

# 例会講演要旨集

第 143 号

## 目 次

---

詳細目次・・表紙裏

## 例 会

1. 暖候期における局地的大雨監視時の RaDAMoS 指数と気象衛星観測を用いた新たな閾値の検討・・・1
2. 高知大学 MP レーダーによる雨量評価の検証・・・・・・・・・・・・・・・・・・6
3. 夏季晴天日における大阪の地表面温度特性・・・・・・・・・・・・・・・・・・10
4. 岡山大学津島キャンパス気象ネットワーク観測 2017・・・・・・・・・・・・14
5. 一雨降水量と降水連続日数の 2 次元分布から見た日本の降水長期変化・・・・・・・・18
6. 大阪府柏原市における雨滴粒径分布の時間変動特性・・・・・・・・・・・・22
7. 波崎栈橋における MOST-EKMAN ハイブリッド型一次元鉛直風速プロファイリングについて・・・26
8. 波崎栈橋における陸風時の WRF 計算風速鉛直プロファイルの精度検証・・・・・・・・30
9. WRF 入力値に用いられる複数データセットの精度比較と検討・・・・・・・・・・34

## 特別講演

- 「冬季雷の気象的・電気的特性について」・・・・・・・・・・・・・・・・・・38  
道本 光一郎氏（音羽電機工業（株）、元 防衛大学校教授）

## ジュニアセッション

1. 六甲山地からの冷気流による気温低下効果と季節変化の解析・・・・・・・・・・42

---

2017 年 12 月 23 日（土）

大阪合同庁舎第 4 号館 16 階大会議室

（大阪市中央区大手前 4-1-76）

日本気象学会関西支部

## 詳細目次

### 例 会

1. 暖候期における局地的大雨監視時の RaDAMoS 指数と気象衛星観測を用いた新たな閾値の検討 . . . . . 1  
\*村松 勇治・湯浅 宏章・秋山 幸三 (大阪管区気象台)
2. 高知大学MPレーダーによる雨量評価の検証 . . . . . 6  
\*西井 章・佐々 浩司 (高知大学理学部)
3. 夏季晴天日における大阪の地表面温度特性 . . . . . 10  
\*山本 雄平 (京都大学大学院理学研究科)・石川 裕彦 (京都大学防災研究所)
4. 岡山大学津島キャンパス気象ネットワーク観測2017 . . . . . 14  
\*足立 菜摘・高橋 明歩・渡邊 果歩 (岡山大学理学部)  
はしもと じょーじ・野沢 徹 (岡山大学大学院自然科学研究科)
5. 一雨降水量と降水連続日数の2次元分布から見た日本の降水長期変化 . . . . . 18  
\*草薙 浩 (京都ウェザー研究会)
6. 大阪府柏原市における雨滴粒径分布の時間変動特性 . . . . . 22  
\*山本 一葉 (大阪教育大学大学院教育学研究科)・吉本 直弘 (大阪教育大学教育学部)
7. 波崎棧橋における MOST-EKMAN ハイブリッド型一次元鉛直風速プロファイリングについて . . . . . 26  
\*杉山 康弘・香西 克俊・大澤 輝夫 (神戸大学大学院海事学研究科)・嶋田 進 (産業技術総合研究所)  
竹山 優子 (東京海洋大学学術研究院)
8. 波崎棧橋における陸風時の WRF 計算風速鉛直プロファイルの精度検証 . . . . . 30  
\*中里 廉・大澤 輝夫 (神戸大学大学院海事学研究科)・嶋田 進 (産業技術総合研究所)  
竹山 優子 (東京海洋大学学術研究院)・中村 聡志 (海上・港湾・航空技術研究所)
9. WRF 入力値に用いられる複数データセットの精度比較と検討 . . . . . 34  
\*内山 将吾・大澤 輝夫 (神戸大学大学院海事学研究科)  
Gerald Steinfeld・Detlev Geinemann (ForWind, University of Oldenburg)

(※は講演者)

### 特別講演

- 「冬季雷の気象的・電気的特性について」 . . . . . 38  
道本 光一郎氏 (音羽電機工業 (株)、元 防衛大学校教授)

### ジュニアセッション

1. 六甲山地からの冷気流による気温低下効果と季節変化の解析 . . . . . 42  
\*田村 望海・瀧本 家康 (神戸大学附属中等教育学校)

(※は講演者)

# 暖候期における局地的大雨監視時の RaDAMoS 指数と気象衛星観測を用いた新たな閾値の検討

村松 勇治\*、湯浅 宏章、秋山 幸三（大阪管区气象台）

## 1. はじめに

気象庁では、レーダー三次元情報を有効活用するため RaDAMoS（レーダーデータ解析監視システム）を開発し、RaDAMoS が備える指数（以下、指数と呼ぶ）を現業作業などで利用している（熊谷, 2006）。しかし現状では、指数から得られる情報を十分に活用できているとは言えない。また気象衛星「ひまわり 8 号」の観測開始に伴い、観測データが多方面で利用されている。

そこで本研究では、昨年行った調査（秋山, 村松, 2016）に引き続き、暖候期の局地的大雨を監視するため指数の値に閾値を設定し、事前に局地的大雨領域を把握することで、実況監視における有効性の検討を行った。また気象衛星「ひまわり 8 号」の観測値にも閾値を設定し、局地的大雨領域の把握に利用できないか、検討を行った。

## 2. 調査期間・調査方法

### 2.1 調査期間

2017 年の大阪府内での局地的大雨事例について、梅雨明け頃の 7 月上旬から 9 月下旬にかけての期間中で、前線や低気圧による大雨を除き、表面雨量指数を用いた警報・注意報の発表基準に変わる前の雨量基準で、警報級（速報版解析雨量で 1 時間に概ね 50 ミリ）となった事例を抽出した。今回対象となった

第 1 表 2017 年の調査対象事例

対象事例	速報版解析雨量で概ね 50 ミリを超過	指数と閾値 (秋山, 村松, 2016)			
		vil $\geq$ 15	top $\geq$ 10	zmax $\geq$ 50	wild $\geq$ 1.5
7月9日①	15:40 東大阪市	15:00	15:00	15:00	15:00
7月9日②	15:00 河内長野市	14:10	14:10	14:10	14:10
7月10日	12:50 富田林市	12:30	12:30	12:30	12:30
7月27日①	16:10 大阪市鶴見区大東市門真市	15:50	-	15:20	15:50
7月27日②	17:20 千早赤阪村	16:30	16:20	16:20	16:30
8月1日	03:40 門真市	02:30	02:50	02:30	02:30
8月18日①	08:00 能勢町	05:20	05:00	05:20	05:20
8月18日②	06:40 高槻市	06:00	05:30	06:00	06:00
8月18日③	06:50 枚方市	06:20	05:40	06:00	06:20
8月23日	16:50 枚方市寝屋川市	15:40	15:40	15:40	15:40

のは 10 事例である（第 1 表）。

### 2.2 調査方法

抽出した事例について、第 2 表に示す指数の値と速報版解析雨量の関連を時系列で調べた。

次に、現業作業で利用している気象レーダーデータ共有装置の実況監視ツール（以下、実況監視ツールと呼ぶ）では、監視したい要素の値に対して独自に閾値を設定することができ、昨年の調査で得られた指数の値の閾値（第 1 表に記載）を設定することで、実況監視での有効性を確認した。

昨年の事例では、上記の閾値にすべて達した領域が現れてから、警報級の大雨を観測するまでのリードタイムが 10 分しか確保できない事例もあった。そこで、より早く大雨領域を把握できるよう、指数の値の変化に共通した特徴について、調査を行った。

また、実況監視ツールで衛星画像の輝度温度と可視反射率を用いた監視ができないか調査を行った。

#### 2.2.1 速報版解析雨量

解析雨量は、レーダー観測で得られる降水強度と雨量計で観測された降水量によって補正して求められる、面的な降水量データである。正 30 分毎の解析雨量とほぼ同等の精度を確保しつつ、正 10 分毎に求められるのが速報版解析雨量である。

気象庁では、「記録的短時間大雨情報」の迅速な発表や警報・注意報の発表判断のために、速報版解析雨量を利用している。

第 2 表 調査で使用した指数

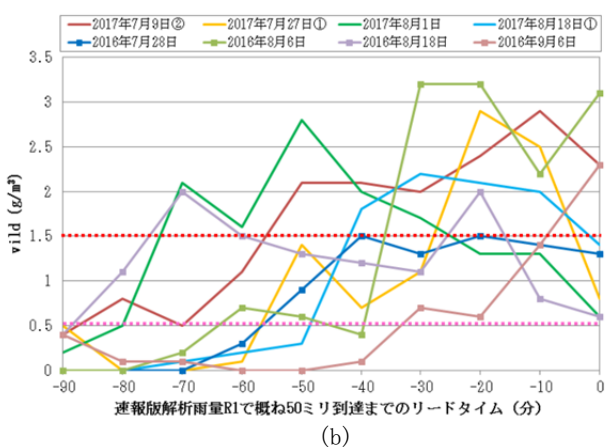
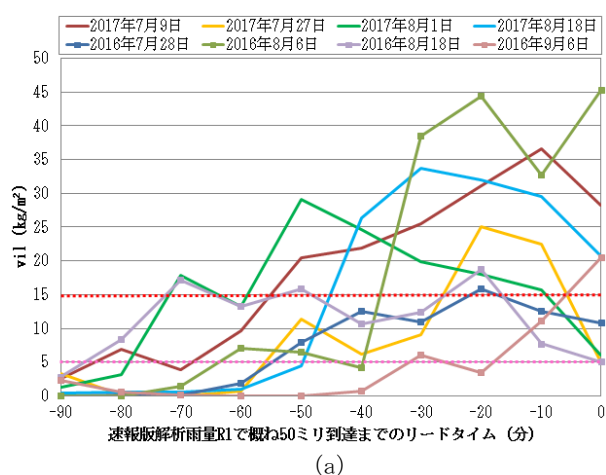
指数名	定義	説明	単位
vil	鉛直積算雨量	反射強度から推定される雨水量を鉛直方向に積分した量	kg/m <sup>2</sup>
top	頂高度	反射強度の鉛直分布から雲頂を推定したもの	km
zmax	最大反射強度	反射強度の鉛直分布中、最大のもの	dBZ
wild	鉛直積算雨量の密度	鉛直積算雨量を頂高度で除したもの	g/m <sup>3</sup>

