

# 例会講演要旨集

第144号

## 目次

---

詳細目次・・表紙裏

## 例会

1. 佐賀平野を対象とした広域的な気象観測 (1) ー地上気温分布の時空間的特徴ー・・・・・・・・・・1
2. 佐賀平野を対象とした広域的な気象観測 (2) ー気象統計項目を用いた温熱環境の評価ー・・・・・・・・3
3. 11月初め頃における日本付近での冬型出現頻度の季節的增加と広域場の背景 (1995年の事例を中心に)・・・・・・・・・・5
4. 高知と岡山の暖候期を通じた降水量差形成に関与する日々の現象に関する総観気候学的解析 (その2)・・・・・・・・・・9
5. 2017年7月5日の中国地方の線状降水帯に関する数値解析・・・・・・・・・・13
6. 広島県西部における降雨に基づく土砂災害危険度指標の相互比較・・・・・・・・・・17

## 特別講演

- 「西日本の盆地で発生する霧の地域特性」・・・・・・・・・・・・・・・・・・21  
重田 祥範氏 (公立鳥取環境大学環境学部 准教授)

---

2018年1月18日(木)

広島地方气象台

(広島市中区上八丁堀6-30 広島合同庁舎4号館14階)

日本気象学会関西支部

## 詳細目次

### 例 会

1. 佐賀平野を対象とした広域的な気象観測 (1) ー地上気温分布の時空間的特徴ー . . . . . 1  
\*辻 あゆみ・重田 祥範 (公立鳥取環境大学環境学部)
2. 佐賀平野を対象とした広域的な気象観測 (2) ー気象統計項目を用いた温熱環境の評価ー . . . . . 3  
\*重田 祥範・辻 あゆみ (公立鳥取環境大学環境学部)
3. 11月初め頃における日本付近での冬型出現頻度の季節的增加と広域場の背景 (1995年の事例を中心に) . . . . . 5  
\*森下 秀城 (岡山大学教育学部 (理科))・加藤 内蔵進 (岡山大学大学院教育学研究科 (理科))  
阿部 加奈 (岡山大学教育学部 (理科) 卒)
4. 高知と岡山の暖候期を通した降水量差形成に關与する日々の現象に關する総観気候学的解析 (その2) . . . . . 9  
\*杉村 裕貴・加藤 内蔵進 (岡山大学大学院教育学研究科 (理科))
5. 2017年7月5日の中国地方の線状降水帯に關する数值解析 . . . . . 13  
\*田中 健路・山崎 宗一郎・中西 知宏・澤田 亮汰 (広島工業大学環境学部)
6. 広島県西部に於ける降雨に基づく土砂災害危険度指標の相互比較 . . . . . 17  
青山 太一・久城 直希・\*田中 健路 (広島工業大学環境学部)

(\*は講演者)

### 特別講演

- 「西日本の盆地で発生する霧の地域特性」 . . . . . 21  
重田 祥範氏 (公立鳥取環境大学環境学部 准教授)

# 佐賀平野を対象とした広域的な気象観測（1） －地上気温分布の時空間的特徴－

\* 辻あゆみ・重田祥範（公立鳥取環境大学 環境学部）

## 1. はじめに

都市域で見られる特徴的な大気現象のひとつとして、都市部が郊外よりも高温になるヒートアイランドが挙げられる。ヒートアイランドは、都市構造の違いのほかにも都市が立地する周辺地形によっても特徴が大きく異なり、地域性が強い現象とされる(重田・大橋 2009)。一般的にヒートアイランドは冬季に最も明瞭に出現するとされている(菅原ほか 2005)。たとえば、榊原(1994)は水田域が広がるケーススタディとして、灌漑期の夏季は日中に、それ以外の季節では夜間に都市部と郊外の気温差(ヒートアイランド強度)が大きくなると報告している。そして、人はこの気温差にストレスを感じることもある。また、猛暑期には一日を通して高温な状態が継続するため、人体への熱負荷(サーマルストレス)の影響が懸念される。そのため、各都市において暖候期のヒートアイランド現象の実態を把握することは暑熱環境緩和策を進めていくうえで極めて重要である。ヒートアイランドに関する過去の研究では、自動車を用いた移動型観測による測定手法が多く採用されてきた。しかし、移動型観測は時間経過にともなう気温の時間変化と測定者自身の移動にともなう空間的変化の両方が含まれていることになる。そのため、この時間的な変化にともなうズレを補正する必要があるが、補正による新たな誤差も無視できない。また、測定データが断片的であり、ヒートアイランドの時間的な変化を捉えることができない。そのため、移動型観測の結果からヒートアイランド強度の時間変化を議論することは不可能である。

そこで、本研究では都市部と郊外の土地利用形態の違いが明瞭な佐賀平野を対象に定点型の気象観測を広域かつ多地点で長期的に実施し、地上気温分布の時空間的な特徴について把握する。そして、ヒートアイランドの発生とその形成要因について街区指標の一つである天空率や土地被覆形態指標を用いて明らかにしていく。

## 2. 研究概要

### 2.1 観測対象地域

観測対象地域の佐賀平野は、佐賀県南部から東部

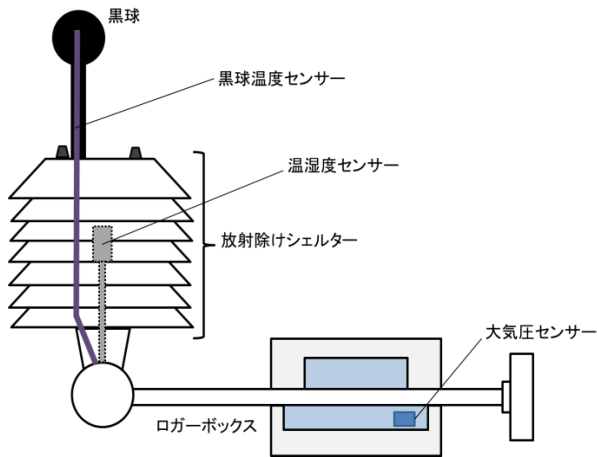
にかけて広がる平野である。北は脊振山(標高1055m)に接しており、南は有明海に面している。佐賀平野の総面積は約700km<sup>2</sup>と広大であり、高低差はほとんどない。平野の東部には一級河川の筑後川が流れており、有明海へとつながっている。人口は、小城市・佐賀市・神埼市の3都市合わせて約40万人である。

広域気象観測網は2016年から展開しており、1年以上経過した現在(2018年1月5日時点)も継続中である。本研究での解析期間は、2017年1月1日～12月31日の1年間とした。対象地域は、佐賀県庁を中心に東西約16km、南北約18kmの範囲である。JR佐賀駅、佐賀県庁、佐賀市役所が位置する場所は、市内で最も栄えており、高い建物が密集している地域となっている(第1図)。また、都市部の周辺には低層住宅地が広がっており、南部の有明海に近い地域では水稻の栽培もおこなわれている。観測項目は、気温、相対湿度、大気圧、照度、紫外線量、黒球温度の6項目である。

観測地点は対象領域内に計28地点設けた(第1図)。観測には、自然通風式シェルターに温湿度センサ(TR-3110 ;T&D社)と、黒球温度の計測に使用するセンサ(TR-5106 ;T&D社)を組み込んで使用した。本研究で使用した気象観測機器の構造図を第2図に示す。



第1図. 気象観測地点。●は観測地点を示す。



第2図 観測機器の構造。

## 2.2 ヒートアイランド強度の算出

ヒートアイランド現象を定量的に評価する指標として、既往研究の多くに都市と郊外の差いわゆるヒートアイランド強度が用いられている。そこで、本研究においても都市内外の気温差を明らかにするため、都市部と郊外の代表地点を1地点ずつ選択し、ヒートアイランド強度を算出した。都市部の代表には、オフィスや商業地などの人工被覆が密集している地点、郊外の代表には水田・草地の割合が60%以上を占める地点をそれぞれ選択した。ヒートアイランド強度の算出式を(1)式に示す。

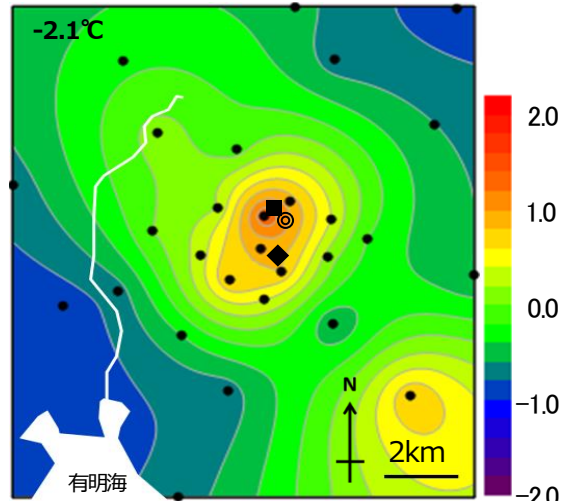
$$\Delta T_{u-r} = T_u - T_r \quad (1)$$

ここで、 $T_u$ は都市部の代表地点の気温(第1図A)、 $T_r$ は郊外の代表地点の気温(第1図B)である。

## 3. 結果

### 3.1 地上気温の水平分布

地上気温の時空間的特徴を把握するため、観測データをもとに地上気温偏差の水平分布図を作成した。ここでは、冬季の典型的なヒートアイランド出現の事例として2017年1月25日0時00分での分布を第3図に示す。1月25日の夜間においては、JR佐賀駅付近の平均建物高度が高い場所から駅の南に位置する商業街区にかけて周囲の気温よりも3℃以上高い領域が広がっている(第3図)。この状態は日没後から徐々に明瞭になり、翌日の日の出頃まで続いた。一方、日中は夜間に出現していた高温な領域は認められず、都市部と郊外の気温差は約1℃であった(図省略)。

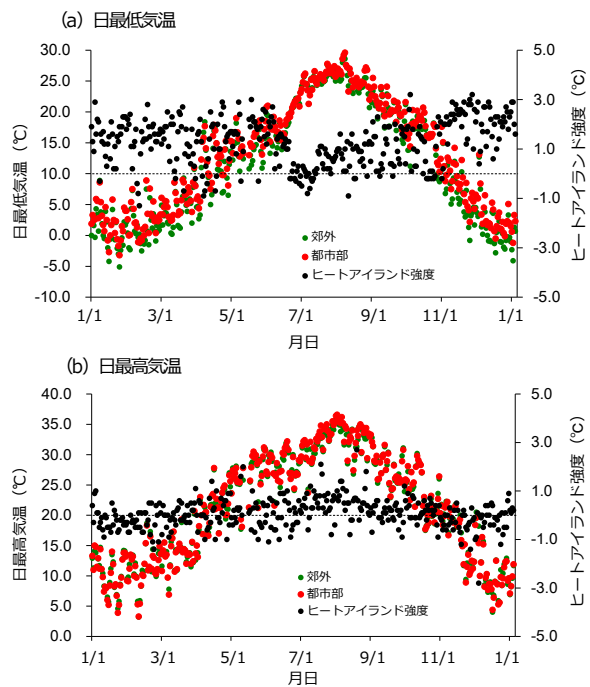


第3図 地上気温偏差分布図。左上の数字は平均気温、◆は佐賀県庁、◎は佐賀市役所、■はJR佐賀駅を示す。

### 3.2 ヒートアイランド強度の年変化

ヒートアイランド強度の年変化を把握するため、ここでは都市と郊外それぞれで記録された日最低・最高気温の差をヒートアイランド強度として算出した(第4図)。日最低気温でみたヒートアイランド強度は、寒候期に大きく約3℃、暖候期は約1℃であり季節変化をしているようであった。

一方、日最高気温でみた場合には、日最低気温で認められたような季節変化は明瞭ではなく、その差もほぼ1℃以下に収まっていた。



第4図 ヒートアイランド強度の年変化

(2017年1月1日～12月31日)

(a)は日最低気温、(b)は日最高気温の値をそれぞれ示す。

# 佐賀平野を対象とした広域的な気象観測 (2)

## －気象統計項目を用いた温熱環境の評価－

\* 重田祥範・辻あゆみ (公立鳥取環境大学 環境学部)

### 1. はじめに

多くの都市でヒートアイランド現象が社会問題化している。特に夏季におけるヒートアイランド現象は都市域に劣悪な熱環境を生み出し、熱中症や睡眠障害を増加させている。そして、人はこの気温差にストレスを感じることもある。また、猛暑期には一日を通して高温な状態が継続するため、人体への熱負荷の影響が懸念される。例えば、井原・玄地(2008)は、暑熱化の進行にともなう都市生活者に対して熱中症をはじめとする熱ストレスの増加を指摘している。また、熱帯夜に代表される夜間気温の上昇は、睡眠障害を助長している(大橋ほか, 2014)。このような熱ストレスを表現するためによく用いられるのが、温熱指標(体感温度)である。この体感温度を評価するには、湿度や日射量、風速など気温以外の気象要素が重要とされている(足田ほか, 2013)。しかしながら、過去の研究では便宜的に気温の測定結果のみで議論したものが多く、温熱指標を用いて熱中症リスクを定量的に評価した事例はそう多くはない。また、体感温度は長時間における暴露状態の把握を必要とし、これまでヒートアイランド観測の主流となっていた移動型観測から議論することは不可能である。

一方、気象庁はこの温熱環境や気候特性を評価する指標として、以前から日最低気温( $T_{min}$ )・日最高気温( $T_{max}$ )の階級別日数を記録している。その主なものは、真冬日( $T_{max} < 0.0^{\circ}\text{C}$ )、冬日( $T_{min} < 0.0^{\circ}\text{C}$ )、熱帯夜日( $T_{min} \geq 25.0^{\circ}\text{C}$ )、夏日( $T_{max} \geq 25.0^{\circ}\text{C}$ )および真夏日( $T_{max} \geq 30.0^{\circ}\text{C}$ )などである。これらの年間日数の変化は、都市間での気候変動の尺度として用いられた例もある(たとえば、足永, 2007)。一方、熱帯夜日数などの気象用語は睡眠障害など生活環境へ密接に関連した言葉であり、都市ヒートアイランドを評価する指標としても大変重要であると思われる。しかし、過去の都市気候研究ではヒートアイランド強度など現象の定量的な評価はおこなわれているが、真夏日日数や冬日日数などの気象統計日数を用いて都市気候の地理的分布を検討した例はほとんどない。

