘って続けている。霧の発生場所、発生日数、発生過程、発生時の気象状態などの基本的な問題について調査し、数多くの研究成果を発表している。ランドサットのデータを利用した霧の発生地域の調査を行い、三次盆地や津山盆地などで広域にわたって霧が発生することが示されている。また、霧の発生日数は中国自動車道のパトロール記録、ビデオカメラによる長期観測などをもとに解析されている。さらに、霧の発生する夜間には、目視、写真撮影、ビデオカメラなどを利用して、発生過程の観測がしばしば行われている。

1999年10月下旬と2000年11月中旬に、広島県の三次盆地で霧の集中観測が行われた(田中その他, 2001,2002)。我々も、この集中観測に参加して、三次盆地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の霧の発生状況を、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。第3図に三次盆地の観測場所の地図を示す。



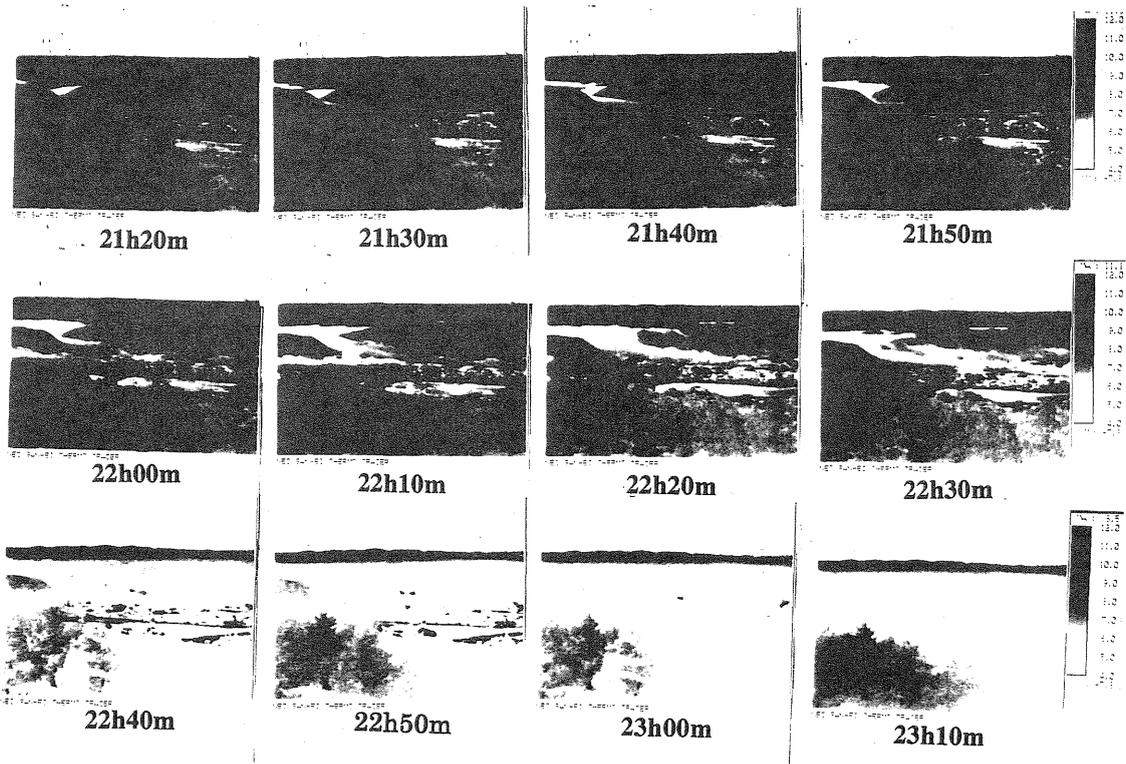
第3図 三次盆地の観測場所の地図

1999年、2000年のいずれの観測期間にも、三次盆地にしばしば霧が発生した。霧の海が出現した2000年11月13日の夜間の画像解析例を幾らか詳細に報告する(第4図)。

11日20時40分過ぎに西城川上流の盆地の上層にまず細く棚引く霧ができ、21時過ぎには2層の霧になり両者が結合した。霧の高度は約80m、三次盆地底からの高度は約100mであった。霧は次第に高度を増したが、この盆地からの霧の

流出は見られなかった。21時20分頃、厚さ約60mの霧が西城川の流れる谷間を通過して流出を始め、三次盆地の底部に向かってくさび状に流れ込んできた。この霧の平均速度は0.4-0.5m/sのゆっくりしたものであった。また、くさび状の霧が盆地底部に向かって流下したことから、この霧を含む気塊は、三次盆地の空気よりも幾分低温であったと考えられる。21時30分頃には、西城川上流の盆地に、さらに上部の丘陵を越えて霧が流れ下りて、厚みを増し始めた。その後も西城川から三次盆地に向かっての霧の流出は続いた。21時50分頃より江の川の下流からも厚さ40m程度の浅い霧が三次盆地に流れ込んできた。22時頃には、江の川下流から流入する霧の移動速度はかなり速く、約2m/sであり、22時過ぎには次第に厚みを増して約60mになった。その後、さらに厚みを増し、山の尾根に達するようになった。