### 3. 調査結果

#### 3.1 指数の値に設定した閾値と速報版解析雨量の確認結果

今回の調査対象事例については、1事例を除いて、昨年の調査で得られた閾値の条件を満たした場合、警報級の大雨領域を事前に実況監視ツールで把握することができ、有効性を確認することができた。

昨年的手法で捕らえられなかった1事例は、topが閾値に達していなかった。そこでtopを除いた3指数の条件を実況監視ツールの独自要素に設定し調査した。その結果、閾値を超過した領域が4指数の条件と比べて若干広がるものの、すべての事例において警報級の大雨領域を事前に把握することができた。昨年調査した事例でも同様に確認を行い、3指数の条件でも問題が無い事が分かった。今回の調査から、topを除いた3指数の閾値を用いることで、見逃しをより少なくできることが分かった。



第1図 vilとvildの時間変化

(a) vil (桃色点線:  $5\text{kg/m}^2$ , 赤点線:  $15\text{kg/m}^2$ )

(b) vild (桃色点線:  $0.5\text{g/m}^3$ , 赤点線:  $1.5\text{g/m}^3$ )

また、各事例に共通する指数の時間変化の特徴について、昨年の調査で得られた閾値に達する前の値に着目した。第1図にvilとvildの時間変化を示す。第1図より、vilが $5\text{kg/m}^2$ 、vildが $0.5\text{g/m}^3$ を超えた場合に、その後指数の値が上昇する傾向が見られ、この傾向は昨年の対象事例においても見られた。基準としては昨年の調査より低くなったが、vildがvilをtopで除した値であることを考えると、この時点においてtopは10kmを超えるような高い値になっていることが考えられる。従ってこの基準を新たに設けることで、警報級の大雨を観測するまでのリードタイムが長めに確保され、大雨となる領域の事前把握に有効であることが確認できた。ただし、発達した後もしばらく閾値を超えたままとなる場合があり、指数の監視には注意が必要である。

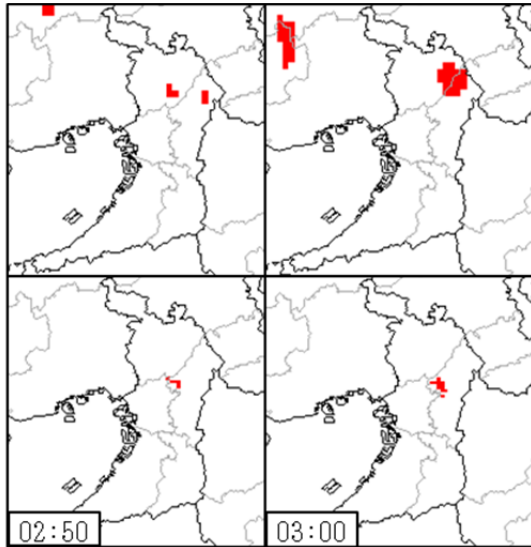
#### 3.2 衛星画像の利用の検討

昨年は指数のみを用いて独自に閾値を設定したが、本年の調査では気象衛星「ひまわり8号」による輝度温度と可視反射率の観測値の利用も検討した。

##### 3.2.1 輝度温度

選択したバンドはB13の「赤外1」である。選定理由としては、昼夜を問わず観測値が入手でき、雲頂高度の温度の把握が容易に行えるからである。条件として輝度温度の閾値を設定する必要があるため、目安となる指標として、潮岬の高層観測データを利用した。対流が生じて雲頂が500hPa付近まで発達すると、そのときの温度の7月・8月の平年値は概ね $-5^\circ\text{C}$ であり、取り上げた事例における同高度での気温も概ねその付近にある。したがって、輝度温度がこの気温以下になっていることを条件の一つとした。さらに、前5分から輝度温度が $10^\circ\text{C}$ 低下することも条件として加えた。これは400hPaの気温の平年値に相当する温度(概ね $-15^\circ\text{C}$ )まで低下、即ち対流活動による雲頂高度の上昇を考慮した条件である。以上の条件を実況監視ツールに設定し検証した。

一例として、第2図に2017年8月1日02時50分から03時00分までの「赤外1」に前述の条件を設定したものと、topを除いた3指数の条件の画像を示す。



第2図 2017年8月1日の実況監視ツール画像  
 上段：「赤外1」に条件設定  
 下段：3指数に条件設定

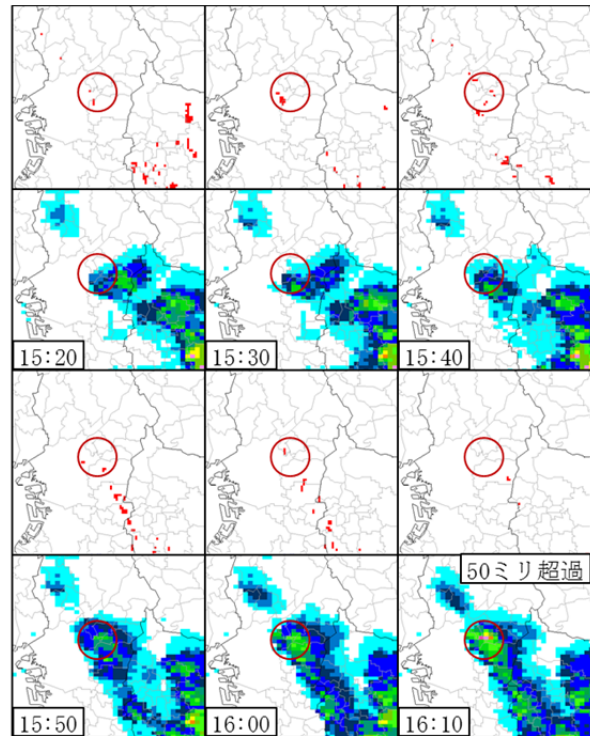
輝度温度が上記の条件を満たした格子については、指数のみを用いた条件と比較的よく似た分布を示すこともあるが、時間の経過に伴って、輝度温度の低い領域が上空の風に流され、下層で対流が生じていない場所へ移動してしまうこと、また輝度温度が低くなくても大雨となっている領域も見られ、格子間隔もレーダー観測に比べて大きいことから、局地的大雨の監視要素として利用しづらいことが分かった。

### 3.2.2 可視反射率

齊藤ほか(2013)によると、衛星可視画像の可視反射率を用いることで、積乱雲とレーダーエコーを有しない積雲の判別が可能との調査結果が得られており、日中に限られるが輝度温度の条件で捕捉できない雨雲が、バンドB03「可視」の可視反射率を用いることで実況監視ツール上でも捕捉できた。齊藤ほか(2013)の調査結果を参考に可視反射率の値に設定した閾値は、可視反射率が0.8以上で、かつ前5分間で値が0.1以上上昇していることを条件とした。

第3図に、2017年7月27日15時20分から16時10分までの「可視」に先述した条件を設定したものと、速報版解析雨量の画像を示す。

警報級の大雨を観測する前に、東大阪市付近に条件を満たした赤色の領域が継続して表示されていることが確認できる。ただ領域が



第3図 2017年7月27日の実況監視ツール画像  
 上段：「可視」に条件設定  
 下段：速報版解析雨量

広く、3指数の条件のように範囲を狭めることができているため、今後条件を調整して調査していく。

### 3.3 実況監視ツールでの独自要素の設定

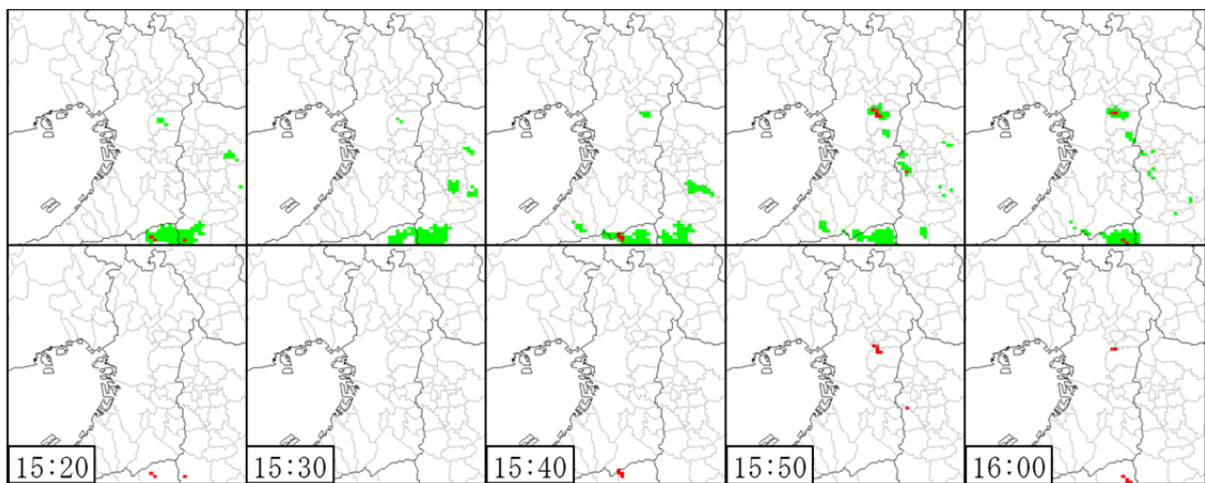
今回の調査結果で局地的大雨の領域把握に有効であると分かった次の閾値 ( $vil \geq 5\text{kg/m}^2$ 、 $vild \geq 0.5\text{g/m}^3$  (共に黄緑色に表示)、及び  $vil \geq 15\text{kg/m}^2$ 、 $vild \geq 1.5\text{g/m}^3$  (共に赤色に表示)) を実況監視ツールに設定し、3指数の条件との比較を行った。

第4図は2017年7月27日①の実況監視ツールの画像である。 $vil$ 、 $vild$ の条件では、15時20分に東大阪市付近で初めの閾値に達した黄緑色の領域が現れ始め、15時50分には赤色の領域が現れ、16時00分も継続している。一方、3指数の条件では、15時50分に最初の領域が現れる。東大阪市では16時20分に速報版解析雨量で51ミリを観測しており、その北側の大阪市鶴見区や大東市では、16時10分にそれぞれ65ミリ、55ミリを観測している。この場合3指数の条件よりも $vil$ 、 $vild$ の条件を用いることで、15時40分までの黄緑色の領域の継続と、15時50分の赤色の領域から、大雨となる領域がある程度把握