そこで、本研究では佐賀平野を対象として長期的に気象要素の計測をおこない、気温から集計した気象統計項目を用いて都市域のヒートアイランド現象について検討した。また、最新の環境省の調査で $30^{\circ}\text{C}$ 以上の時間数がヒートアイランド現象の新しい指標とされていることや、生活環境の面からも高温(もしくは低温)にさらされている時間は大変重要であると考え、継続時間数も算出した。さらに、前述の集計値を用いて多変量解析をおこない、佐賀平野における熱環境の分布を統計的に分類する。

### 2. 研究概要

2016年12月から2018年1月にかけて、地上気温の測定を佐賀平野で広域的に実施した。対象地域は、佐賀県庁を中心に東西約16km、南北約18kmの範囲である。詳細は、本学会で発表予定の辻・重田(2018)を参照されたい。解析対象日は2017年1月1日～2017年12月31日(計365日)である。測定値のサンプリング間隔は10分であり、以後の解析には10分ごとに中央平均した $\pm 20$ 分間の平均値を用いた。気温の測定場所は天空率0.5以上かつ地表面状態が裸地である街区公園とし、28地点設けた。

本研究で用いる気象統計項目の定義は、日境界を0時(24時)とし、熱帯夜などの気象用語やその閾値に基づいて集計される気温の階級別日数・時間数および日中(6:10～18:00)の平均気温、夜間(0:10～6:10, 18:10～24:00)の平均気温、日(0:10～24:00)平均気温とする。主成分分析に用いるデータは連続的に気温が得られた28(地点) $\times$ 13(気象統計項目) $\times$ 365(日)である。解析対象とする熱環境の地域特性は、「観測地点」、「気象統計項目」、「日(時間)」によって変化することが予想される。そこで、この地理的分布を気象統計項目に関する13次元の多変量データとみなしたうえで「気象統計項目」について固有ベクトルを求め、「観測地点」と「日」に対して主成分得点を求めることにした。なお、出発行列には相関行列を用いた。

### 3. 気象統計日数

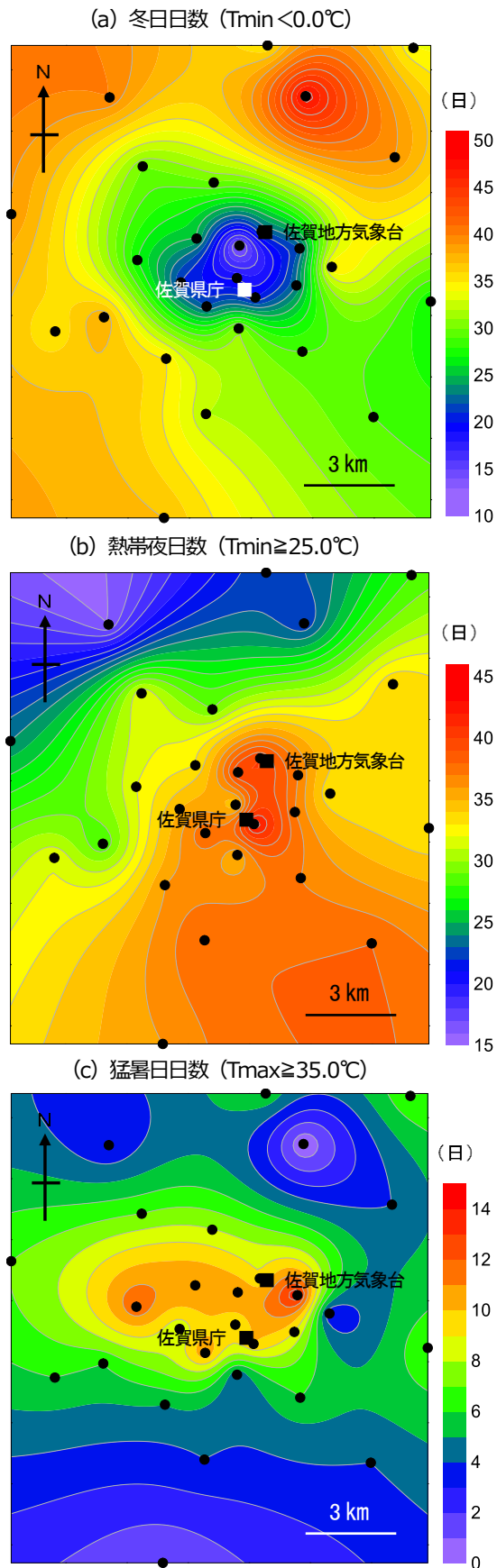
佐賀平野において 2017 年に記録された気象統計日数を第 1 図に示す。冬日日数は都市部(佐賀県庁・佐賀地方気象台周辺)で極端に少なく 13 日であった。一方、北側の郊外では 40 日以上記録された地点が多く、その差は 3 倍以上となった(第 1 図 a)。つまり、日最低気温で決定される冬日日数は、都市部で発生するヒートアイランド現象の影響を大きく受けていることがわかる。また、都市の南側に位置する水田地帯は空間開放度が大きいいため、放射冷却現象により気温が低下しやすくなる。しかしながら、北側の地域よりも日数が少ない。これは、熱容量の大きい海洋(有明海)の影響を受けていることなど地理的要因によってもたらされたものと推測される。

熱帯夜日数は都市部から沿岸部にかけて多く、40 日程度であったが、北側の郊外では 20 日以下の地点も認められた(第 1 図 b)。つまり、同じ郊外であっても、都市の北側と南側では日数に 2 倍近くの差が認められている。これは、前述した有明海の影響のほか、北側の地域では、背振山地から吹き降りる山風により夜間の気温が著しく低下したと予想される。

猛暑日日数は都市部で 10 日以上記録された地点も多い。その一方で、北側の郊外や南側の沿岸部では 1 日も記録されていない地点もあり、佐賀平野では日中の気温にも地域によって明瞭な差が認められた。解析の結果、気象統計項目の種類が異なることによって日数の水平分布パターンも大きく変動することが確認された。このことから、ヒートアイランド現象の抑制策を検討するにあたっては気温の絶対値だけでなく、熱帯夜の日数や継続時間数も重要である。なお、そのほかの気象統計項目や継続時間数、多変量解析の結果については会場にて発表する。

### 4. 気温の日較差

人は一日の気温差(いわゆる日較差)にストレスを感じ、人体への熱負荷が多くなる。そこで、各地点で観測された日最低・最高気温をもとに日較差の水平分布図を作成した(図省略)。日較差は、都市部から南側の沿岸部にかけて小さく、年平均で 8.5℃であった。一方、北側の地域では約 10℃となっており、1℃以上の差が認められた。これは、都市の郊外の熱容量の差に起因したものと推測される。



第 1 図 佐賀平野における気象統計日数の分布(2017年1~12月)。

(a) 冬日日数, (b)熱帯夜日数, (c)猛暑日日数をそれぞれ示す。

# 11月初め頃における日本付近での冬型出現頻度の季節的増加と 広域場の背景（1995年の事例を中心に）

森下 秀城\* 岡山大学教育学部(理科)  
加藤 内蔵進 岡山大学大学院教育学研究科(理科)  
阿部 加奈 岡山大学教育学部(理科) (卒業生)

## 1.はじめに

西高東低の冬型の気圧配置が年間を通じて多く現れるのは12月中旬から2月中旬頃にかけてであるが、11月頃になると、その出現頻度は急速に増大することが知られている（吉野・甲斐, 1977 大和田, 1992）。(11月頃~12月初め頃を「初冬」と呼ぶことにする) 例えば加藤他 (2011) は、このような初冬の冬型時の日本海側での「時雨」を題材として気候と和歌の鑑賞とを連携させた授業開発を試みるなど、この時期から冬型の気圧配置が増加することは、日本付近の独特な季節感とも結びついている。また、初冬の冬型時の持続性こそ強くないが、そのピーク時には、海からの顕熱、潜熱は大変大きく、北陸では約 10 mm/day にのぼる降水量となることを本グループも指摘した（加藤・西村他, 2013 秋季全国大会, 加藤・友岡他, 2015 春季全国大会）。

また、10月から11月にかけて、東アジアの大規模場が季節的に大きく変化し、日々で見たシベリア高気圧も強まってくることが指摘されている（ex. Matsumoto, 1988 ; 埴和他, 2015 地域地理科学大会）。しかし、そのような季節進行と日々の日本付近の冬型の気圧配置の出現頻度の増大とがどのように関係しているのか、等の季節遷移過程については必ずしも明らかではない。

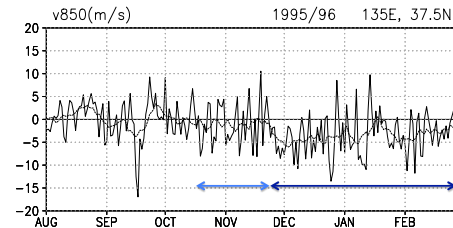
ところで、加藤・阿部 (2001 春季全国大会) は、20世紀最大のエルニーニョが起きた1997/98年の暖冬への移行を取り上げ、典型的な冬であった1995/96年と比較することで、日本付近の冬型がエルニーニョ現象によってどのように阻害されたかを解析した。そこで今回は、この内容も含めて別の視点から整理し直して新たに解析をやり直し、11月頃の冬型出現頻度の増大に関わる広域場の季節進行の背景の考察を行った。なお、加藤・阿部 (2001) で作製していた図についても、NCEP/NCAR 再解析データ (2.5度×2.5度の格子点間隔) を用いた解析をやり直した。

## 2.1995年11月頃からの日本付近の冬型気圧配置の卓越傾向への季節的進行

## 2.1 日本列島付近における日々の北風成分

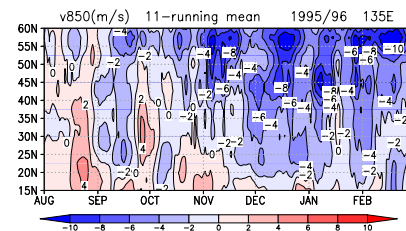
第1図は、1995年8月~1996年2月にかけての日本列島付近（東経135度、北緯37.5度）における日平均の850hPaでの南風成分  $v$  の時系列である（負値が北風）。

10月下旬頃からは、平均的にはまだ弱い北風成分であるが、日々で見ると、大きな変化を伴いながら強い北風の日も頻繁に現れるようになる。図は略すが、一旦冬型が強まって真冬に匹敵する北風の強い日も頻繁に現れていることが分かる。また、そのような北風の日々の変動は、北緯30度~北緯45度（本州南方~北海道）においても同様にみられる（図省略）。



第1図 1995/96年8月~2月における、東経135度、北緯37.5度における850hPa面での日平均の南風成分  $v_{850}$  (m/s) の時系列。点線は11日移動平均。月名は、各月の初日の位置に記してある。

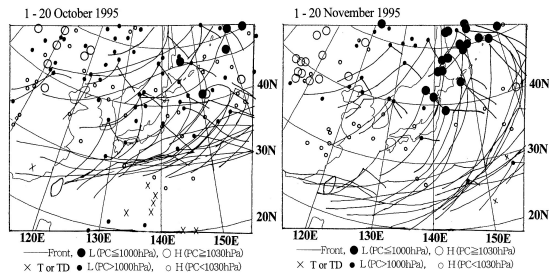
東経135度に沿う850hPaでの  $v$  成分の11日移動平均の時間緯度断面を、1995/96年について第2図に示す。平均場の季節進行でも、10月終わり頃から、本州南方~北海道 (30N~45N) にかけて、平均的にはそれほど強くなく、12月以降に比べると絶対値は小さいものの北風成分に転じていることが分かる。



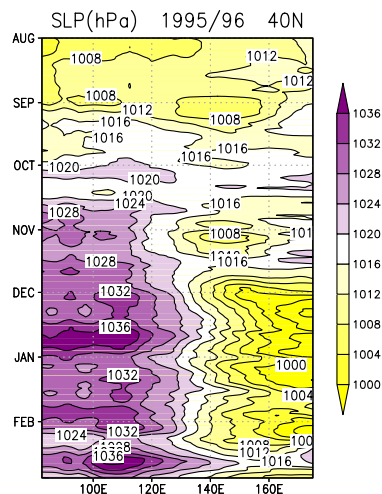
第2図 1995/96年8月~2月における、東経135度に沿う850hPa面での風の南北成分  $v_{850}$  (m/s) の時間緯度断面図。値は11日移動平均。青色が北風、赤色が南風。月名は、各月の初日の位置に記してある。

## 2.2 日々の冬型の出現に関連する北日本付近での低気圧の東進・発達

第3図は、日々の地上の高低気圧中心や前線の出現位置を1995年10月上中旬, 11月上中旬についてそれぞれ重ねたものである。中国東地区付近から北日本へ前線を伴う低気圧が時々発達・東進しながら(40~50N), 北日本付近で中心気圧が1000hPaよりも低くなってさらに東進する。しかも、シベリア高気圧に対応する強い高気圧も高緯度で出現している中で、前述の低気圧の東進後、後面の寒冷前線が本州のはるか南方の20~25N付近まで南下する。つまり、10月上中旬と違って、11月上中旬には、北日本付近を東進・発達する低気圧の後面で、西方のシベリア高気圧との間の強い気圧傾度の強化に伴って冬型が強まるというサイクルが繰り返されるようになることが示唆される。



第3図 気象庁天気図のミニチュア版に基づき、1995年10月上中旬及び11月上中旬における09JSTでの地上高気圧(白丸)、低気圧(黒丸)と前線(実線)の位置をそれぞれ重ねたもの。なお、中心気圧1030hPa以上の高気圧を大きな白丸で、1000hPa以下の低気圧を大きな黒丸で示した。