22時20分から23分までの間、霧は厚みを増し、滝のように山の尾根から流れ落ちた。22時23分頃から、西城川に沿って流れていた霧の先端が、北向きに向きを変え、北側の山の方に向かって移動し、さらに25分頃には西向きにUターンして幾分高度を上げて西進し始めた。



第4図. 2000年11月13日の21h20mから23h10mまでの霧発生時における10分毎の熱画像

22時30分過ぎに、Uターンした上層の霧も再び東の方に引き返し始めた。この時期には、江の川下流から三次盆地への霧の流入が弱まり、西城川から流れ出た最下層の霧のみになった。22時35分頃、馬洗川上流(図右側)から霧が70m-150mの高度に流れ込んできた。22時40分頃の上層の霧の移動速度は西向きに約0.6m/sであった。一方、22時40分頃、下層を江の川下流から厚さ約30mの霧が東向きに流れてきた。22時50分頃に、約1m/sで江の川下流から流れ込んできた霧が、Fig.11の中央部付近で、南に向きを変えた。一方、西城川から流れ出て馬洗川上流に向かって下層の霧が、途中から引き返してきた。この霧もやはり南に向きを変えた。この場所付近では、西城川上流方向から南向きの気流があったと思われる。馬洗川上流から上層を流れてきた霧は、西城川の上流の盆地から流出してくる霧に繋がった。また、23時00分頃には、江の川下流からの霧は、江の川の上流に向かっていった。その後、西城川の上流の盆地と、山に沿って東から流れてきた上層の霧が繋がって、南側に広がってきた。今回対象にしている三次盆地では、23時10分、20分と時間が経過するにしたがって、霧の占める領域の面積が次第に増加し続け、23時50分頃には、霧の海になった。このように、熱映像温度計、熱画像を用いれば、特定対象地域の霧の詳細な動きを把握できる。

2000年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。1999年の10月下旬にも、毎晩のように三次盆地で霧が観測された。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。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、深い霧の海が形成した。また、夜間の放射冷却量が小さいほど、霧の発生時間が遅くなり、霧の濃度や、発生場所も限られるようになった。霧の発生過程のそれぞれの段階で、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。さらに、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。ビデオに録画した熱映像の解析結果から得られた霧の成長の状況は、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。

4. まとめ

羅生門ドリーネにおける微気象観測と三次盆地の局地気象の観測について紹介すると共に、熱映像温度計を用いた観測例について記した。

熱映像温度計、赤外線熱画像装置は、樹木の葉温の二次元分布の測定、盆地内部において霧発生時に水平方向、鉛直方向に複雑に変化する冷気の流速や方向、霧粒の移動状況なども時々刻々に把握できるため、霧の動態の研究のための有力な観測手段である。特に人間の目には見ることの容易でない夜間に発生する斜面温暖帯、盆地霧の特性などの局地気象の解明に役立つことが期待される。

5. 参考文献

- 小林哲夫,谷宏,黒瀬義孝,塚本修,五十嵐大造,柏木良明,桑形恒男,鳥谷均,森牧人,脇水健次, 2001: 局地気象学における赤外線放射温度計と熱赤外面像計測装置の有効利用, 農業気象, 57(2),107-115.
- 黒瀬義孝,真木太一, 1988: 赤外線放射温度計による大麻山の斜面温暖帯の測定, 農業気象, 43(4), 275-283.
- 米谷俊彦,宮下晃一,山地一代,田中丸重美,Roger H.Shaw,柏木良明, 1999: 羅生門ドリーネの微気象と植物の生理特性, 羅生門自然保護・保全調査報告書, 187-219.
- 真木太一,黒瀬義孝, 1987: 赤外線放射温度計の局地気象観測への応用,農業気象, 43(3), 233-237.
- 真木太一,黒瀬義孝, 1987: 赤外線放射温度計による讃岐富士周辺の方角別表面温度の特性解明, 中国・四国の農業気象, 1, 3-8.
- 宮下晃一,米谷俊彦, 1998: 羅生門ドリーネにおける樹木の葉温と壁面温度の鉛直構造について, 岡大資生研報5, 169-181.
- 宮田賢二, 1996: 三次の霧の研究, 溪水社,255頁.
- 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, 43B(1), 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: 三次盆地における霧の集中観測(第2報), 京都大学防災研究所年報,44B(1), 37-69.