できることが分かる。

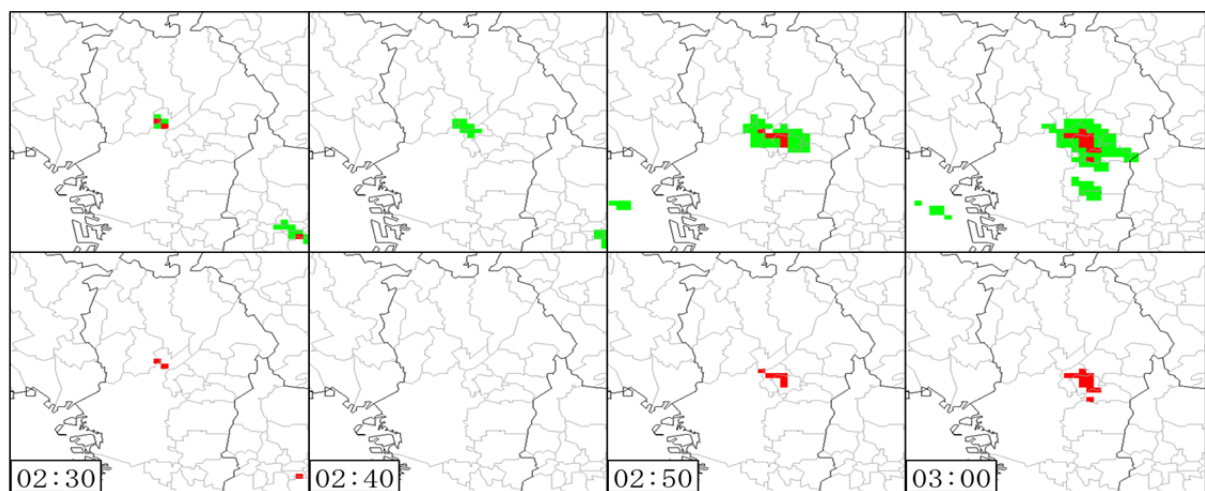
2017年8月1日の事例を第5図に示す。この事例の場合、02時30分に赤色と黄緑色の領域が同時に現れるが、02時40分には赤色の領域が見られなくなる。黄緑色の領域は継続して見られ、02時50分には再び赤色の領域が現れている。その後門真市では、03時40分に速報版解析雨量で49ミリを観測している。従って、一時的に赤色の閾値を下回っても、黄緑色の閾値に達した状態が継続していれば、その領域で大雨となる可能性があることを示しているものと考えられる。

一方、2017年8月18日の事例①～③（図略）では、隣県で発生した雨雲が発達と衰弱を繰り返しながら大阪府に流れ込み大雨となったが、既に発達した後の雨雲に対しては、黄緑色の領域が広く出てしまい大雨になる領域の事前把握には利用しづらい。この事例のような移動してくる雨雲に対しては、vil差分（対象時刻と前10分のvilの差分）を用いたり指向流を使うなど、総合的に監視することで雨雲の移動方向を把握し、大雨となる領域をある程度絞り込むことができる。



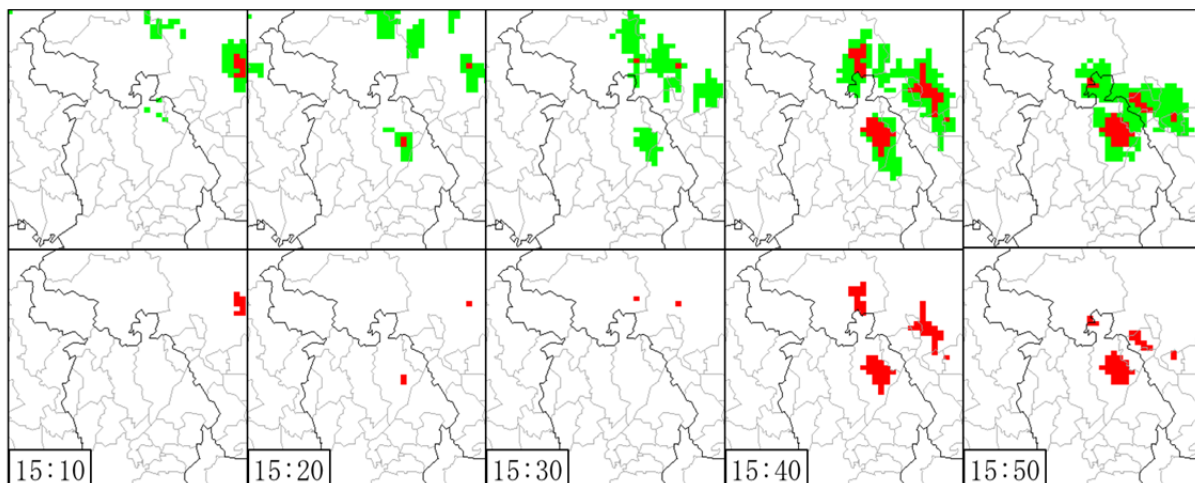
第4図 2017年7月27日15時20分から10分毎の実況監視ツール画像

上段：vil、vildに条件設定（ $\text{vil} \geq 5\text{kg/m}^2$ 、 $\text{vild} \geq 0.5\text{g/m}^3$ （黄緑色）、 $\text{vil} \geq 15\text{kg/m}^2$ 、 $\text{vild} \geq 1.5\text{g/m}^3$ （赤色））  
 下段：3指数に条件設定（ $\text{vil} \geq 15\text{kg/m}^2$ 、 $\text{vild} \geq 1.5\text{g/m}^3$ 、 $\text{zmax} \geq 50\text{dBZ}$ ）



第5図 2017年8月1日02時30分から10分毎の実況監視ツール画像

上段：vil、vildに条件設定（ $\text{vil} \geq 5\text{kg/m}^2$ 、 $\text{vild} \geq 0.5\text{g/m}^3$ （黄緑色）、 $\text{vil} \geq 15\text{kg/m}^2$ 、 $\text{vild} \geq 1.5\text{g/m}^3$ （赤色））  
 下段：3指数に条件設定（ $\text{vil} \geq 15\text{kg/m}^2$ 、 $\text{vild} \geq 1.5\text{g/m}^3$ 、 $\text{zmax} \geq 50\text{dBZ}$ ）



第6図 2016年8月14日15時10分から10分毎の実況監視ツール画像

上段:vil、vildに条件設定 ( $vil \geq 5\text{kg/m}^2$ 、 $vild \geq 0.5\text{g/m}^3$  (黄緑色)、 $vil \geq 15\text{kg/m}^2$ 、 $vild \geq 1.5\text{g/m}^3$  (赤色))  
 下段:3指数に条件設定 ( $vil \geq 15\text{kg/m}^2$ 、 $vild \geq 1.5\text{g/m}^3$ 、 $zmax \geq 50\text{dBZ}$ )

昨年調査した事例についても今回の閾値を使って確認を行った。第6図は2016年8月14日の事例である。先に述べた本年8月1日の事例と同じく、15時20分に高槻市付近に黄緑色と赤色の領域が同時に現れた後、15時30分には赤色の領域が消え、再び15時40分に出現している。黄緑色の領域は継続して現れたままであり、同市では16時30分に速報版解析雨量で47ミリを観測した。今回の閾値を使用することで、警報級(高槻市の旧基準:1時間に50ミリ)の大雨の事前把握に有効であることが確認できた。

#### 4. まとめ

本調査により、以下のことが分かった。

(1) 昨年の調査で得られた指数の値の閾値では本年の対象事例で捉えられないものがあったが、指数の条件からtopを除くことで、警報級の大雨領域を実況監視ツールで事前に把握することができた。

(2) 各事例において、指数の共通した変化傾向を調べ、新たにvil、vildに閾値を設定して昨年の閾値と組み合わせることで、リードタイムを伸ばせることが確認できた。

(3) 新たな試みとして気象衛星観測による輝度温度と可視反射率の利用を検討した。輝度温度が急速に低下するような状況では、3指数の条件とよく似た分布を示すこともあるが、背の低い雨雲には有効でない等、局地的大雨の監視には利用しづらいことが分かった。また可視反射率の値に閾値を設定することで、

輝度温度では捕捉できなかった雨雲を捕捉することができた。

#### 参考文献

- 熊谷幸浩 (2006) : RaDAMoS (レーダーデータ解析監視システム) の開発. レーダー観測技術資料, 54, II-1-II-9.  
 秋山幸三, 村松勇治 (2016) : 気象レーダーを用いた実況監視手法の検討. 平成28年度大阪管区気象研究会誌 (大阪府).  
 齊藤ほか (2013) : 衛星 (MTSAT-1R) ラピッドスキャンデータでみた孤立積乱雲の一生. 天気, 60, 247 - 260.  
 木俣昌久 (2005) : VILによる強雨の短時間予測の可能性. レーダー観測技術資料, 53, III-1-1-1-III-1-1-5.