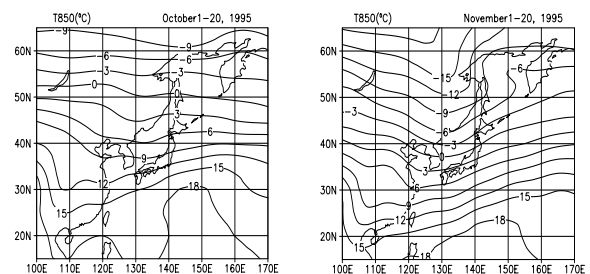
第4図 1995/96年8月~2月における北緯40度での海面気圧SLP(hPa)の時間経度断面図。各月の初日の位置に月名を記した。

1995/96年冬の北緯40度に沿う11日移動平均した海面気圧SLPの時間経度断面図(第4図)に示されるように、日本付近での平均場としての冬型の気圧配置が11月初め頃から明瞭になっていくのも、単にシベリア高気圧が10月から11月にかけてさらに季節的に強まるだけでなく、前述のような日々の低気圧活動の強化に伴う平均場としてのアリューシャン低気圧の強まりもこのタイミングで起きることを反映していることが分かった。

## 3. 広域場の基本場の季節進行との関係

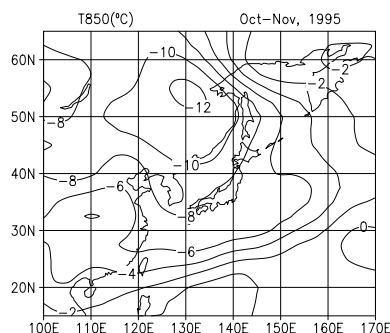
1995年10月上中旬(左)と11月上中旬(右)でそれぞれ平均した850hPa気温 $T_{850}$ の分布を第5図に示す。11月になると、水平温度傾度の大きいゾーンがバイカル湖付近(~53N/107E)から東南東に伸びて日本海北部に達するようになる。しかも、10月に本州南岸付近にみられた南側の温度傾度が大きいゾーンと合体し、しかも、より南方の25N付近まで南北に大変幅の広い強い傾圧帯へと変化していることが分かる。2.2で述べた11月上中旬の北日本を東進・通過する低気圧の発達は、このようなバイカル湖付近から東南東に伸びる平均場の傾圧帯でみられているわけである。さらに、かなり南方まで広がる平均場の強い傾圧帯の存在は、そのような低気圧が北日本まで達した段階で、より大きな南北方向の広がりを持つ構造となる(あるいは、本州南岸の低気圧と合体・発達)。つまり、後面で寒気が本州のはるか南方まで南下しうる状況の実現にも好都合な場と考えられる。

第6図に示されるように、10月から11月にかけて、シベリア北東部の中でも日本海のすぐ北方で平均気温の低下が特に大きい。このため、北日本付近の平均場の温度傾度が10月よりもさらに強化されるとともに、本州のはるか南岸まで平均場の傾圧性の大きい領域が拡大した点が注目される。



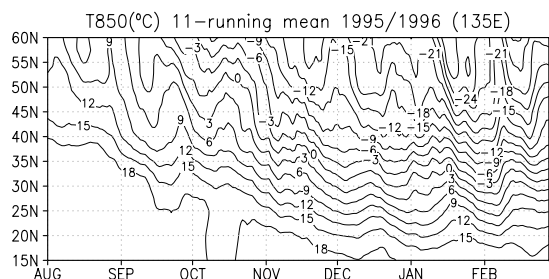
第5図 1995年、10月上中旬(左)、11月上中旬(右)における850hPa気温 $T_{850}$ の平均場。



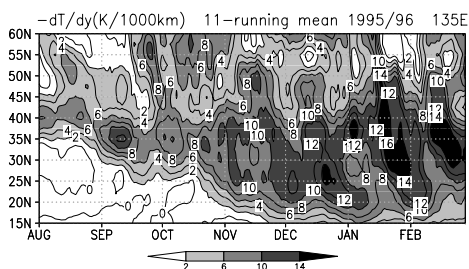


第 6 図  $T_{850}$  (°C) の 1995 年 11 月上中旬の平均から 10 月上中旬の平均を引いた差の分布。

東経 135 度に沿う 11 日移動平均した 850hPa 気温  $T_{850}$  及びその南北の温度傾度の時間緯度断面 (それぞれ第 7 図, 第 8 図) に示されるように, 南北の温度傾度が特に大きい範囲 (8K/1000km 以上) に注目すると, 10 月頃からかなり強まってくる本州南岸付近の傾圧帯とは別の傾圧帯が 10 月頃には 55N 付近にあり, 季節とともに南下しながら, 11 月初め頃に前者と合体しているようにも見える。その時に, 本州南岸付近の傾圧帯もさらに南方まで広がった結果, 12~2 月頃の 20~43N 付近に大きな傾圧帯がみられる。従って, 第 5 図, 第 6 図に関して述べた変化は, 11 月初め頃に日本付近の傾圧帯のこのような季節的变化に対応するとも言えよう。特に北日本付近での強い傾圧帯がみられる 11 月頃には, 2.2 で述べたような低気圧発達とその後面での寒気の南下が最も連動しやすい季節的タイミングとも考えられる。従って, 日本付近の傾圧帯の季節的特征が遷移しつつ北日本~本州はるか南岸まで強い平均場の傾圧帯が伸びる季節的タイミングで, 日々の冬型の気圧配置の出現頻度が高まるものと結論される。



第 7 図 1995/96 年 8 月~2 月における, 東経 135 度に沿う 850hPa 気温  $T_{850}$  の時間緯度断面図 (°C)。値は 11 日移動平均。月名は, 各月の初日の位置に記す。

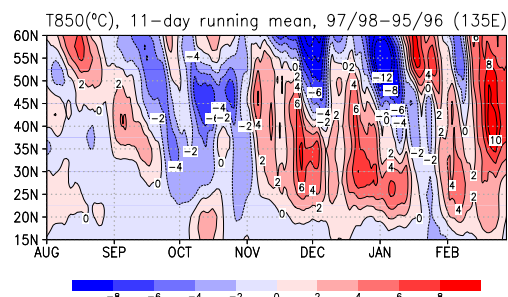


第 8 図 1995/96 年 8 月~2 月の東経 135 度における, 南北温度傾度  $-\partial T_{850}/\partial y$  の時間緯度断面図。単位は K/1000km, 値は 11 日移動平均。月名は, 各月の初日の位置に記す。

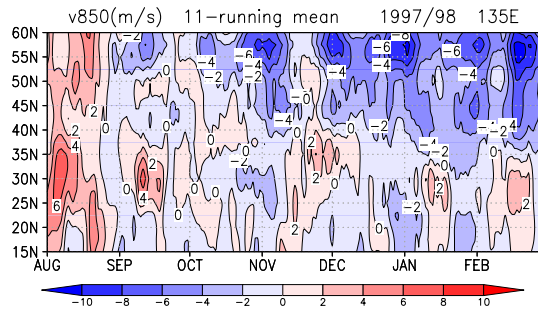
#### 4. エルニーニョに伴う暖冬年の 1997/98 年冬と比較した考察

よく知られているように, エルニーニョ現象時には, 日本付近では冷夏・暖冬になる傾向がある。第 9 図に示されるように, 日本付近では 20 世紀最大のエルニーニョ現象の起きた 1997/98 年冬は, 1995/96 年冬に比べて, 10 月までは低温傾向であったが, 11 月以降, 高温傾向に変化した (25~40N 付近)。第 10 図に示されるように, 11 日移動平均した北風成分 ( $v_{850} < 0$ ) は, 11 月以降も ~40N 以南では明瞭にならなかった。これは, 第 11 図に示されるように, 11 月になってもアリューシャン低気圧が明瞭にならなかったことにも対応している。いわば季節を超えて持続するエルニーニョに対する応答が, 本来ならば 2~3 章で示したような, 日々の大きな変動の中で冬型の気圧配置が卓越するようになる 11 月初め頃に起きていた点は興味深い (cf. Takahashi : 2015)。

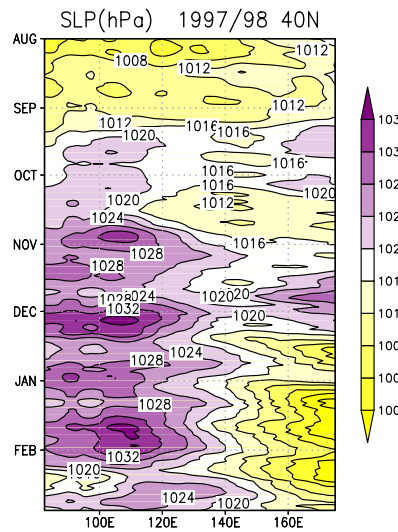
エルニーニョ現象発生時に日本付近に暖冬をもたらす要因として, PNA (Pacific North American) パターンと, WP (Western Pacific) パターンがある (気象庁「異常気象レポート 1999」「同 2005」等を参照)。この中で WP パターンでは, 太平洋西部で北緯 45 度付近を境に 500hPa の高度偏差の符号が逆になる。



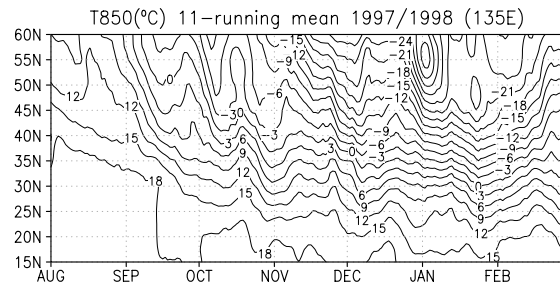
第 9 図 東経 135 度に沿う 850hPa 気温  $T_{850}$  (°C) の 11 日移動平均について 1997/98 年から 1995/96 年を引いた差  $\Delta T_{850}$  の時間緯度断面。月名は各月の初日の位置に記す。



第 10 図 第 2 図と同様。但し 1997/98 年。



第 11 図 第 4 図と同様。但し 1997/98 年。



第 12 図 第 6 図と同様。但し 1997/98 年。

もし、WP パターンに伴って等価順圧的な高気圧偏差、低気圧偏差が 45N 付近を境にそれぞれ南方、北方で強制されていたとすれば、45N 付近で傾圧帯が強化される一方、それより南方での傾圧帯は弱められうる。つまり、3 章で述べたような平均場の傾圧帯の日本列島付近 (~45N 以南) への季節的南下が抑制されることにもなる。第 12 図に示されるように、実際に 11 日移動平均の  $T_{850}$  の分布から分かる北側の傾圧帯は、11 月になっても 50N 付近にあり、本州南岸沖の 30~35N を中心とする傾圧帯と分離されていた。このため、

1995/96 年冬への移行に関連して 11 月初め頃に起きた日々の卓越総観場の季節的進行が阻害されていた可能性が示唆される。逆に言えば、他に広域的な阻害要因が働かなければ、単にシベリア高気圧の季節的発達だけでなく、2 章、3 章で述べたような、広域的な平均場の傾圧帯の季節的变化も、11 月初め頃に冬型の気圧配置の頻度の増加に関わる重要な因子の一つであると結論される。

## 5. まとめと今後の展望

11 月頃に冬型の出現頻度が増大してくるのは、単にシベリア高気圧がこの時期に季節的に強まってくるだけでなく、日本付近の北側の傾圧帯と南側の傾圧帯が合体することで、シベリア南部・モンゴル付近から北日本へ東進してくる低気圧が、発達しながら、日本列島の南方まで勢力範囲を拡大できるような環境場へと変化することも重要な因子の一つであることが示唆された。つまり、日本のすぐ東海上でより深い低気圧として発達し、その後方ではより南方まで寒気が南下できるようになるわけである。

今後は、その他の年についても同様な視点で解析を行って、秋から冬への季節遷移過程に関する今回の結果の一般性や、年による違いがどの程度あるのか、明らかにしたい。

## 引用文献 (一部略)

吉野正敏・甲斐啓子,1977:日本の季節区分と各季節の特徴。地理学評論 50, 635-651。

Matsumoto,J.,1988:Large-scale features associated with the frontal zone over East Asia from late summer to autumn, Journal of the Meteorological Society of Japan, 66, 565-579.

Takahashi,N.,2015:Study of year-to-year variations in seasonal progression over Japan using frontal zone indices. SOLA, 11, 165-169.

# 高知と岡山の暖候期を通じた降水量差形成に關与する 日々の現象に關する総観気候学的解析（その2）

杉村裕貴\*・加藤内藏進

岡山大学大学院 教育学研究科 (理科)

## 1. はじめに

本講演は、杉村・加藤（2017 気象学会関西支部第一回例会（高松））の続報である。杉村・加藤（2017）の「1.はじめに」で述べたように、日本列島付近では、一般に他の中緯度地域よりも降水量は大きい、例えば、瀬戸内と四国太平洋側とのコントラストのような気候学的な降水量の地域差も小さくない。瀬戸内では、季節的な卓越風と地域との関係のために、冬季には山陰に比べて、また、夏季には四国太平洋側に比べて降水量が少なく、瀬戸内式気候として知られている（福井1993）。

しかし、このような降水の季節的コントラストは、単純に平均風と山地との関係というよりも、日々の比較的顕著なイベントが何回か起きることを強く反映している場合も少なくない。一方、降水量の大きな差は、広域的な地域性や季節性の因子も強く反映する。暖候期の中でも、日本付近の降水に關わる大気の基本場は季節的に大きく変化し、その中で日々の大気システムや降水の多様性をもたらさる。例えば、加藤（2007）は、8月から9月にかけての高知と岡山との総降水量差は、50 mm/日以上との降水量差となる日の寄与を大きく反映することを示した。4月から5月にかけての高知と岡山との総降水量差は、0-50 mm/日以上との降水量差となる日の寄与も反映する事を示した。

しかし、高知と岡山との気候学的な総降水量差に關わる日々の現象の特徴や地形の關わり方の有無やその過程の違い、季節サイクルの中での応答の違いなどは、充分解明されているわけではない。

そこで、本研究は、四国の太平洋側と瀬戸内との気候学区的な降水量の形成に關連して、日々の現象に着目した上記の視点で総合的に明らかにすることを目的とし、まずは、加藤（2007）と同様に四国太平洋側の高知と瀬戸内の岡山との差に着目した解析を行った。

その結果、8月（盛夏期）には、東方の太平洋高気圧と西方の台風あるいは低圧部との間の東西の気圧傾度に伴う下層南風が卓越し、高温多湿で不安定な気団が四国の山を北方へ超える状況で高知から岡山を引いた日降水量差が大変大きくなるが多かった。しかし、平均的に秋雨前線が本州南岸付近まで南下してくる9月には、下層南風が山を越えるためというよりも、大規模場の秋さ前線の南北構造の中での降水特性の文法を反映したと考えられる事例も少ないことを杉村・加藤（2017）は指摘した。

しかし、高知と岡山との降水量の大きい日は、4、5月でも多数出現するが季節平均場が大きく異なるその時期の事例の特徴や9月の上述の事例のさらなる評価などは言及できていなかった。そこで本講演では、主に、4、5月における高知と岡山との降水量差の大きい事例における降水や相關場の特徴について合成解析、前回発表した8、9月の事例と比較しながら、季節進行の中で

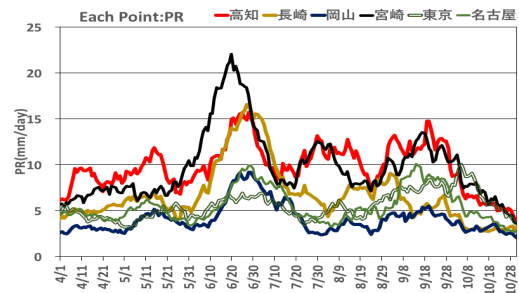
の位置づけも考察する。

データは前回と同様に、1985-2015年における各気象官署の日降水量と時間降水量データ（気象庁本庁のサイトからダウンロード）、NCEP/NAE 再解析データ（ $2.5^{\circ} \times 2.5^{\circ}$ の降雨視点間隔）、気省庁作成のミニチュア天気図（各日09JST）を使用した。

## 2. 総降水量の気候学的な季節変化の地域的違い

前回と重複するが、第一図は長崎、宮崎、東京、名古屋、岡山、高知の各地点における気候学的な日降水量の季節変化を再掲する（日降水量を同じ日付で31年平均した値をさらに11日移動平均した時系列）。梅雨最盛期と秋雨期に挟まれる盛夏期でも、九州山地の南東側である宮崎、四国山地の南側である高知での降水量はあまり減少しない。また、高知、宮崎での秋雨期の降水量の増加も他の地点よりも顕著であった。

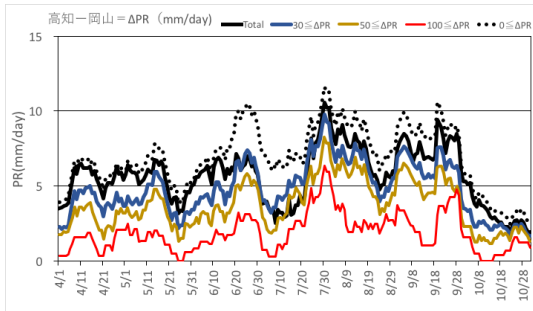
なお、加藤（2007）も指摘したように、高知での降水量は暖候期を通じて岡山より多かった。



第1図 九州から関東の各地点の降水量の季節変化 (mm/day) (1985-2015平均) ※日降水量を同じ日付で31年間平均し、更に11日移動平均して平滑化した。

次に、高知から岡山を引いた気候学的な降水量差の季節変化も前回の予稿から再掲する。第2図は、高知から岡山を引いた日々の降水量差（以下、 $\Delta PR$ と呼ぶことにする）の階級値が、全体の降水量差のうちどのくらいを占めるのかについて解析した結果である。 $\Delta PR$ が50mmや100mmを越える日の寄与が8、9月には特に大きかったが、4、5月でも決して小さくなく、 $\Delta PR$ が30mm/日を越える日による寄与は4、5月の気候学学的な降水量差の8割程度を占めていた。

なお、高知と岡山それぞれの地点における総降水量と多降水日の寄与の季節進行の解析によれば高知では、暖候期を通じて50 mm/日あるいは100 mm/日以上との降水日の寄与をかなり反映して、岡山よりも総降水量が多かった、4、5月には高知では30 mm/日以上との降水日の寄与は8割程度あるが、岡山では2割程度しかなかった。正確には日々の $\Delta PR$ の大きい日の集計が必要であるが、 $\Delta PR$ が大きい日は、岡山では弱い雨のみある、高知側のみで多量に降る日を多く反映したものである可能性が示唆される。



第2図 高知から岡山を引いた総降水量差(mm/day), 及びそれに対する、階級別日降水量差の寄与の季節変化(1985-2015)。各値を同じ日付で31年間平均し、さらに、11日移動平均して平滑化した。凡例のTotalは総降水量差、また、例えば50 ≤ ΔPRは日降水量50mm/day以上の日の寄与を表す。

### 3. 4月と5月でのΔPRが大きい日における卓越気圧配置

前回の予稿の8.9月に関する解析と同様に、1985-2018年の4, 5月について、 $\Delta PR \geq 30\text{mm/日}$ の日を抽出し、高知や岡山での降水の特徴を1時間降水量の統計に基づき記述するとともに、類似した状況における大気場の合成を行った。なお、4月は全53事例、5月は55事例が抽出された。

日々の地上天気図(当日09JST)によると、これらの事例のうち、4, 5月は低気圧やそれに伴う前線が東シナ海から九州、あるいは四国沖などに存在する事例が多かった。なお、個々の現象間の細かい違いも小さくなく、機械的な分類基準はすぐには定められなかったため今回は各事例の地上天気図全てを参照して幾つかの共通した大気場と考えられるパターンを主観的に抽出した。その結果、第1表に示されるような上から3つ目までのパターンで全体の50%を占めていた。

4月に出現頻度が高かったのはパターン1(西方から接近中の低気圧に伴う前線が四国沖に伸びる)(但し、前線付近の南風成分は暖域側よりも寒域側の方が強い地上気圧配置)(11事例)、パターン1a(四国沖に東西に延びる前線上の低気圧が中四国の経度を通過中)(9事例)、パターン2(中四国は、その北方の前線の暖域)(7事例)であった。また、パターン1と同様に前線が西方の低気圧中心から四国沖に伸びるが、低気圧中心は四国の経度よりも北方に位置するパターン(「パターン1b」とする)も5事例あった。

一方5月には4月の「パターン1」との類似性もあるものの、四国沖の前線の暖域側から南風成分が前線に向かうような地上パターン(「パターン3」)が10事例、4月と同様な特徴の「パターン1」が8事例で、これら2つで5月の全事例の35%を占めていた。なお、事例数は多くないが、北方に中心を持つ低気圧から南西に伸びる前線の暖域に中四国が位置する事例で(「パターン2a」)、その前線が通過中)は(「パターン2b」)がそれぞれ4事例ずつ、また、中四国付近が弱い低圧部になっている事例(「パターン5」)が3事例あった。

「8, 9月と違って、4, 5月にはかなり多様な天気図のパターンで高知と岡山との日降水量差が大きくなった。それで、4, 5月における降水量差を大きくする過程のすべてを理解できるわけではないが、まずは、トータルで4月全体の約半分を占める主要3パターン、5月全体の約35%を占める主要2パターンについて詳しく実態を記述することにする。

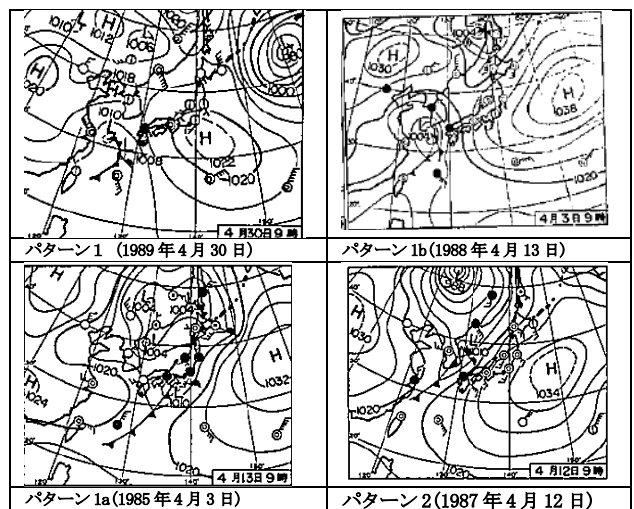
### 4. 大きなΔPR時における高知と岡山の降水コントラストの特徴

時間降水量データに基づき、これらのパターンにおける高知や岡山での平均での平均的な降水強度や日呼応水量に対する強雨の寄与について合成した。

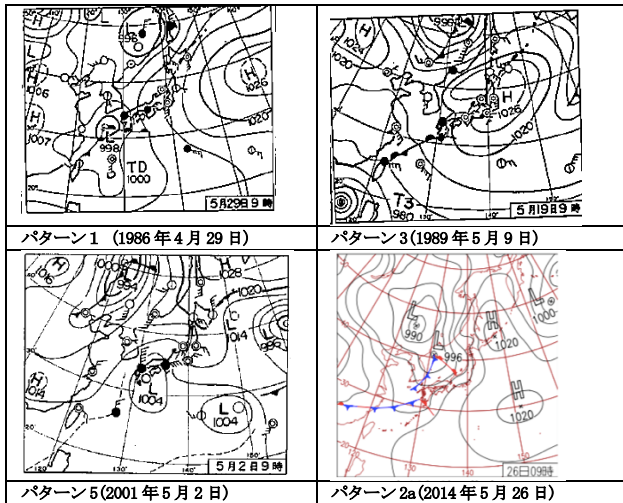
4月		
パターン		日数
1	中四国より西に低気圧が存在(前線は四国沖)	11
1a	中四国付近を低気圧が通過中	9
2	中四国が低気圧の暖域に位置する	7
1b	前線が四国にあり、低気圧は北方に存在	5
その他		21
合計		53

5月		
パターン		日数
3	四国沖の暖域側から前線に向かって南風が卓越	10
1	中四国より西方に低気圧が存在	8
5	中四国付近が弱い低圧部	3
2a	暖域に中四国が位置する	4
2b	暖域に中四国が位置し、前線が通過中	4
その他		26
合計		55

第1表 気圧配置パターン毎の出現数(各日09JSTの地上天気図に基づく)。なお、各月とも事例数の多いものから順にあげている。



第3図 4月の典型事例の地上天気図例(各日09JST)



第4図 5月の典型事例の地上天気図例 (各日09JST)

「中四国より南方に地上前線は伸びるものの、西方の低気圧と東方の高気圧との間で地上付近でも南北に等圧線が混みあい(地衡風的には南風)、中四国が前線の暖域に位置した」パターン1bでは、高知では10mm/h以上の時間帯の大きな寄与を反映して、総降水量も岡山よりも大変大きくなった。前線は四国沖にあってその上を小低気圧が通過中のパターン1aでも、高知での降水は同様な特徴を示した。

興味深いことに、西方の低気圧から四国沖に前線が南方に伸び中四国では地上前線の寒域側での南東の地衡風となるパターン1(第3図の天気図例参照)においては、高知でも10mm/h未満の降水が主であったにもかかわらず、それが降り続くことにより平均日降水量が50mm近く近くに達し、岡山との降水量差が大きくなった点も注目される。つまり、8、9月における高知側の降水や、4月のパターン2、1a、1bとはかなり異なるプロセスによる高知と岡山との降水コントラストが生じた事例も少なくないことになる。ただし、岡山での10mm/h以上の寄与や総降水量は、いずれの事例も10-20mm/day程度と少なかったが、一応、10mm/day程度の降水は見られている。

高知	回数 (day)	平均降水量 (mm/day)	5mm/h未満の寄与		5mm/h以上の寄与		平均降水時間数 (h/day)	5mm/h未満の時間数		5mm/h以上の時間数	
			(mm/day)	(mm/day)	(mm/day)	(mm/day)		(h/day)	(h/day)	(h/day)	(h/day)
	1	11	45.3	21.8	18.0	5.6	13.9	10.7	2.7	0.5	
	2	7	91.1	17.8	21.0	52.4	13.7	7.7	2.9	3.1	
	1a	9	81.8	13.4	22.8	45.6	11.9	5.9	3.6	2.4	
	1b	5	114.0	11.9	28.8	73.3	13.2	4.8	3.8	4.6	
	その他	21	75.0	9.0	20.5	45.4	10.4	4.5	3.0	2.9	
	平均	53	75.8	13.8	21.3	40.7	12.1	6.5	3.1	2.5	

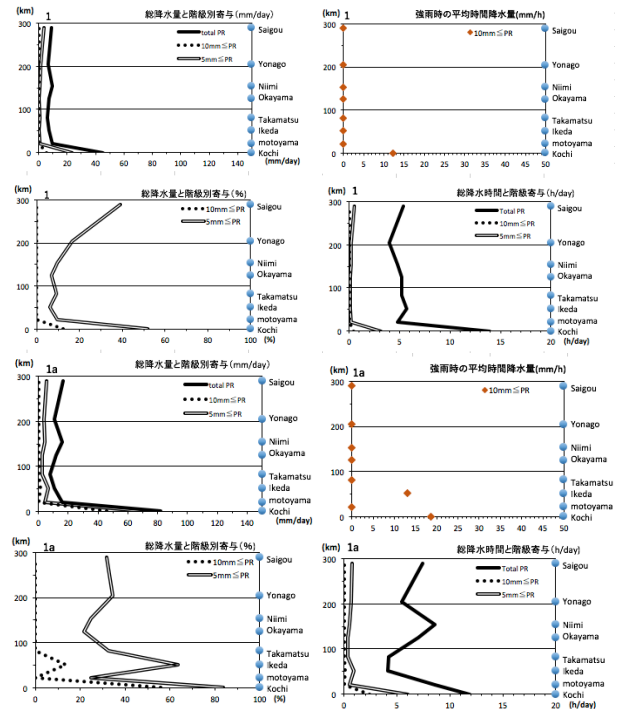
  

岡山	回数 (day)	平均降水量 (mm/day)	5mm/h未満の寄与		5mm/h以上の寄与		平均降水時間数 (h/day)	5mm/h未満の時間数		5mm/h以上の時間数	
			(mm/day)	(mm/day)	(mm/day)	(mm/day)		(h/day)	(h/day)	(h/day)	(h/day)
	1	11	7.4	6.9	0.5	0.0	5.2	5.1	0.1	0.0	
	2	7	10.2	8.4	1.8	0.0	6.3	6.0	0.3	0.0	
	1a	9	12.1	9.5	2.6	0.0	7.0	6.7	0.3	0.0	
	1b	5	17.0	12.9	4.1	0.0	9.6	9.0	0.6	0.0	
	その他	21	17.0	12.1	4.9	0.0	8.5	7.8	0.7	0.0	
	平均	53	13.3	10.2	3.1	0.0	7.4	6.9	0.5	0.0	