# 高知大学 MP レーダーによる雨量評価の検証

西井章\* 佐々浩司 (高知大学理学部)

## 1. はじめに

高知は、気象官署の年間降水量が全国 1 位 (2010 年:2500mm)であり、毎年のように災害をもたらす大雨や突風等が観測されている。そのため、高い空間分解能と時間分解能を持つ降雨、風情報の提供が防災上の観点から重要である。

本学では、昨年度より総務省電波有効利用型研究 SCOPE の一環として、本学所有の X バンド MP レーダーを用いたレーダーネットワーク構築を進めている。現在は図 1 のように、朝倉、物部、安芸に 3 基のレーダーにより常時観測を行っている。今回はレーダーネットワークによる準リアルタイム雨量評価を行う前段階として、それぞれのレーダーの雨量評価の精度について地上の雨量計と比較し検証を行った。

## 2. 使用データと解析方法

### 2.1. 期間

解析期間として 2016 年 11 月から 2017 年 10 月 (朝倉レーダーのみ 2017 年 7 月まで) のうち、レーダー観測範囲内の雨量計が 20mm/h 以上の降水を観測した降水イベントを比較対象とした。

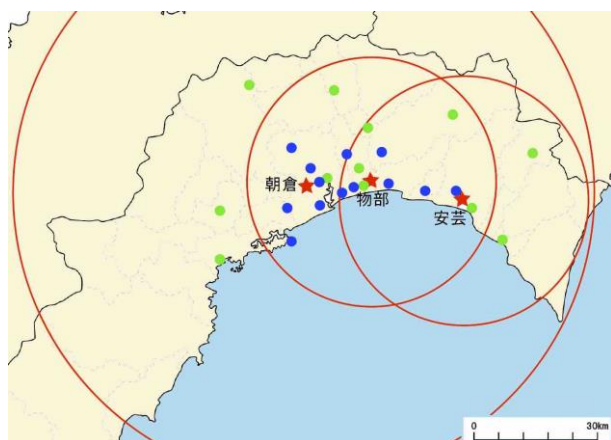


図 1 各レーダー (赤星印) 位置と観測範囲、アメダス (緑) および POTEKA (青) の地点

### 2.2. レーダーの使用仰角

現在、朝倉レーダーは半径 80km の範囲を 2.2° から 32° の 10 仰角について 2 分 30 秒毎、物部、安芸レーダーはそれぞれ半径 30km を 3° から 16° の 5 仰角について 1 分毎に観測している。今回は 1 分間隔でレーダーネットワークによる 1km 合成 CAPPI 画像を配信することを見据え、雨量計の上空 1km 付近を通過するようなビーム仰角を雨量計との比較対象に採用した。ただし、雨量計の上空に該当するようなビームがない場合は、通過高度が最も高度 1km に近くなるような仰角データを採用した。なお、朝倉レーダーは 1 分間に観測できる仰角数が限られているため、今回は CAPPI 画像に使用予定である 3,4,5° の 3 仰角から解析対象を選択した。また、安芸レーダーは低仰角のビームがレーダー近傍の山地によって遮断され、陸側の観測がほぼ不可能であったため、POTEKA 雨量計の 1 地点 (POTEKA 三和小学校) を除いて 8° 以上の仰角を採用した。

### 2.3. 比較対象の雨量計

3 基のレーダーとの比較に用いた雨量計は、図 1 に示したレーダーネットワーク内に分布する気象庁アメダス 12 地点および高知平野を中心に展開されている POTEKA 雨量計 13 地点の計 25 カ所である。しかし、それぞれのレーダーの探査範囲外にあるものや地形による電波の遮蔽などのために精度検証を行うことのできない地点については、比較対象から外した。

### 2.4. 精度の検証方法

レーダーの雨量評価の精度は、レーダーから算出した 1 時間雨量  $R_r$  [mm] と、雨量計が観測した 1 時間雨量  $R_g$  [mm] とを比較をすることに



より検証した。

レーダー雨量については、レーダーから得られた水平反射強度  $Z_h$  を Maesaka et al. (2014) の手法で減衰補正をしたものと、偏波間位相差変化率  $Kdp$  を用いてメーカー指定の関係式(Maki et al. 2005)から求めた降水強度を積算することにより 1 時間雨量を求めた。なお、この関係式では  $Z_h \geq 30dBZ$  かつ  $Kdp \geq 0.3$  の場合は R-Kdp 関係を、それ以外の場合は R-Z 関係を用いて降雨量を算出している。また、雨量計における  $R_r$  は雨量計の付近(朝倉レーダーは半径 150m、物部、安芸レーダーは半径 50m)に存在するレーダーの値をサンプリングし、それらを距離に関して重み付け平均を用いて内挿をすることで取得した。

### 3. 結果と考察

各レーダーから算出した  $R_r$  と  $R_g$  の比較の結果について述べる。まず、朝倉レーダーに関し

て、レーダーからの距離ごとに比較した結果を図 2 (a)~(d)に示す。図中の  $y=ax$  は回帰直線の式、 $r$  は相関係数である。30km 以遠は観測点の数が少なくなるため、まとめて表示した。朝倉レーダーについては、レーダーからの距離が離れるにつれて雨量を過小評価し、ばらつきも大きくなることがわかった。特に、30km 以上離れると雨量評価の精度が悪くなっている。これは、レーダー近傍の降雨減衰による影響が大きかったためと考えている(高堀ら、2009)。一方、レーダーから 10km 以内における雨量評価の相関は 10~20km 以内の値に比べてやや悪くなっているが、これは 10km 以内に分布している 6 つの雨量計の内、例えば図 3 に示すように総合あんしんセンターに設置した POTEKA 近傍においてレーダーが極端に降水を高く見積もっていた事例があったためであり、図示しないが、高知アメダスにおいても評価がかなりずれていた。これらの点を除くと相関は 0.90

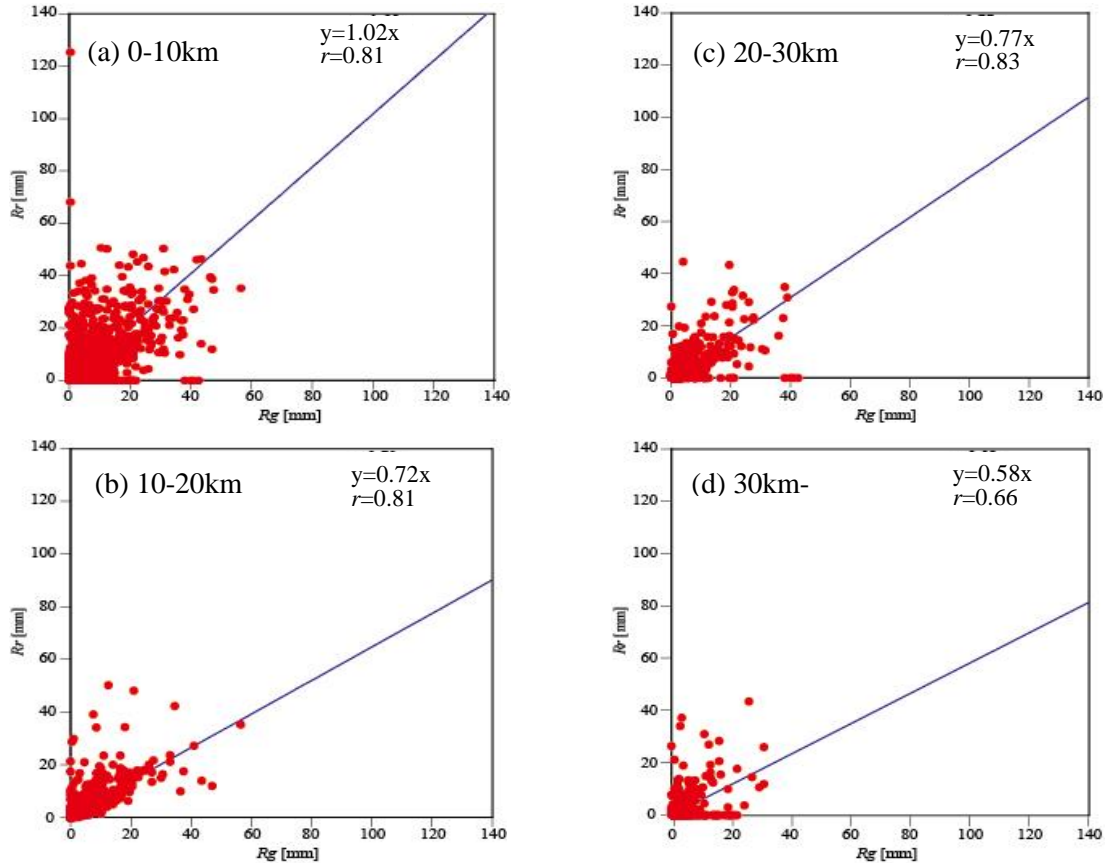


図 2 朝倉レーダーにおける地上雨量  $R_g$  とレーダー降水量  $R_r$  の比較

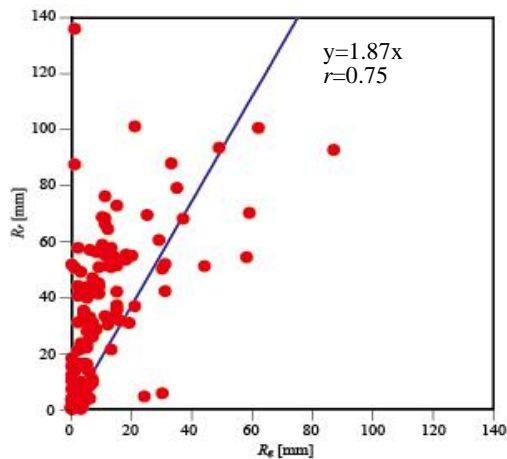


図3 POTEKA 総合あんしんセンター(朝倉レーダーから3.9km)における  $R_r$  と  $R_g$  の比較

まで向上した。朝倉レーダーは半径10km以内がショートパルスレンジとなっており、観測精度が悪くなることが予想されたが、今回の検証ではその傾向が見られなかった。したがって、地形や建造物などのクラッターが雨量評価の精度を悪くしていると考えられる。これらのことより、朝倉レーダーについては半径30kmまではほぼ適切に降雨観測が可能であることがわかった。なお、今回の観測事例において雨量評価の大半は  $R$ - $K_{dp}$  関係に従っている。ここで用いられた係数はつくばにおける観測データに基づく(Maki et al. 2005)ため、今後高知に適した係数を決定することにより、より雨量評価の精度向上が期待できる。

次に、物部レーダーの  $R_r$  と  $R_g$  の比較結果(図4(a)~(c))においては、20kmより遠くなると雨量評価が顕著に悪化した。これは、レーダーが極端に過小評価をしている場合は降雨減衰が考えられる一方で、過大評価については疑似エコーの影響を受けている可能性が考えられる。また、全体的にレーダーが雨量を過小評価する傾向がある上、レーダーから10km以内の地点においても相関が低く精度が悪い。物部レーダーはショートパルスによる観測は1.5km以内であるため、これによる精度の悪化は考えられない。この点に関しては精度が低くなる原因を