第2表

4月の上位3パターンでそれぞれ平均した高知や岡山での日降水量(mm/day)に対する激しい降雨や普通の降水の寄与(それぞれ10mm/h以上の時間帯、10mm/h未満の時間帯)、降水時間(h/day)に対する激しい降雨(10mm/h以上)のあった時間の寄与(h/day)を示す。

次に、高知と岡山の緯度帯でほぼ南北に沿う地上観測点を用いて(高知、本山、池田、高松、岡山、新見、米子、西郷)、降水の特徴の南北分布を概観した。(第5図)。ただし山頂付近での観測点は含まれていないため、面的な総降水量などの評価を行う際の代表地点としては問題があるが、四国の山の風上側、風下側、さらに北方というスケールでの大まかな分布はそれなりにわかって考える。紙面の都合で、4月の主要3パターンの中から例示した。



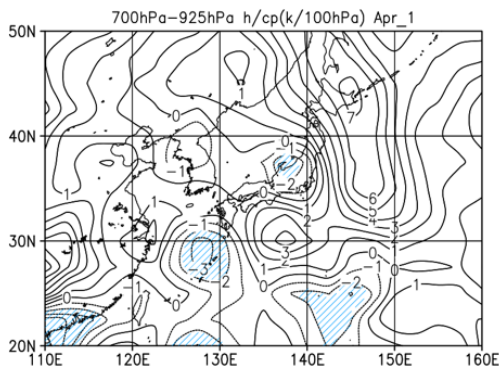
第5図 4月の上位2パターンにおける日降水量(実線)や10mm/h以上の時間帯の寄与(点線)の南北分布(mm/day)(左上)、10mm/h以上(点線)及び5mm/h以下(実線)の時間帯の寄与率%(左下)、強雨(10mm/h以上)の時間帯で平均した降水量(mm/h)(右上)、降水時間と階級別寄与:右下。なお縦軸は、左側に高知を起点とする南北方向に投影した距離を、右側には用いた地上観測点の位置と地名を示す。(南から順に高知、本山、池田、高松、岡山、新見、米子、西郷)

普通の雨の寄与で大きな降水コントラストがみられたパターンを含めて、どのパターンでも岡山以北では降水量は大きく減少し、高知側のみでまとまった降水が生じていた。10mm/h以上の寄与が高知で大きかったパターンでも四国の山の北方に位置する地点では、大雨の寄与も少なかった。

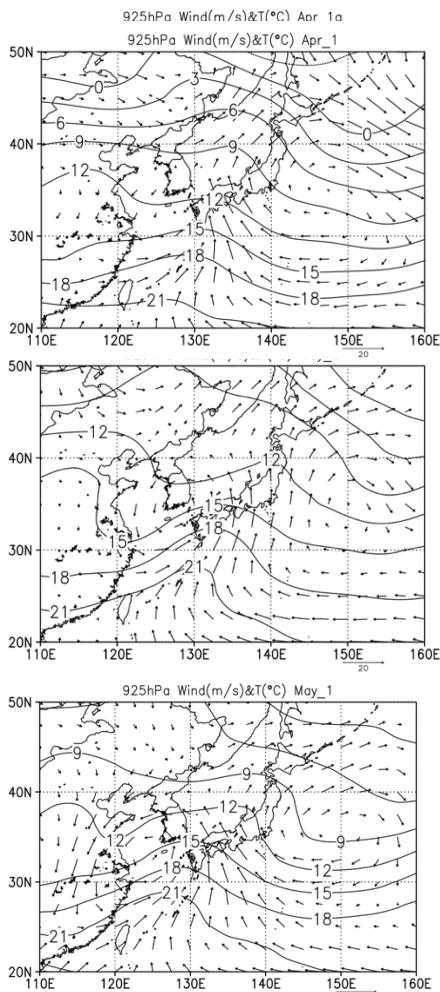
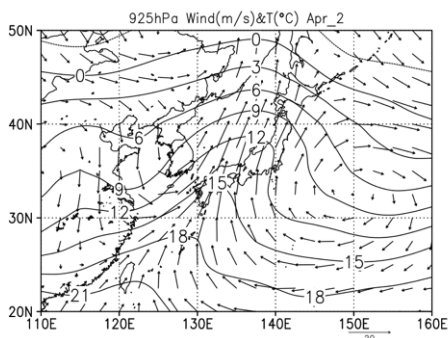
## 5. 4月や5月の大きな $\Delta PR$ の生じたパターンにおける大気場

4月と5月の各主要パターンについて、広域大気場の合成解析を行った。第6図は、925hPaでの気温と風ベクトルの合成場である。4月のパターン1aや2では中四国付近の500km以上南方から日本海北部の40N付近まで下層の南風が吹き抜けており、相対的な高温域がより北方まで侵入していた。また、特にパターン2では中四国まで対流不安定域が南から連なっていた。ただし、8、9月と異なり、本州はるか南方まで広がる平均場の強い傾圧性を反映して、南北広範囲で下層の暖気移流が見られた。したがって、広域場の暖気移流に伴う準地衡風の上昇流域の中で背の高い対流が生じうる領域かは、その南部域を中心に限定されていたと考える。但し、下層で四国の山を風が乗り越えることも重要なのか、今後の検討が必要である。

一方、月のパターン1では925hPaの南東風にとともなう暖気移流域は低気圧から南東に伸びる地上前線の寒域側に位置し、しかも、第7図に示されるように、安定度の良い領域に対応する。したがって地上前線の北東側の寒域における安定成層下での南東風が四国の山を越えることにより、層状性降水として高知側で降水量が多かった可能性も否定できないので（前線面での強制上昇による広域的な弱い雨に加えて）。より詳細な吟味が必要である。なお、5月のパターン1でも、4月に比べて（平均場の低圧性の弱まりを反映した気温分布ではあるが）、4月のパターン1と一部共通する過程がみられそうである。



第7図 4月のパターン1における安定度(h/cp)の700hPaでの値から925hPaでの値を引いた差を100hPaあたりに換算したもの(K/100hPa)を示す。



第6図 4、5月の主要なパターンにおける925hPaの風( $ms^{-1}$ )と気温( $^{\circ}C$ )の合成図。パターン1、2、上から順に、4月の1a,5月のパターン3,及び1。

### 引用文献（一部略）

- 福井英一郎, 1933: 日本の気候区, 第2報。地理学評論, 9 (1), 1-9, (2), 109-127, (3), 195-219, (4), 271-300。  
加藤内藏進, 2007: 岡山と高知の日降水量差の季節進行の気候学的特性-瀬戸内型気候と降水に関連して-。地域地理研究, 第12巻, 1-16。

# 2017年7月5日の中国地方の線状降水帯に関する数値解析

\*田中健路・山崎宗一郎・中西知宏・澤田亮汰

(広島工業大学環境学部地球環境学科)

## 1. はじめに

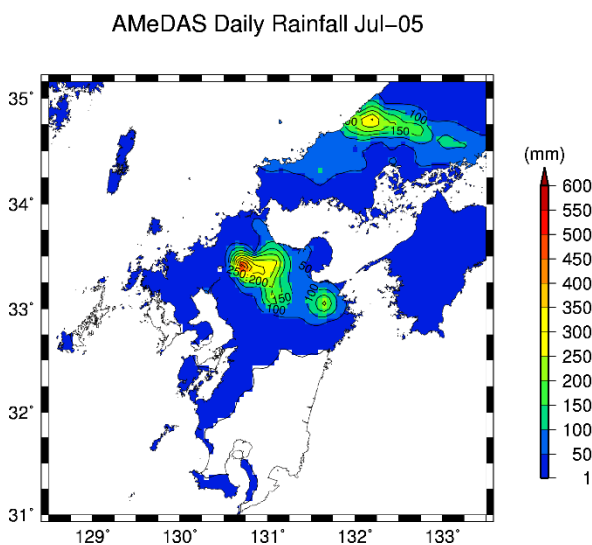
2017年7月5日の未明から明け方にかけて、九州北部での大雨に先行して、島根県西部から広島県北部を中心に東西に延びた線状降水帯が停滞し、島根県波佐で日降水量320mmを超える大雨が発生した(第1図)。この大雨により、7月5日午前5時50分に島根県西部を中心として大雨特別警報が発表され、避難行動が困難な時間帯であったことから、大規模な被害が発生することが懸念された。島根県内では浜田市波佐でがけ崩れや道路損壊による集落の孤立が生じる被害が発生したのをはじめ、がけ崩れ・道路損壊が42ヶ所、河川被害110ヶ所が確認されたが、負傷者1名(広島県内では死者2名)に止まった。

本研究では、2017年九州北部豪雨に先行して発生した中国地方の大雨について、数値予報モデルWRF(ver 3.7)を用いて数値計算を行い、降水系の発達・維持機構について調べた。

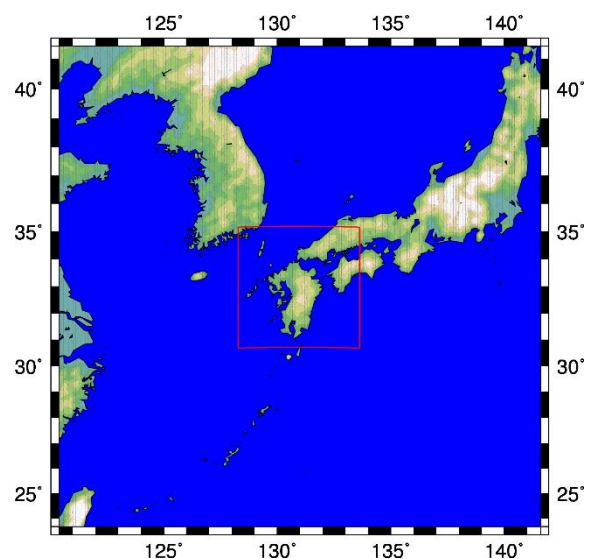
## 2. 計算設定

本研究では、WRFを用いて、第2図に示す範囲で計算を行った。第1領域は表示範囲全体、第2領域は赤枠内の範囲とし、双方向ネスト計算を行った。地図投影は領域中心(東経131度、北緯33度)を基準としたメルカトル図法を使用し、格子点間隔は第1領域で10km、第2領域で2kmとした。積雲パラメタリゼーションは第1領域のみKain(2004)の計算スキームを適用した。大気境界層はYonsei Universityスキーム(Hongら2006b)を用いた。雲物理過程は、WRFで標準的に用いられているsingle moment 6相スキーム(WSM6)(Hongら2006a)の他に、Milbrandt and Yau(2005)のmultimomentスキーム、Thompsonら(2008)の雲物理過程を使用して降水系の発達の違いを調べた。

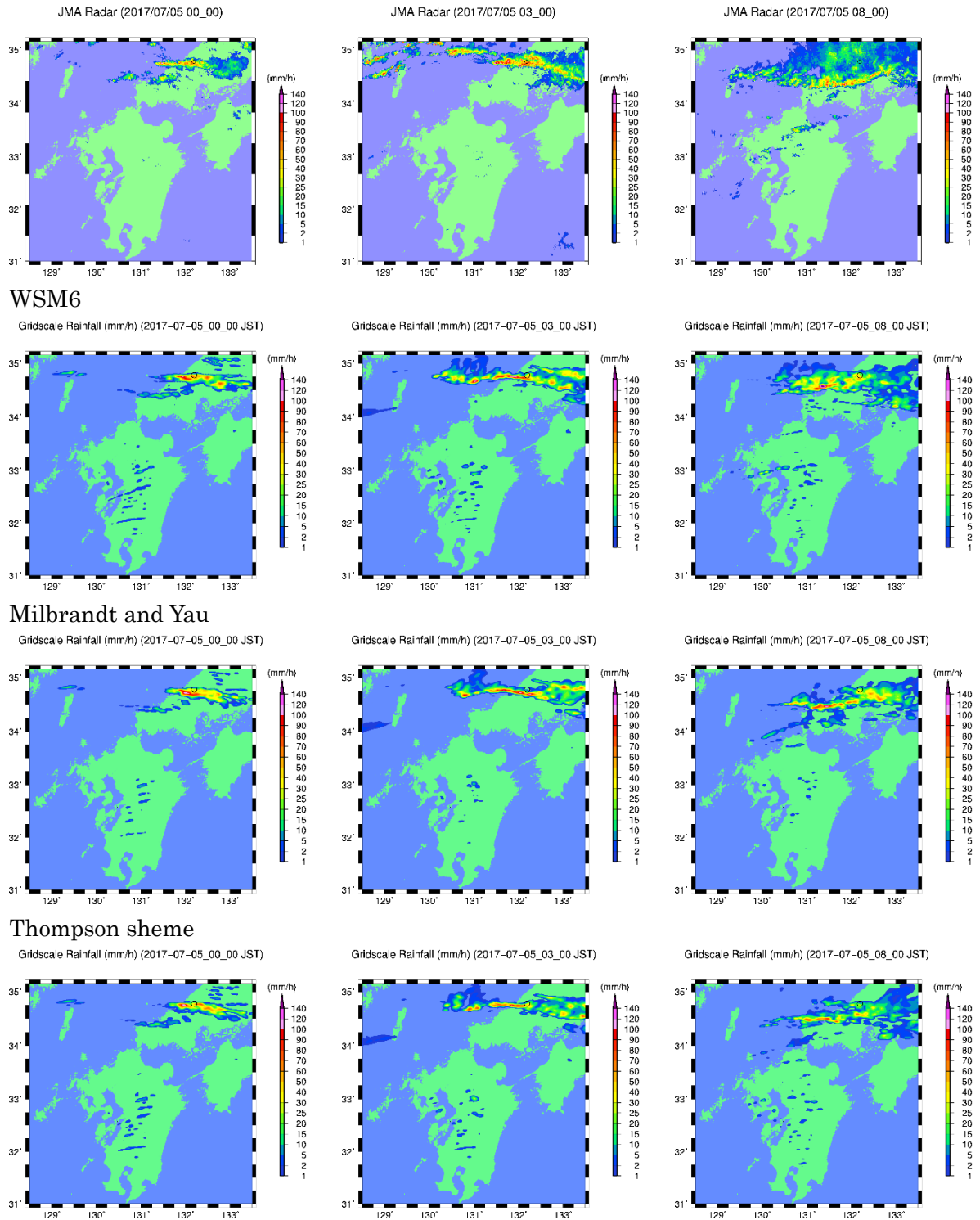
初期条件および境界条件、同化用データとして、大気側は気象庁数値予報GPV、GSM、MSMの初期値を使用した。海面温度・地表面温度は、NCEP



第1図 2017年7月5日の日降水量。アメダス地上降水量データより作成。



第2図 本研究の計算領域。赤枠は第2領域の計算範囲を表す。



第 3 図 気象庁レーダーの降水強度(上段)及び各雲物理過程を用いて計算した降水強度の分布。

日別海面水温データ(全球5分メッシュ)を使用した。計算初期時刻は、2017年7月4日09JSTとし、7月4日21JSTまでの12時間を第1領域のみ計算を行い、それ以降7月6日03UTCまでの30時間分をネスト計算した。

### 3. 計算結果

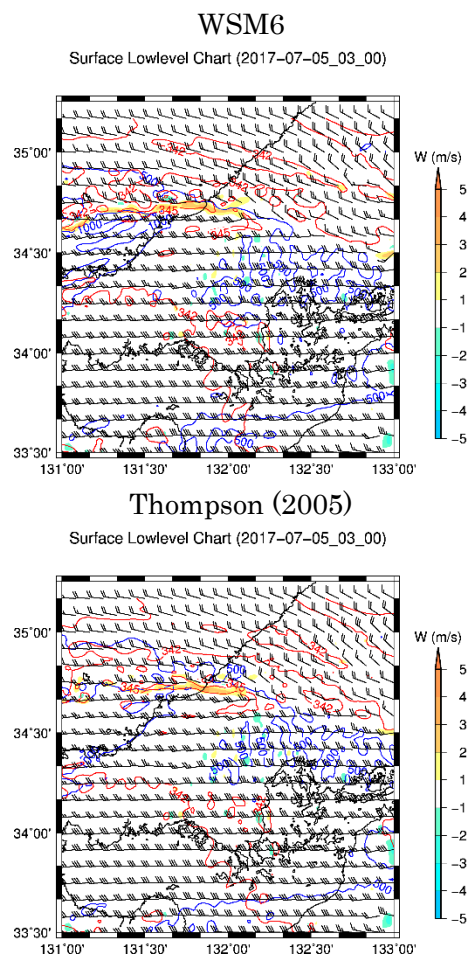
第3図に、気象庁レーダーおよび各雲物理過程を用いた降水強度の分布を示す。島根県西部の山陰沿岸から中国山地にかけて東西に延びる線状降水帯が徐々に出現し、第3図のようにほぼ停滞する様子がレーダー観測、計算結果と



にも見られる。島根県側での降水のピーク時間帯と見られる7月5日3:00(JST)の結果を比較すると、降水帯の軸の位置は、レーダー観測と計算結果とでは南北方向のずれは10km以内に収まっていると見られるが、計算結果は全体的に降水帯の南北幅が細く、いずれの雲物理過程の条件でもアメダス波佐観測所の位置で降雨強度が30~50mm程度に止まった。Milbrandt and Yau (2005)のmultimomentスキームが線状降水帯の中で最も降水強度が強く、降水帯の軸の中心付近に集中的に降雨がs乗じる傾向にある。一方、Thompson (2008)スキームは、他の2つと比べて降水強度が10~20%弱い。

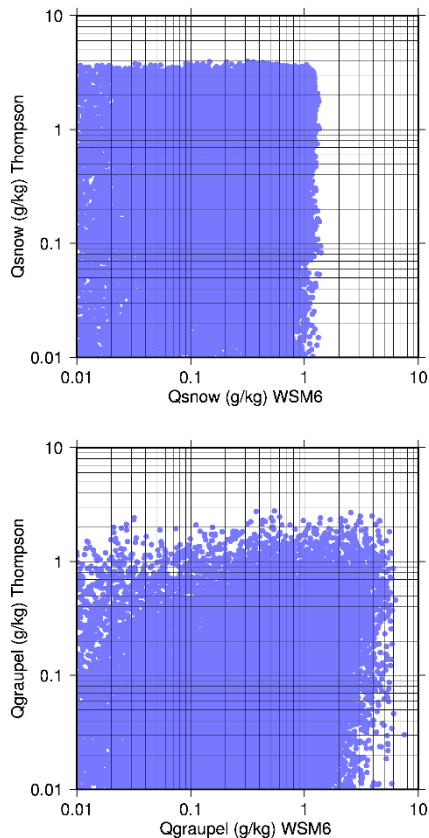
レーダー観測では、7月5日7:00(JST)頃から降水帯の西側から徐々に南下が始まり、8:00には山口県中部から広島県南部に達している、降水帯の南下は再現性が良いとは言い切れない。WSM6では降水帯の軸が依然として山陰沖にあり、Milbrant and YauスキームではWSM6よりも約20km南側に位置しており、Thompsonスキームの結果が最もレーダー観測で見られる南北方向の位置関係に近い。南向きに凸に降水帯の軸が変形する過程は、今回の計算結果では得られなかった。

山陰地方の降水のピーク時間帯における降水帯周辺のCAPEの分布、及び下層1kmの風、相当温位の分布を第4図に示す。対馬海峡側からCAPE>=1000 J/kgの強い対流不安定の領域が島根県西部沿岸域まで進入しており、34°45'N付近の水平風の収束線の南側で相当温位345K以上の暖湿気の上昇が見られる。WSM6とThompsonスキームを比較すると、水平風の収束線及び上昇流域の南北位置に大きな差は見られないが、風上側の日本海上での対流活動がThompsonスキームの方が弱い。WSM6では上昇流域の北側の近傍に下降流域が点在しているが、Thompsonスキームでは顕著ではない。



第4図 中国地方の降水帯周辺のCAPE(青等値線)、下層1kmの風況(長矢羽:5m/s)、相当温位(赤等値線)の分布。

第4図の表示領域内において、上空4km~9kmの雪および霰の混合比の鉛直平均を各水平格子点毎に算出し、WSM6スキームとThompsonスキームの結果を比較したものを第5図に示す。Thompsonスキームは、上空の降雪粒子から霰への相変化が他の雲物理スキームよりも抑制されており(Thompson, 2008)、対流圏上層でできた降水粒子の落下が他の雲物理過程と比べて弱い傾向となる。Milbrandt and Yauスキームは、霰に相変化する割合が最も大きい。降雪粒子よりも終端速度の大きい霰の割合が多い分、雲の中心付近の降水強度が大きくなるものと見られる。



第 5 図 上空 4~9km の降雪粒子( $Q_{\text{snow}}$ ), 霰 ( $Q_{\text{graupel}}$ )の含有量の鉛直平均の比較。

#### 4. おわりに

今回は、島根県西部を中心に発達した線状降水帯について複数の雲物理過程を与えて計算を行った。梅雨前線南縁付近の下層の水平風の収束線に沿って、南西側からの暖湿気の上昇に伴う線状降水帯の停滞の状況について、降水帯の軸の位置など一部良好な結果が得られた。その一方、前線の南下に伴う降水帯全体の移動については、雲物理過程によって様々見られたが、全体的には良好とは言えない。他の微物理過程、大気境界層スキームを与えた場合も含めて更なる議論が必要である。

#### 参考文献

Hong, S-Y, Lim, O-J., J., 2006a: The WRF single moment 6-class microphysics scheme (WSM6) J. Korean Meteor. Soc., 42, 129-151.

Hong, S-Y, Y. Noh, J, Dudhia, 2006b: A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. Mon. Wea. Rev., 134, 2318-2341.

Kain, J.S., 2004: The Kain-Fritsch convective scheme parameterization: an update, J. Appl. Meteor. , 43, 170-181.

Milbrandt, J.A., Yau, M.K., 2005: A multimoment bulk microphysics parameterization, Part I: analysis and the role of the spectral shape parameter, J. Atmos. Sci., 62, 3051-3064.

Thompson, G., Paul R. Field, Roy M. Rasmussen, William D. Hall, 2008: Explicit Forecasts of Winter Precipitation Using an Improved Bulk Microphysics Scheme. Part II: Implementation of a New Snow Parameterization. Mon. Wea. Rev., 136, 5095-5115.

# 広島県西部における降雨に基づく土砂災害危険度指標の相互比較

青山太一・久城直希・\*田中健路  
(広島工業大学環境学部地球環境学科)

## 1. はじめに

降雨による土砂災害の危険性を判別するための指標として、気象庁が導入している土壌雨量指数の他にも複数の半減期の実効雨量を組み合わせた指標が導入されている。広島県での土砂災害に関しては、1999年6月29日の梅雨前線の大雨での土砂災害(6.29土砂災害)での雨量観測記録を基に、短期実効雨量と長期実効雨量を組み合わせた  $R'$  と呼ばれる雨量指標(中井ら,2004)が考案され、その適用性について検討されてきている。

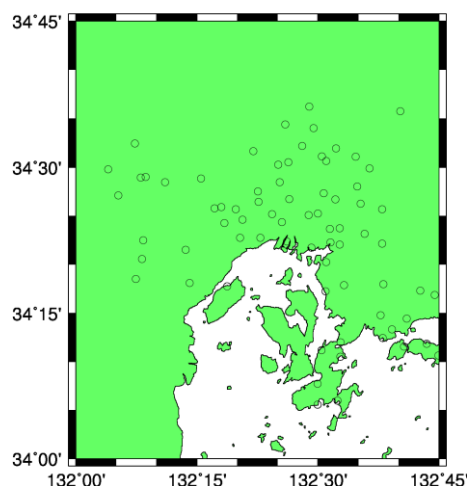
これらの指数について、大規模な災害発生時間帯周辺を対象とした解析が中心に行われており、数年~10年規模の連続的な解析に基づく非発生事例も含めた知見が十分でない。

本研究では、降水量から算出可能な複数の土砂災害危険度指標について、地上観測雨量およびレーダーアメダス解析雨量を用いて算出し、その挙動について調べた。

## 2. 解析対象範囲

地上雨量観測資料は、広島県西部(広島市、呉市、江田島市、廿日市市、大竹市、府中町、熊野町、坂町、海田町)の気象庁、国土交通省、広島県各市町所轄の雨量観測局のうち、2007年1月~2016年12月まで観測を継続している地点全77地点(第1図)を選定した。観測データは、広島県防災 web で公開されている毎正時雨量データを使用した。

レーダーアメダス解析雨量は、全国1km格子データの提供が開始された2006年1月以降の毎正時データを使用した。格子点データの抽出領域は北緯34度0分~34度45分、東経132度0分~130度45分の範囲とした(第1図)。



第1図 本研究の解析対象範囲。○印は雨量観測局の位置を示す。

## 3. 土砂災害危険度指標

地上に降った雨水が時間の経過とともに浸透・流出する効果を考慮に入れるのに、次式で表される実効雨量  $P_e$  なるものが用いられる。

$$P_e(t) = 2^{-\Delta t/\tau} P_e(t - \Delta t) + P_o(t) \quad (1)$$

但し、 $\tau$  は半減期、 $\Delta t$  は観測時間間隔、 $P_o(t)$  は時刻  $t$  における観測雨量を表す。半減期の長さによって、短時間降雨による表層での浸透・流出効果、長時間かけて生じる地下水脈への浸透・貯留・流出効果を分けて考える。本研究では、短期実効雨量として  $\tau = 1.5$  時間、長期実効雨量として  $\tau = 72$  時間の2種類の実効雨量を算出した。

2種類の実効雨量を用いた簡易な方法として、長期実効雨量を  $x$ -座標、短期実効雨量を  $y$ -座標にとり、それぞれの地点の各時刻で算定される2種類の実効雨量からスネークラインを描き、スネークラインが土砂災害発生基準線(critical line; CL)を超えるかどうか判別するものが挙げられる。本

研究では、降雨規模を基にした基準線の式

$$y = 0.9x + 287.3 \quad (2)$$

と花崗岩質の地質条件を基にした基準線の式

$$y = 0.9x + 254.6 \quad (3)$$

を用いて判別を行った(寺田・中谷, 2001)。

雨量指数  $R'$  は、短期実効雨量、および長期実効雨量それぞれが取り得る最大値を  $y_w$ ,  $x_w$  として、次の式を用いて算出される。

$$R' = R_0 - \sqrt{a^2(y - y_w)^2 + (x - x_w)^2} \quad (4)$$

ただし、 $R_0 = 848.5$  (mm),  $a = 3.0$ ,  $x_w = 600$ (mm),  $y_w = 200$ (mm)である。 $R'$ の値の大きさと災害規模との対応関係については、第1表に示す通りである(寺岡, 熊本 2017)。