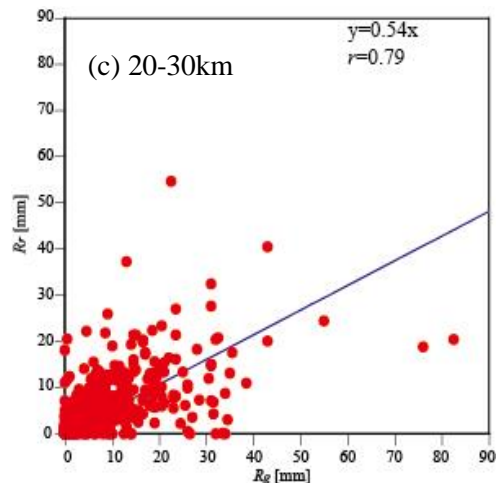
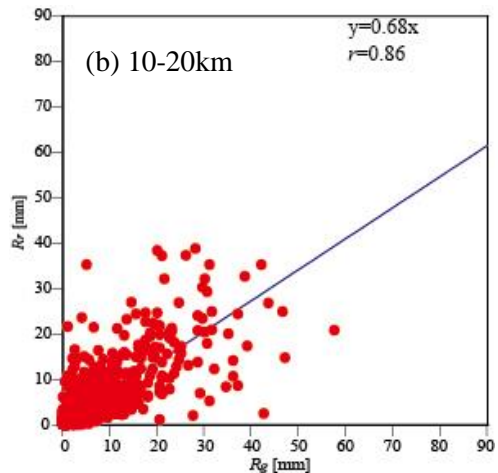
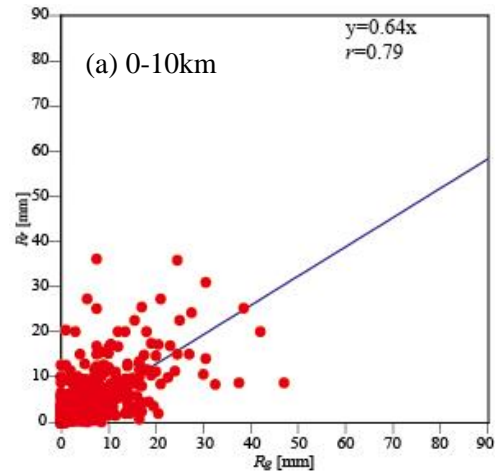


図4 物部レーダーにおける  $R_r$  と  $R_g$  の比較

明らかにするとともに、より適切な雨量評価の手法を検討することで改善を図る必要があると考えている。

最後に、安芸レーダーの比較結果を図5(a)~(c)に示す。安芸レーダーにおいてもレーダーからの距離が遠くなるにしたがって精度が

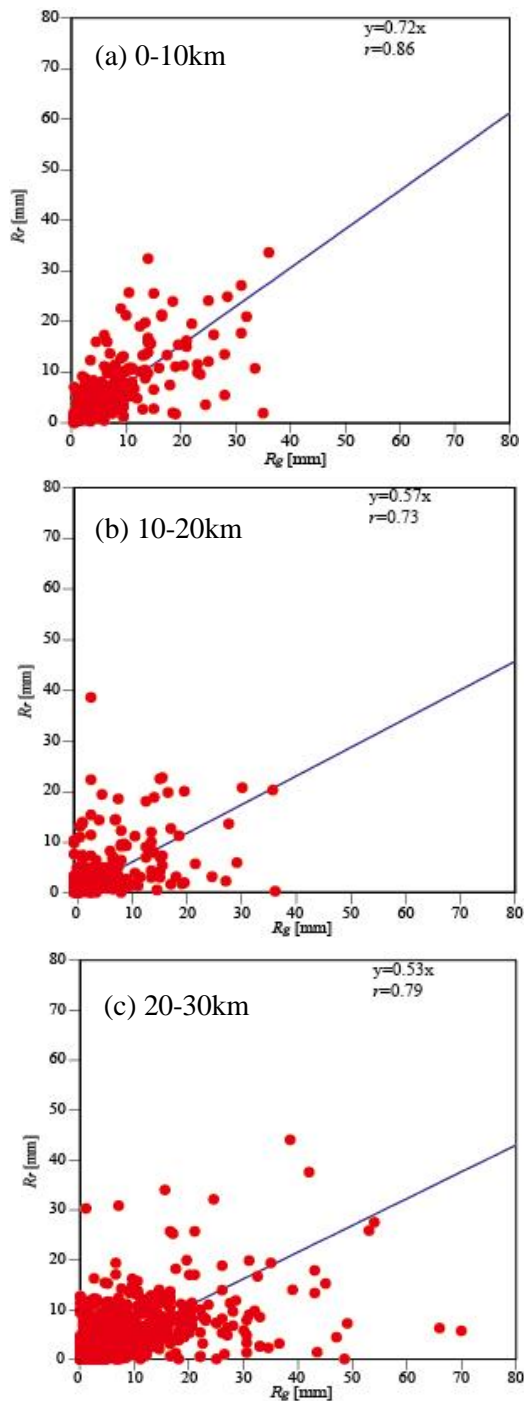


図5 安芸レーダーにおける  $R_r$  と  $R_g$  の比較

低くなる傾向が見られた。これは、電波の消散によるものや、安芸レーダーは地形の影響で遠方の地点でも仰角  $8^\circ$  のデータを比較対象に用いており、高い高度（レーダーからの距離 20km で高度約 3km）の値と比較を行ったことによるものであると考えられる。

#### 4. まとめと今後の課題

今回の検証から、各レーダーにおける現在の雨量評価の精度が明らかになった。朝倉レーダーに関しては、当初予想されていたショートパルス域における精度の悪化は見られず、30km より遠くなると著しく精度が落ちることがわかった。また、クラッターの除去が今後の課題となった。

物部、安芸レーダーについては降雨観測精度やや過小評価の傾向が見られた。これらのレーダーについても、近傍のクラッターの除去とともに遠距離における疑似エコーの確認をする必要があることがわかった。

これらの課題を改善していくとともに、レーダーネットワークでの合成 CAPPI データについても雨量評価の精度を検証し、相互補完によって雨量評価がどの程度改善されているかを明らかにしていきたい。

#### 謝辞

本研究は総務省 SCOPE(165009001)の委託研究の一環として進められました。ここに謝意を表します。

#### 参考文献

- (1) M. Maki, S. -G. Park and V.N. Bringi, Effect of Natural Variations in Rain Drop Size Distributions on Rain Rate Estimators of 3 cm Wavelength Polarimetric Radar, J. Meteor. Soc. Japan, 83, 2005, 871-893.
- (2) T. Maesaka, M. Maki and K. Iwanami, Operational rainfall estimation by X-BAND MP radar network in MLIT, Japan, Proc. of 35th Conference on Radar Meteorology, 2011, Pittsburgh, US, 142.
- (3) 高堀章, 前坂剛, 三隅良平, Xバンドマルチパラメータレーダによる降雨量推定—複数仰角 PPI データを用いた改善効果について—, 防災科学技術研究所研究報告第 73 号, 2009, 41- 47.

# 夏季晴天日における大阪の地表面温度特性

\*山本 雄平（京大院理）・石川 裕彦（京都大学防災研究所）

## 1. はじめに

都市の高温化（ヒートアイランド現象）は、熱中症発症者数の増加やエネルギー消費の悪循環化、大気汚染物質の滞留などの様々な社会問題をもたらす。ヒートアイランド現象に関する研究は、気温によるアプローチと地表面温度によるアプローチに大別される。気温は地上観測網が充実していることから、様々な都市でその時空間変化特性が調べられている（奥・榎元, 2014; 重田・大橋, 2009; 鈴木ほか, 2001）。一方、地表面温度は公的機関等で地上観測が行われておらず、一般的に空間分解能の高い極軌道衛星データからの推定値が用いられる（Memon et al., 2009）。ただし、極軌道衛星は観測頻度が最も高いもので 1 日に 2 回であり、時間分解能に乏しい。そのため、地表面温度の空間変化特性に関する知見は豊富な一方で、時間変化特性に関する知見は乏しいのが現状である。

一方、人が実際に感じる暑さ（体感温度）は気温だけでなく地面や建物群からの輻射熱にも大きく影響を受ける。また、地表面付近の気温をコントロールする主な熱源は地表面であるため、ヒートアイランド現象のメカニズム解明には地表面温度の変化特性の理解が必須となる。

そこで本研究では、日周期変化を捉えることが可能な静止軌道衛星由来の地表面温度データを使用し、大阪の都市域における地表面温度の時空間変化特性を調べた。

## 2. 使用データと解析手法

地表面温度は、Yamamoto et al. (2018)の手法を用いて静止軌道衛星ひまわり 8 号の熱赤外観測値（Band 13, 14, 15）から推定した。ひまわり 8 号の赤外センサの空間解像度は約 2 km、時間解像度は 10 分（日本域は 2.5 分）であり、地表面温度も同様の時空間解像度で推定可能である。本研究では空間解像度はそのままに、地表面温度の日変化を把握するのに十分と考えられる 1 時間間隔で推定を行った。また、熱赤外放射は雲を透過できないことから、Yamamoto et al. (2018)の手法は地表面からの上向き放射が遮られる雲域では適用できない。そこで本研究では、大阪

の都市部で一日中晴れていた 2016 年 8 月 12 日を解析対象日とした。冬季の晴天日ももちろん存在し、解析可能であるが、本発表では真夏の晴天日を取り上げて解析を行った。

地表面温度は土地利用状況に大きく影響を受けるため、考察において土地利用データは必須となる。本研究では国土数値情報の都市地域土地利用細分メッシュデータを使用した。

## 3. 地表面温度極値の空間分布

図 1 に、解析対象日の日最低地表面温度、日最高地表面温度、日較差および大阪府の土地利用分布を示す。地表面温度は日射の影響を強く受けるため、晴天日であれば日の出時刻（5 時 20 分頃）付近で最低値となり、太陽の南中時刻（12 時頃）から約 1 時間以内に最高値となる。地表面温度の地域較差は概して夜間よりも日中に大きいとされており（Memon et al., 2009）、本研究も同様に日最高値の空間分布の方が場所による違いが大きい。この特性が反映されているからか、日較差の空間分布は日最高地表面温度とそれと非常に似通っている。

日最低地表面温度は、高層建物で占められる地域で最も高く、低層建物（密集地）、低層建物、植生域の順に低くなっている。高層建物で占められる地域は大阪の中心市街地であり、それを囲むように郊外域が広がっている。つまり、都市の発展度合いに応じた温度分布がみられる。一方、日最高地表面温度は、高層建物や低層建物（密集地）よりも低層建物で占められる地域の方が高い。東京都心部を対象とした先行研究（Tsunematsu et al., 2016）でも同様の観測結果が得られており、原因として建物素材の熱容量の違いが大きく関わっていると考えられている。熱容量の大きなコンクリート造の建物が多い中心市街地よりも、熱容量の小さな木造建物が多い郊外域の方が熱しやすく冷めやすい環境になっているのである。他にも、中心市街地で多く見られる赤外放射率の低い素材（ガラスや金属）を地表面温度推定に考慮していないこと（Yamamoto and Ishikawa, 2018）や、建物影面積の冷却効果（Li et al., 2011）も要因として挙げられる。

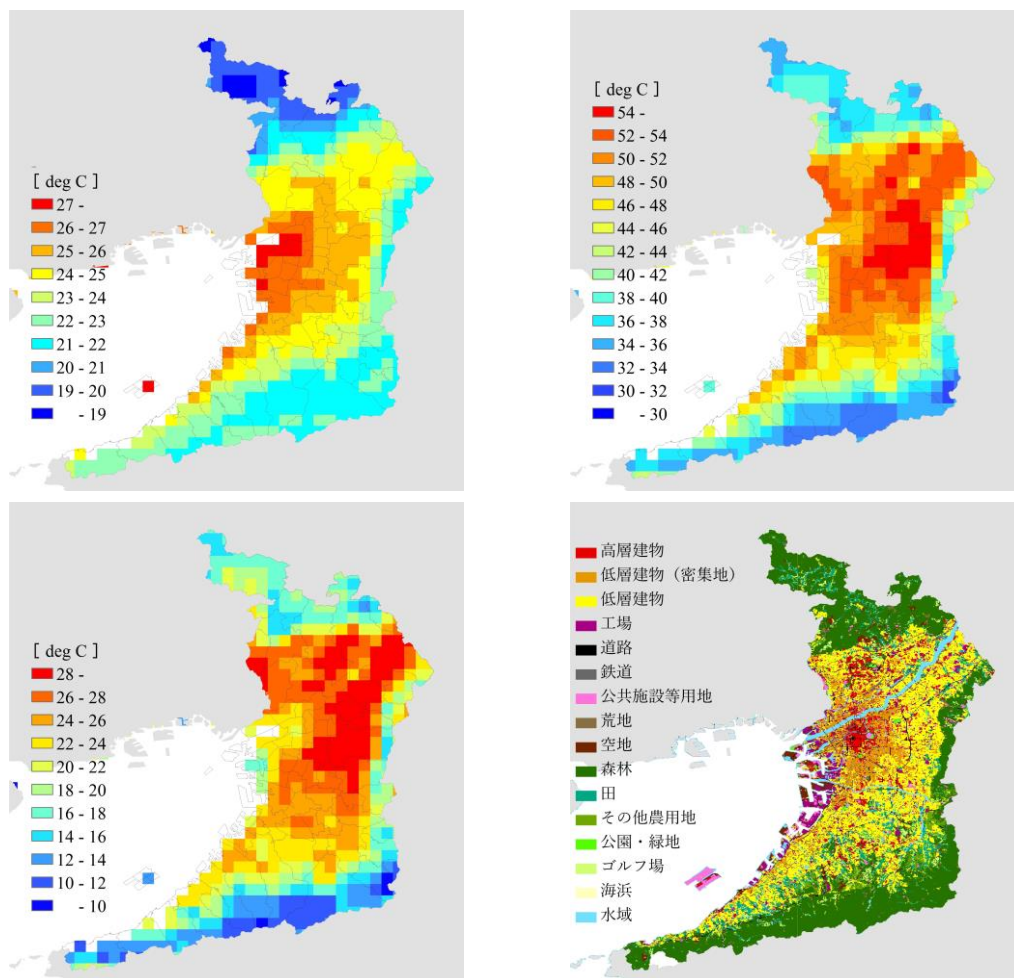


図1 2016年8月12日における大阪の日最低地表面温度（左上）、日最高地表面温度（右上）、日較差（左下）および土地利用分布（右下）。

#### 4. 主成分分析

先行研究（奥・梶元, 2014; 重田・大橋, 2009; 鈴木ほか, 2001）では、対象都市における多地点の気温観測データに主成分分析を適用することで、気温の時空間変化特性を明らかにしてきた。本研究でもこれに倣い、大阪の都市域における1時間毎の地表面温度推定値を用いて主成分分析を行った。解析対象は植生域を除いた都市域に絞り、図2で示す領域（135.39°E-135.61°E, 34.51°N-34.83°N）とした。地表面温度データは0.02°格子にリサンプリングされているため、解析領域は176地点に分けられる。このうち水域の割合が高いと判断された19地点を解析対象から除外し、157地点を使用した。また、本解析では地表面温度をそのまま入力値とせず、各地点の日平均値からの偏差に変換したものをを用いた。このデータを、157地点についての24変量の観測値とみなし、主成分分析の入力値とした。入力値に関する分散共分散行列の固有値問題を解くことで、各主成分の固有値と固有ベクトルが導かれる。固有ベクトルは時間の関数であり、入力値と掛け合わせることで地点を関数とした主成分得点が得られる。表1

に第1主成分から第5主成分までの固有値と寄与率、累積寄与率を示す。表1より、第3主成分までで地表面温度の日変化特性の90%以上が説明できていることがわかる。そのため、本研究では第1主成分から第3主成分が示す日変化特性について考察した。図3に固有ベクトルを、図4に主成分得点の空間分布を示す。

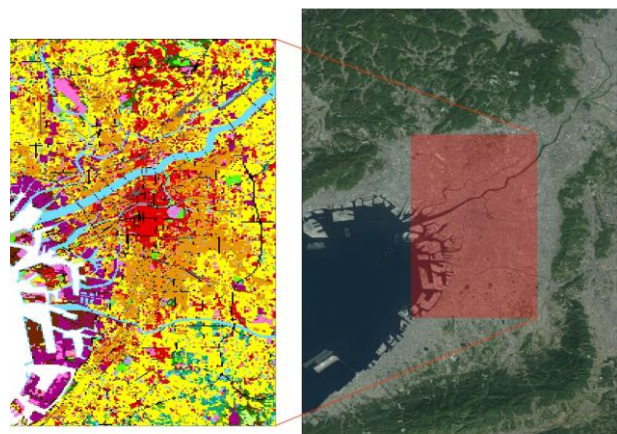


図2 主成分分析の対象領域（135.39°E-135.61°E, 34.51°N-34.83°N）。左図は土地利用分布。

表 1 主成分分析により得られた固有値と寄与率

主成分	固有値	寄与率	累積寄与率
第 1 主成分	18.28	80.04 %	80.04 %
第 2 主成分	1.70	7.45 %	87.49 %
第 3 主成分	0.93	4.09 %	91.58 %
第 4 主成分	0.49	2.15 %	93.72 %
第 5 主成分	0.32	1.39 %	95.11 %

#### 4.1 第 1 主成分

表 1 より、第 1 主成分の寄与率は約 80%であり、第 2・第 3 主成分の寄与率と比べてはるかに大きい。第 1 主成分は、晴天日における地表面温度の時空間特性を説明する上で最も重要であるといえる。

図 3 より、固有ベクトルは日中に正の値になり、12 時付近で極大を示している。図 5 は、157 地点の主成分得点を順位付けした際の上位 5 地点と下位 5 地点における地表面温度の日変化を示したものである。上位 5 地点と下位 5 地点との温度差は日中に大きくなり、12 時付近で最大となる。したがって、第 1 主成分は日中の地表面温度特性を説明したものであると推察される。図 4 より、主成分得点の空間分布は中心市街地よりも東側の郊外域で高く、図 1 における日最高地表面温度の空間分布と類似している。この点からも、本研究の解釈は妥当であるといえる。

#### 4.2 第 2 主成分

図 3 より、固有ベクトルは 10 時に鋭い正のピークをとり、逆に 15 時に緩やかな負のピークがある。図 5 より、上位 5 地点と下位 5 地点の温度差は 0 時から 12 時までの時間帯で大きい。また、上位 5 地点の温度上昇速度は 6 時から 10 時まで高く、10 時

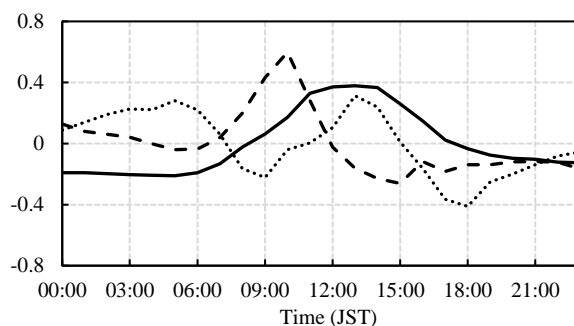


図 3 主成分分析により得られた固有ベクトル。

実線は第 1 主成分、破線は第 2 主成分、点線は第 3 主成分を示す。

から 12 時の時間帯は低くなる。それに対し、下位 5 地点の温度上昇速度は 6 時から 10 時までは上位地点に劣るものの、12 時までほぼ同じ傾きを維持するため、10 時を境に温度上昇速度の大小関係が逆転する。この様相が、午前中の固有ベクトルで見られる大きな変動とよく対応していることから、第 2 主成分は地表面温度の上昇速度を説明していると推察される。図 4 より、主成分得点の高得点地域は中心市街地よりも南側にあり、逆に低得点地域は中心市街地の北側にある。土地利用分布と比較すると、低得点地域に高層建物が多く存在しているようにも見えるが、例外地域も多く、直接的な関係があるとは考えにくい。

#### 4.3 第 3 主成分

図 3 より、固有ベクトルは 5 時と 13 時に極大となり、9 時と 16 時に極小になる。図 3 と図 5 との対応を見ると、固有ベクトルの時間変化率が正となる時間帯で、上位 5 地点と下位 5 地点の温度差が大きくなるのが分かる。そして、上位 5 地点では日中のピーク後と夜間に温度低下が緩やかになることから、これらの時間帯で下位 5 地点との温度差が顕著