第1表  $R'$ と土砂災害との対応関係

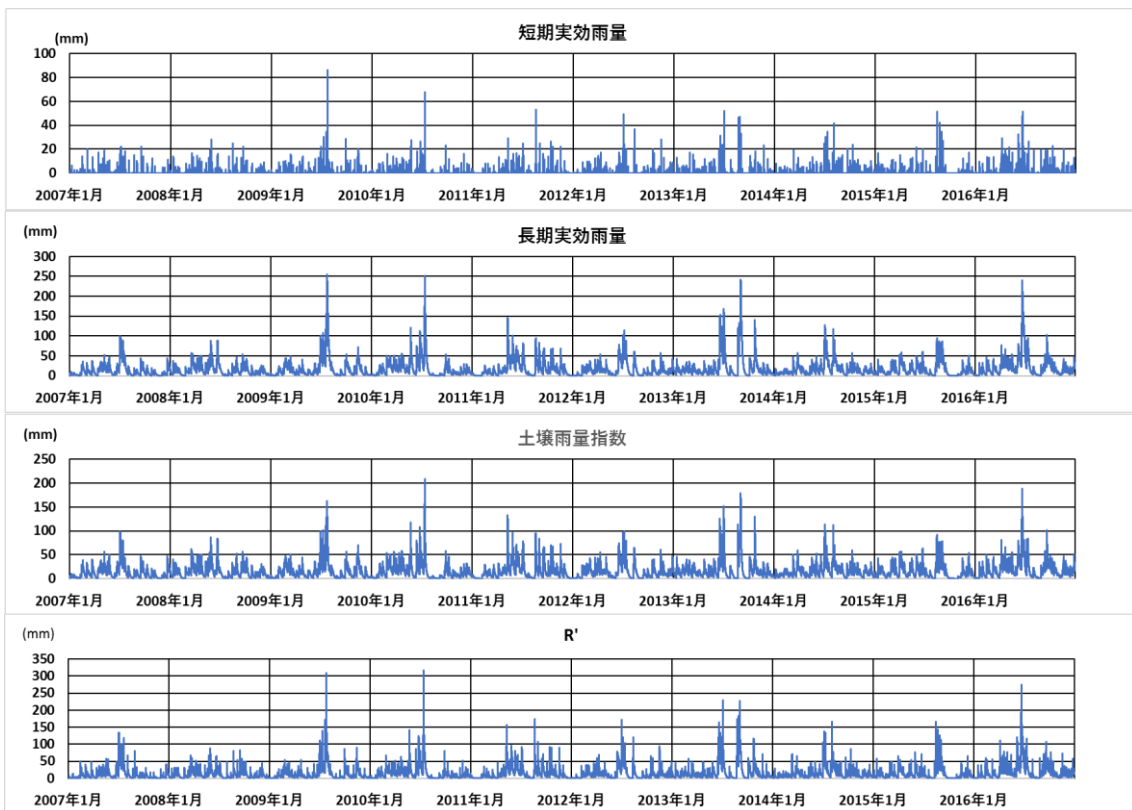
R'の目安	被害規模
125mm 程度	がけ崩れが発生する。
175mm 程度	山地崩壊が発生し始める。
250mm 程度	土石流に発展する。
400mm 以上	大規模災害になる。

上述の指標とは別に、土壌雨量指数を Ishihara and Sonobe (1979)の3段タンクモデルにより計算を行った。

## 4. 解析結果

### 4.1 地上観測雨量を用いた解析結果

地上雨量観測の毎正時雨量より各指標を算出した例として、呉市郷原観測所(北緯34度18分, 東経132度38.1分)における2007年~2016年の10年分の各指数の変動を第2図に示す。この地



第2図 各指数の計算例(呉市郷原観測局)

点では、2007年からの10年間のうち、2009年7月25日、2010年7月14日、2016年6月23日の3回、式(3)の地質条件を基にした基準線に到達し、それぞれ同じ日に  $R' \geq 250\text{mm}$  を超えた。上記3例とも梅雨前線に伴う大雨によるものである。

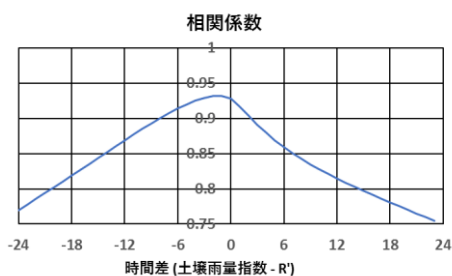
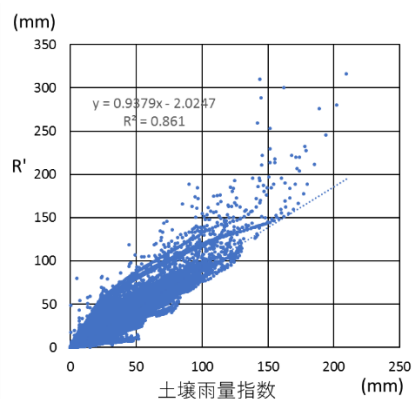
本研究の対象とした雨量観測データに対して、基準線(CL)および  $R'$  の判定基準を超過した観測期間・観測点数の一覧を第2表に示す。表の期間に付している \* 印は、広島県危機管理課が取り纏めている災害情報で、土砂災害により道路・河川・家屋への被害が確認されたものを示している。主に梅雨末期や台風接近・上陸時に局地的に判定基準を超える観測点が出現するが、2015年4月5日のように、日本海低気圧の南西側に形成された前線が本州上空に停滞し、停滞前線の南側の暖気移流により、局地的に大雨が降った例も見られる。第2表によれば、 $R'$  による判別の方が CL よ

第2表 地上雨量観測で基準を越えた観測地点数

期間 (*は被害有)	観測地点数	
	CL(花崗岩)	$R' (>250\text{mm})$
2007/8/19	0	1
*2009/7/20~25	7	16
*2010/7/12~16	51	52
2011/8/27	0	1
2012/7/3,7/14	0	3
2013/6/20	1	1
2013/7/4	0	2
2013/9/4	1	0
2013/8/24~25	0	3
2014/7/7	0	1
2014/8/6	0	2
*2014/8/20	4	8
2015/4/5	1	0
2015/8/25	0	3
*2016/6/21~23	7	13
2016/9/17~18	0	4

りも降雨に対する感度が高い傾向がある。双方同時に判定基準を超えた地点数は延べ62地点で、CLのみ基準を超えた地点数は延べ10地点、 $R'$ のみ基準を超えた地点数は延べ48地点となった。それぞれの基準で複数の観測点で見られる場合に顕著な被害が確認されており、判定基準を超える状況がある程度の空間的な広がりを持っていることが重要であることを示唆している。

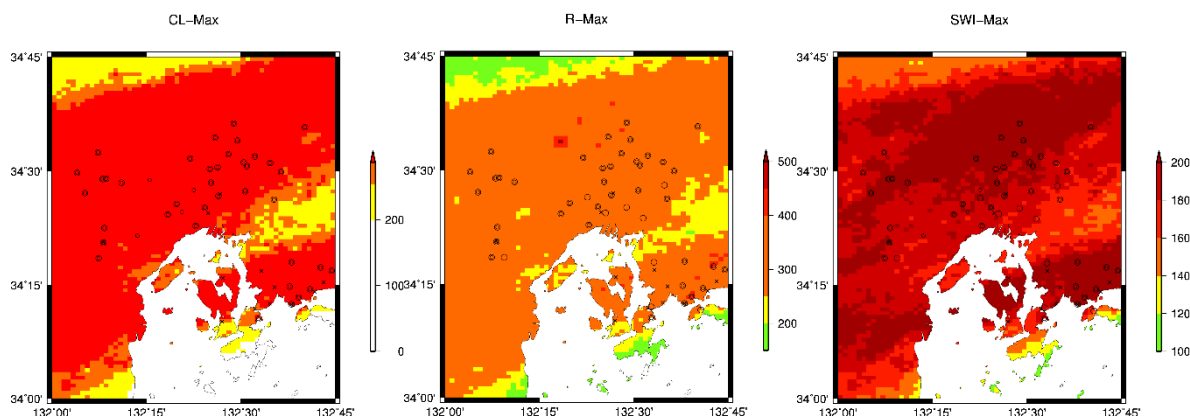
$R'$  と土壤雨量指数との相関について、第3図に示す。土壤雨量指数と比べて  $R'$  の方が、大雨継続時の上昇が顕著であり、土壤雨量指数よりも1時間程度早く変化する傾向がある。



第3図 土壤雨量指数と  $R'$  の相関。上)タイムラグを無視した場合の相関プロット。下)タイムラグと相関係数の関係。

#### 4.2. 解析雨量による面的分布の解析

2010年7月の梅雨末期の大雨時における各指数の最大値の分布を第4図に示す。第4図左側は、式(2),(3)における判別値  $y - 0.9x$  の値の分布を示し、橙色が地質基準、赤色が降雨規模基準を超えた箇所を表す。CL判定による基準到達域



第4図 解析雨量を用いた2010年7月12～16日の各指標の期間最大値の分布。左は式(2),(3)に対する判別値( $y-0.9x$ )を表す。○印は判定基準を超えた地上雨量観測点、×印は土砂災害による被害発生地点を表す。

と  $R' > 250\text{mm}$  の領域は良く対応しており、土壤雨量指数  $160\text{mm}$  を超える領域とも良く対応している。被害発生地点は、判定基準を超えた領域内に位置しているが、 $R' > 400\text{mm}$  を超えた範囲は疎らであり、集中的かつ大規模な被害には至らなかったと考えられる。第2表の記載とは別に解析雨量で判定基準を超えた事例はCLで27日間、 $R'$ 値で30日間見られたが、いずれも広島県による土砂災害調査では報告されていない。

## 5. おわりに

本研究では、広島県西部を対象として実効雨量に基づく土砂災害危険度指標の解析を行った。このうち、短期実効雨量と長期実効雨量の効果を1つまとめた雨量指標  $R'$  は、土壤雨量指数などの他の指標と比べて降雨に対する応答性が鋭敏であることが確かめられた。土砂災害の危険性をより早く検出可能な点で  $R'$  は優れている。1点の観測のみでの判定を行うと空振りする可能性が高くなることから、一定の領域内で複数の指標で複数の観測地点で判定基準を超えることが重要であると考えられる。

雨量指標  $R'$  については、広島県外での適用例が見当たらず、他の地域で適用する際には、気候・地質・地形条件などに応じて適切なパラメータの設定が必要であり、今後の課題である。

## 参考文献

- Ishihara, Y. and S. Kobatake, 1979: Runoff Model for Flood Forecasting, Bull.D.P.R.I., Kyoto Univ., 29, 27-43.
- 中井真司, 佐々木康, 海堀正博, 森脇武夫, 2004: 警戒・避難のための雨量指標の改良, 広島大学大学院工学研究科研究報告, 53, 53-62.
- 寺田秀樹, 中谷洋明, 2001: 土砂災害警戒避難基準雨量の設定方法, 国総研資料第5号, 10-42
- 寺岡奈美, 熊本直樹, 2017: 2016年6月の豪雨による広島県東部の土砂災害に関する調査, 広島工業大学紀要, 51, 121-130.

# 西日本の盆地で発生する霧の地域特性

重田祥範（公立鳥取環境大学 環境学部）

## 1. はじめに

日本では秋から冬にかけて、しばしば霧が発生する。この霧は、一般的に「放射霧」と言われるもので、日較差が大きい時に発生しやすい。放射霧は、夜間に地表面付近で放射冷却が盛んになり、地表面上の気温が極端に低下し、水蒸気が飽和凝結することによって由来する。霧は視程や日射を遮り、交通機関や農業などの人間活動に多大な影響を与える。さらに、酸性霧など、人間生活をはじめとする生態系に悪影響を与えることも指摘されている。そのため、霧の発生メカニズムならびに水平分布を把握することは急務である。しかしながら、定常的な観測は気象官署などの公的機関でおこなわれているが、地点数が限られているため、面的な分布を明らかにすることは困難である。既往研究において、霧の発生には、川や湖沼などの存在が重要な役割を果たしていることが報告されている。一方、小気候団体研究会(1994)は、霧の発達過程は地形や一般風などの外的要因が加わることで拡大範囲や消滅時期が決定されると指摘している。霧が発生する地域としては、豊岡盆地、阿蘇盆地、会津盆地、三次盆地、津山盆地などが有名である。その中でも、岡山県内にある津山盆地は、中国地方最大の盆地であり、秋から冬にかけて大規模な霧が発生することで知られている(上甲ほか, 2002)。津山盆地における霧の発生過程は、盆地の南側から市街地中心部、盆地の北側へと広がっていくこと。そして、霧の発生は日の出の1~2時間前であり、消滅は日の出後およそ3時間であることが報告されている。しかしながら、津山盆地における霧の観測は15年ほどおこなわれておらず、津山盆地における霧の季節変化ならびに発生場所については依然未解明なままである。近年では、高精度な観測機器が比較的安価で入手できるようになり、容易に観測地点の分解能を高めることが可能となった。

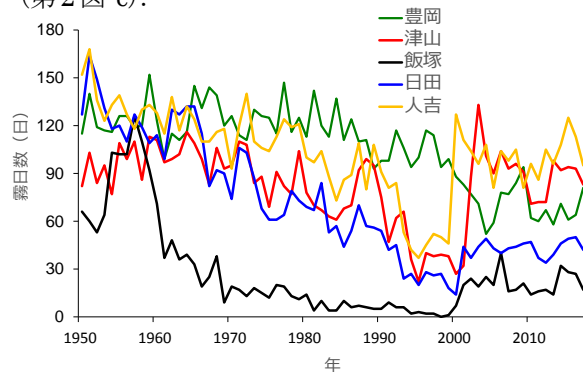
そこで、本研究では盆地内で広範囲にわたって定点型の気象観測をおこない、霧の時空間的特徴について明らかにする。さらに、津山盆地の比較対象としてスケールの小さい大分県日田盆地でも同様の観測を実施した。

## 2. 西日本の盆地における霧発生日数の年変化

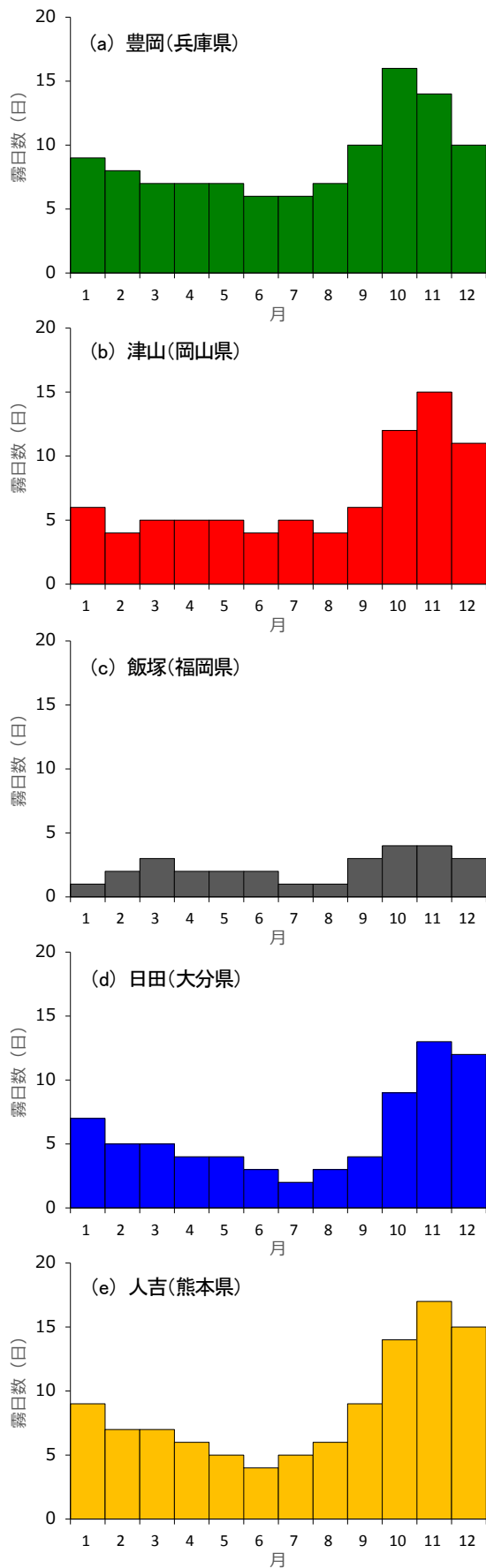
ここでは、西日本の盆地で記録される霧の発生日数について把握する。気象官署で観測された気象データを用いて、1950~2017年の計68年間における霧の地域性や季節性およびその経年変化について気象学的観点から明らかにする。

解析対象とする気象官署のデータは、期間内に欠測や観測場所の大幅な移動がない、豊岡(兵庫県)、津山(岡山県)、飯塚(福岡県)、日田(大分県)、人吉(熊本県)の5地点とした。第1図に西日本の盆地における霧発生日数の経年変化を示す。1950~1970年代にかけては、飯塚を除く地域で年間100日を超える霧の発生が確認されていたが、その日数は減少傾向である。特に、豊岡と日田では、大幅な減少傾向である。

第2図に前述の5地点における霧の月別発生日数(1950~2017年の平均)を示す。豊岡の霧発生日数の年平均は107日であり、10~12月の3カ月間で40日と年間の1/3以上を占めている。一方、発生数が少ないのは6~7月の梅雨期であり、6日/月である(第2図a)。津山の霧発生日数の年平均は82日であるが、豊岡と同様に10~12月の3カ月間は38日と多く、およそ年間の50%近くを占めていた。このように、季節で発生頻度に大きな差が認められる(第2図b)。日田の霧発生日数の年平均は71日である。他の盆地と類似しており、10~12月の3カ月間に霧の発生日が集中していた。津山と同様におよそ年間の50%近くを占め、季節で明確な差がある(第2図c)。



第1図 西日本の盆地における霧発生日数の経年変化。(1950~2017年)



第2図. 霧の月別発生日数(1950~2017年の平均)

### 3. 研究概要

#### 3.1 対象地域

津山盆地は、標高 100~200m に位置しており、周囲を中国山地と吉備高原に囲まれている。また、その大きさは東西に 30km、南北に 10km であり、中国地方では最大級である。盆地内には吉井川、加茂川などいくつかの河川が存在している。そして、この河川が存在が、この地域で霧を発生させている一要因としても考えられている。

一方、日田盆地は大分県の内陸部に位置し、全国的にも夏季に高温となることで有名な地域である。日田市の標高は 80~100m であり、日田特別地域観測所の標高は 82.9m である。周囲は約 600~1500m の比較的高い山々に囲まれており、東西に約 5km、南北に約 4km の盆地である。しかしながら、その面積は小さく、津山盆地の 10%にも満たない。

#### 3.2 気象観測

盆地を対象とした広域気象観測網を、津山盆地は 2016 年 11 月から、日田盆地は 2017 年 7 月から展開している。観測は現在も継続中である。本研究での解析期間は、統計的な解析で霧の発生が多く記録された 11~12 月とした。津山盆地の対象範囲は標高の低い市街地を中心とした盆地ほぼ全域であり、範囲内に計 21 箇所の気象観測点を設けた。第 3 図(a)に配置図、(b)に盆地周辺の標高データをそれぞれ示す。

一方の日田盆地は、市街地を中心として東西 4km、南北約 4km の範囲であり、計 11 箇所の気象観測点を設けた。気象官署のある地域は市内で最も栄えており、多くの商店が密集している地域となっている(第 3 図(c))。観測項目は、気温(°C)、相対湿度(%), 大気圧(hPa)の 3 項目である。観測には、自然通風式シェルターに温湿度センサ(TR-3110 ; T&D 社)を組み込んで使用している。設置場所は街区公園の引込柱であり、設置高度は 2.5m である。

#### 3.3 2017 年 11 月 26~28 日かけての大規模霧

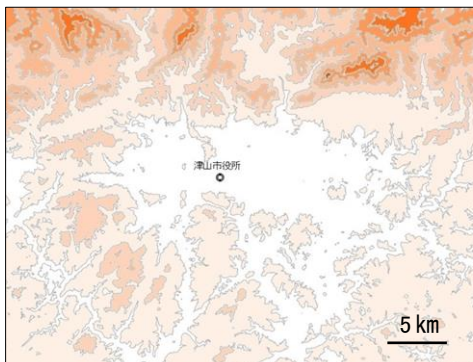
2017 年 11 月 26 日から 28 日にかけて日本列島は大陸からの移動性高気圧に広く覆われた(第 4 図)。そのため、夜間には放射冷却が活発となり、津山盆地、日田盆地ともに大規模な霧が発生した。



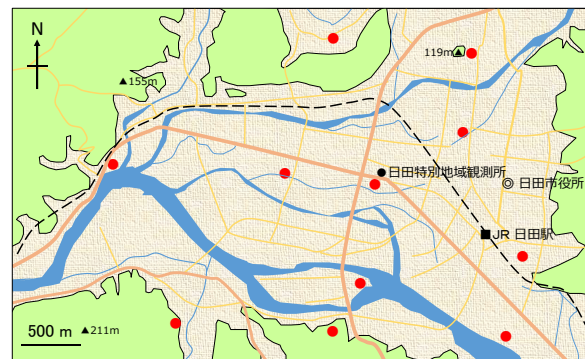
(a) 津山盆地



(b) 津山盆地周辺の標高

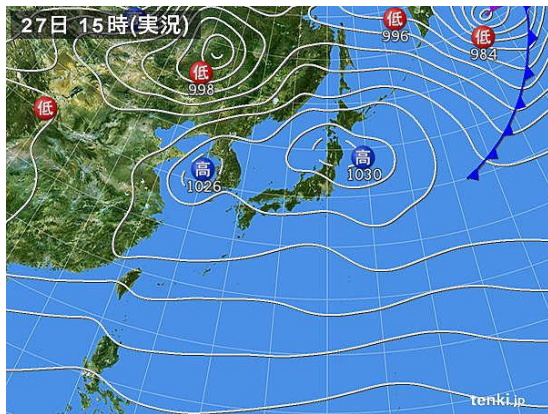


(c) 日田盆地



第3図 定点型の気象観測を実施した地域

(a) 津山盆地 (b) 津山盆地周辺の標高 (c) 日田盆地, ●は定点型観測地点を示す.



第4図 2017年11月27日15時の地上天気図  
(日本気象協会HPより引用)

#### 4. 湿数を用いた霧発生場所の推定

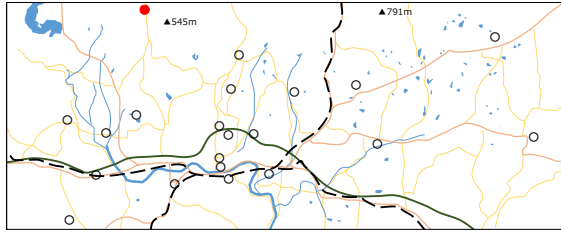
気象観測データを用いて霧の時空間的特徴を把握し、発生場所の推定を試みる。ここでは、湿数を用いることにする。湿数は、気温から露点温度を差し引いた値である。本研究では、気象官署(津山特別地域観測所)での霧発生時刻と相対湿度の値を

鑑みて、湿数の数値を決定した。その結果、本研究における霧発生時の湿数は  $1.0^{\circ}\text{C}$  以下であると定義した。なお、ここでの霧の発生は、霧本来の定義である視程が  $1\text{ km}$  未満になる場合とする。

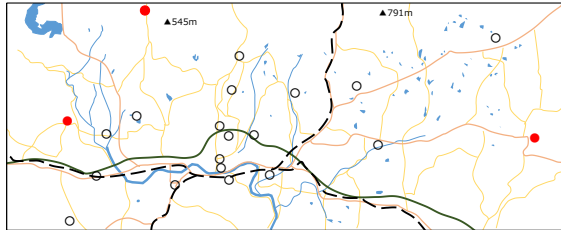
2017年11月27～28日にかけて発生した大規模霧の発生分布を第5図および第6図にそれぞれ示す。津山盆地における霧の発生は、17時頃にもっとも北側の谷筋から徐々に湿数が低下し始め(第5図a)、2時間程度で盆地全体に広がった(第5図c)。しかしながら、市街地中心部の湿数は約  $3^{\circ}\text{C}$  であった。その後も湿数は低下し続け、22時には盆地内すべての観測地点で湿数が  $1.0^{\circ}\text{C}$  以下となった。この結果は、上甲ほか(2002)で報告されている南側からの霧の流入とは異なる。

一方、日田盆地における霧の発生は、西方面からであり、霧は2～3時間で盆地全体に広がったと推定される。しかしながら、津山盆地と同様に市街地中心部での発生は遅いようである。

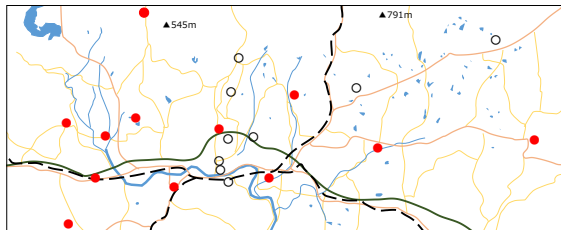
(a) 2017年11月27日 17時00分



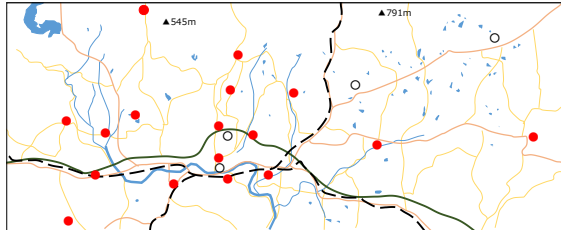
(b) 2017年11月27日 18時00分



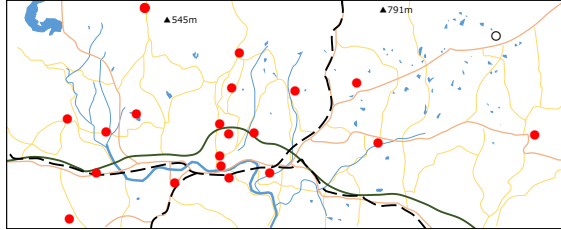
(c) 2017年11月27日 19時00分



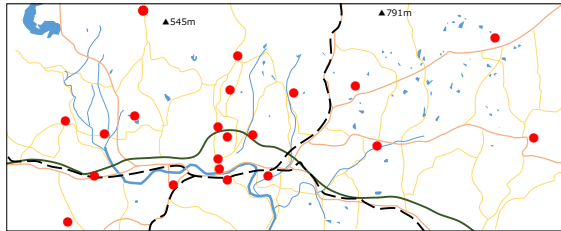
(d) 2017年11月27日 20時00分



(e) 2017年11月27日 21時00分



(f) 2017年11月27日 22時00分



第5図. 湿数から推定した津山盆地における大規模霧の発生分布(2017年11月27~28日).

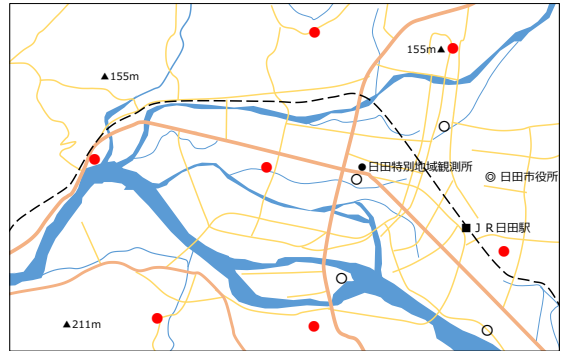
(a) 2017年11月27日 18時00分



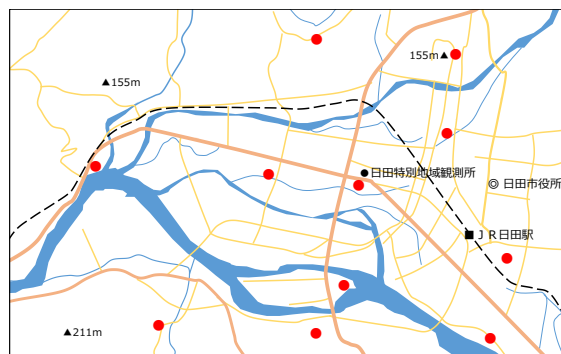
(b) 2017年11月27日 19時00分



(c) 2017年11月27日 20時00分



(d) 2017年11月27日 21時00分



第6図. 湿数から推定した日田盆地における大規模霧の発生分布(2017年11月27~28日).