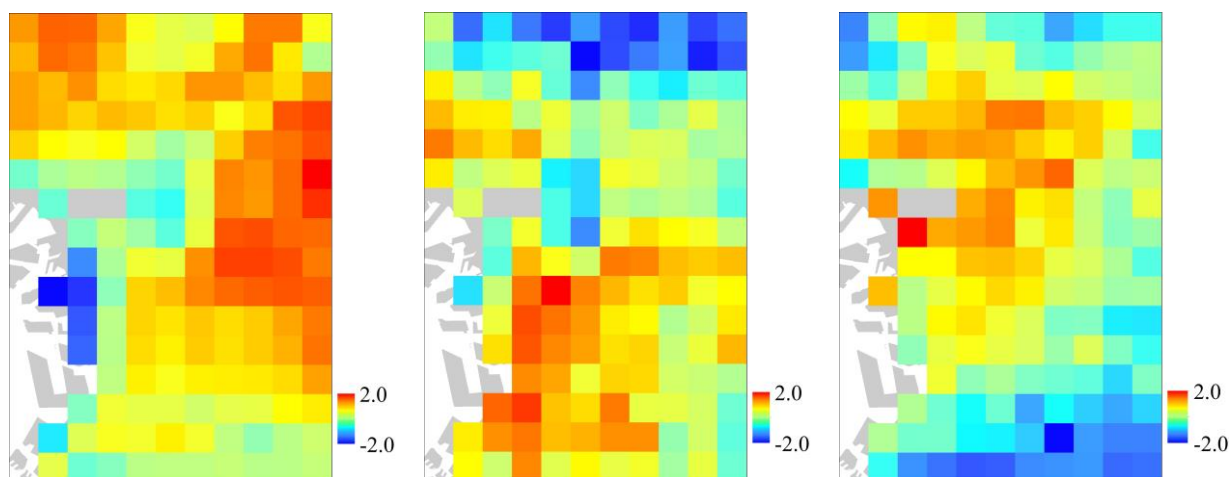


図 4 主成分得点の空間分布。左図は第 1 主成分、中央図は第 2 主成分、右図は第 3 主成分を示す。

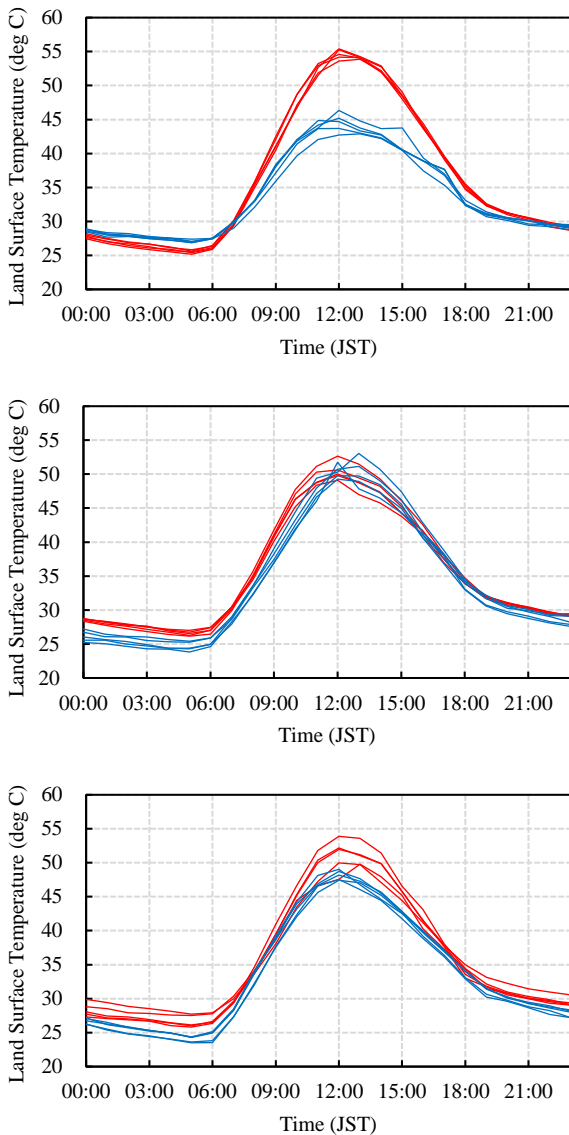


図5 主成分得点で順位付けした際の上位5地点と下位5地点における地表面温度の日変化。上段は第1主成分、中段は第2主成分、下段は第3主成分をそれぞれ示す。

になる。したがって第3主成分は日中のピーク後と夜間の時間変化特性を説明していると推察される。主成分得点の空間分布は、高層建物が占める中心市街地で高く、低層建物（密集地）、低層建物の順に低くなっている。これは日最低地表面温度の空間分布と似通っている。気温観測データを用いた主成分分析(奥・榘元, 2014; 重田・大橋, 2009; 鈴木ほか, 2001)でも、本研究と同様の主成分得点の空間分布が示されていて、夜間の温度特性を反映した主成分と解釈されている。しかしながら、気温データから抽出された主成分の固有ベクトルは、本研究の結果とは異なり、日中のピーク後に極大をとることはない。

## 5. まとめ・今後の課題

本研究では、Yamamoto et al. (2018)の手法を用いて晴天日における大阪の地表面温度推定を行った。日最高・最低地表面温度を抽出して土地利用データと照らし合わせた結果、極軌道衛星データを用いた先行研究と同様の知見が得られた。また、静止軌道衛星データを用いたことにより、日較差の算出が可能となった。その空間分布は日最高地表面温度の空間分布と類似性があることが分かった。

大阪の都市域を対象に主成分分析を行い、地表面温度の時空間変化特性を調べた。その結果、土地利用に対応した明瞭な時空間変化パターンの違いが見られた一方で、本研究で使用した土地利用データでは解釈が困難な時空間変化パターンも抽出された。地表面温度は地表面の素材の熱的性質だけでなく、都市の空間構造にも影響を受ける (Li et al., 2011)。今回の解析結果に関する考察をより深めるため、今後は都市の景観指数を用いた解析も行う予定である。

温度上昇速度やピーク後の変化の緩急の違いは、これまでの極軌道衛星観測では得られなかった知見である。これらの変動パターンと都市構造との関係を明らかにすることで、より効果的な暑熱環境緩和策につながることを期待される。

## 参考文献

- 奥勇一郎, 榘元慶子, 2014: 大阪市における夏と冬のヒートアイランド現象の違いに関する観測的研究, *日本ヒートアイランド学会論文集*, 9, 1-12.
- 重田 祥 範, 大 橋 唯 太, 2009: 岡山市を対象とした細密な気象観測によるヒートアイランド強度の解析, *天気*, 56(6), 443-454.
- 鈴木知道, 玄地 裕, 飯 塚 悦 功, 小宮山 宏, 2001: 真夏の東京の気温日変化パターンの抽出: 統計手法によるヒートアイランド現象の把握, *天気*, 48(6), 383-391.
- R. A. Memon, D. Y. C. Leung, and C. H. Liu, 2009: An investigation of urban heat island intensity (UHII) as an indicator of urban heating, *Atmos. Res.*, vol. 94, no. 3, pp. 491-500.
- Y. Yamamoto, H. Ishikawa, Y. Oku, and Z. Hu, 2018: An algorithm for land surface temperature retrieval using three thermal infrared bands of Himawari-8. *J. Meteor. Soc. Japan*, 96B.
- N. Tsunematsu, H. Yokoyama, T. Honjo, A. Ichihashi, H. Ando, and N. Shigyo, 2016: Relationship between land use variations and spatiotemporal changes in amounts of thermal infrared energy emitted from urban surfaces in downtown Tokyo on hot summer days, *Urban Clim.*, vol. 17, pp. 67-79.
- Y. Yamamoto, and H. Ishikawa, 2018: Thermal land surface emissivity for retrieving land surface temperature from Himawari-8. *J. Meteor. Soc. Japan*, 96B.
- J. Li, C. Song, L. Cao, F. Zhu, X. Meng, and J. Wu, 2011: Impacts of landscape structure on surface urban heat islands: A case study of Shanghai, China, *Remote Sens. Environ.*, vol. 115, no. 12, pp. 3249-3263.

## 岡山大学津島キャンパス気象ネットワーク観測 2017

足立菜摘（岡山大学理学部），高橋明歩（岡山大学理学部），渡邊果歩（岡山大学理学部），はしもとじょーじ（岡山大学自然科学研究科），野沢徹（岡山大学自然科学研究科）

### 1. 概要

「教養地球科学実験(岡山大学 2017 年度・教養教育科目)」において実施された津島キャンパス気象ネットワーク観測の結果について報告する。2017 年度は，建物の密集度合いや地面の違いが気温に及ぼす影響を明らかにすることを目的として，岡山大学津島キャンパス内に 30 名の観測者を配置して気温・風向・風速の同時観測をおこなった。以下，観測の概要を述べた後，(2) 建物の密集度合いが気温に及ぼす影響，(3) 地面の違いが気温に及ぼす影響，(4) 観測中の気温変化量の大小に基づく気温変動要因の考察，について述べる。

#### 1. 1. 観測点と観測日

津島キャンパスの東半分には 31 か所の観測点を配置した(図 1)。配置にあたっては，建物の密集度と地面状態の異なる場所が偏りなく測定されるように考慮した。キャンパスの南東角(図 1 で観測点 21 の右下)にはアメダスの観測点(岡山)が設置されている。

観測は日変化のよく見える晴天日におこなうものとして，3 日の候補日(9 月 28～30 日)の中から 9 月 29 日を選択し，09:30-11:30 に観測をおこなった。図 2 は観測日 9 時の天気図である。観測開始からしばらく(9:30-10:00 頃)は少し雲が出ていたが，観測のほとんど(10:00 以降)は快晴の天候の下でおこなわれた。



図 1. 観測点の配置。黒丸は観測点(番号は観測点番号)。28 番は欠測。赤色の番号で書かれた観測点は温度変化が大きい観測点，青色の番号で書かれた観測点は温度変化が小さい観測点である(詳細は 4 節)。

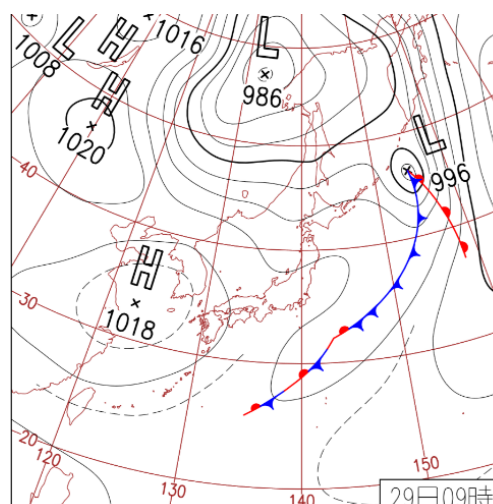


図 2. 観測日(2017 年 9 月 29 日)9 時の天気図(「気象庁・日々の天気図」より引用)。



## 1.2. 品質管理

全ての気温測定結果について、(1)ある時間だけ気温がとびぬけて高い、(2)1分前の気温よりも1.6℃以上高い、または低い、という2つの基準を適用し、異常値の判定をおこなった。以下の解析は、異常値と判定された測定結果を除外しておこなった。

## 1.3. 全観測点の平均とアメダス

図3は、各時刻において全観測点で測定された気温の平均を、キャンパス内にあるアメダス(岡山)の気温と比較したものである。観測された気温(平均)の時間変化はアメダスとよく似た傾向を示しているが、その絶対値はアメダスよりも1.5から2℃程度高い。絶対値の違いは、気温の測定を地上50cmの高さでおこなったことによると考えられる(アメダスは地上1.5m)。

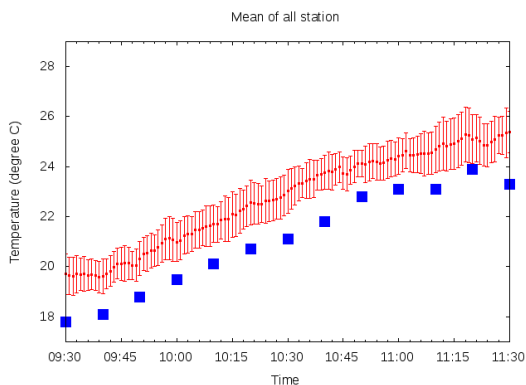


図3. 全観測点の平均気温. 赤は全観測点の平均気温で、誤差棒はその時刻に観測された気温のばらつき(標準偏差)を表わす。青はアメダス(岡山)の気温。

## 2. 建物が気温に及ぼす影響

観測点を「周囲に建物がある観測点」と「周囲に建物がない観測点」の2つに分け、それぞれで各時刻における気温の平均を計

算した(図4)。観測開始から50分くらい(9:30~10:20)は、建物なしの方が建物ありよりも気温が高いが、それに続く約40分間(10:20~11:00)は、建物なしと建物ありで気温に差は見られず、その後(11:00~11:30)は建物ありの方が建物なしよりも気温が高くなった。

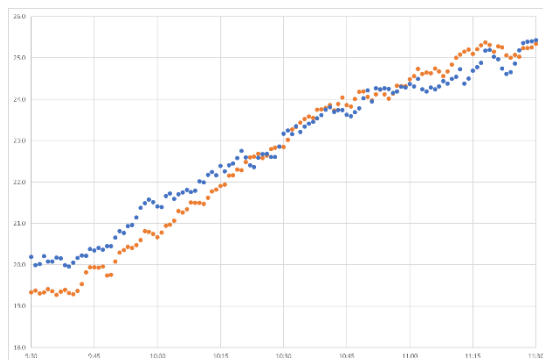


図4. 建物の有無と気温. 周囲に建物がない観測点の平均(青)と、周囲に建物がある観測点の平均(赤)。

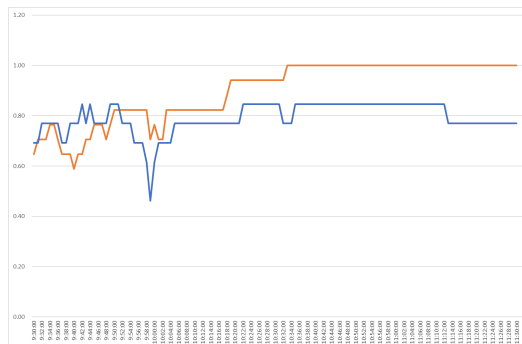


図5. 日向にある観測点の割合. 周囲に建物がない観測点(青)と、周囲に建物がある観測点(赤)。

観測点が日向であるか日陰であるかによって気温が変わる可能性があると考えて、分類(建物ある/なし)ごとに日向にある観測点の割合を調べた(図5)。観測開始からしばらくは、建物なしの方が日向にある観測点の割合が高いが、9:50頃以降は建物あ

りの方が観測点の割合が高くなった。日向にある観測点で気温が高くなるとしたら、観測の前半と後半で建物なしと建物ありの気温が逆転したことの一部は、日向にある観測点の割合で説明されるかもしれない。

### 3. 地面が気温に及ぼす影響

観測点を地面(草地, アスファルト)によって分類し、それぞれで各時刻における気温の平均を計算した(図 6)。初めは草地とアスファルトで大きな違いは見られないが、10:30 頃から徐々にアスファルトの方が草地よりも高温になる。気温差の時間変化の詳細を見るため、各時刻における平均気温の差を図にしたところ(図 7)、気温差は、9:30-10:15(アスファルトの方がやや低温)、10:15-10:45(アスファルトの方がやや高温)、10:45-11:30(アスファルトの方が高温)、と階段状に時間変化していた。

気温差に階段状の変化が見られることは、地面の違いは日射の吸収を通して気温に影響を及ぼしている(黒いアスファルトは草地よりも日射の吸収が大きい)と考えることで説明されるかもしれない。観測開始からしばらくの間(9:30-10:15)地面の違いによる影響が見えないのは、雲が出ていて日射の一部が遮られていたためと考えることができる。また、草地に分類された観測点のいくつかは、観測期間の後半に日陰に入ったものがある。このことは、10:45 頃を境にアスファルトの方が一段高温になったことと関係しているかもしれない。

10:45 は、多くの観測点で温度の低下が観測された時刻でもある(図 1)。温度低下の原因は不明であるが、温度低下と温度差が階段状に変化したことの間には関係があ

るかもしれない。

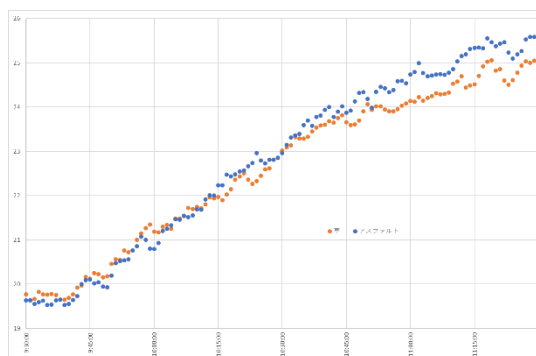


図 1. 地面と気温. 地面がアスファルトの観測点の平均(青)と、草地の観測点の平均(赤).

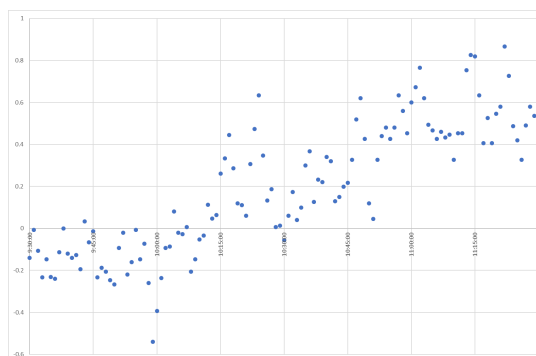


図 7. 地面がアスファルトの観測点と草地の観測点で観測された気温の差. アスファルトが草地よりも温度が高い場合が正.

### 4. 気温変化量

気温変化の大きい観測点と小さい観測点、それぞれに共通する性質を調べることで、気温変化を規定する要因の抽出を試みた。観測期間(9:30-11:30)において気温はほぼ単調に上昇しているため、観測中に記録された最高気温と最低気温の差を気温変化量と定義することにした。図 8 は各観測点の気温変化量を描いたもので、平均的な気温変化は 7°C 程度であることがわかる。

今回は、気温変化量が 8°C 以上と 6°C 以下の観測点を、それぞれ気温変化の大きい/

小さい観測点とすることにした。気温変化量の大きい観測点は、1, 2, 5, 22, 29 の 5 地点、小さい観測点は、6, 17, 24, 25, 26 の 5 地点である。図 1 で、気温変化の大きい観測点を赤、気温変化の小さい観測点を青で示した。

気温変化が大きい観測点に見られる特徴としては、観測点の東側に建物または木があることが挙げられる。観測開始後は、建物によって太陽の光が遮られたために気温が低く、時間の経過につれて太陽高度が高くなると観測点に陽があたるようになったと考えられる。日陰から日向へと変化したことが、気温変化を大きくしたと考えられる。

一方、気温変化が小さい観測点に見られる特徴としては、観測点が草地、または草地のすぐ隣であることが挙げられる。地面が草地であると、気温変化が小さくなるのかもしれない。あるいは、観測点の近くに大きな木があることによって、他の地点に比べて、観測中に日陰となる時間が多くなり、気温変化が小さくなった可能性もある。

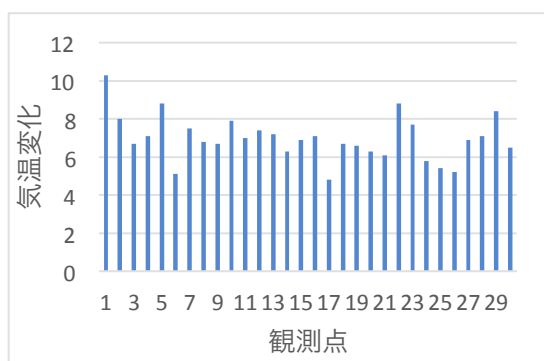


図 8. 各観測点の気温変化量。観測点毎に記録した最高・最低温度を抽出し、その差を気温変化量とした。

## 5. まとめ

2017年9月29日に岡山大学津島キャン

パスで気象ネットワーク観測を実施した。キャンパス内の 30 地点で測定された気温を解析して、建物の密集度合いが気温に及ぼす影響の評価、地面の違いが気温に及ぼす影響の評価、観測中の気温変化量の大小に基づく気温変動要因の考察、をおこなった。いずれの解析においても、日射が気温に大きな影響を及ぼしていることが示唆された。

(参考文献)

気象庁「日々の天気図」, 2017年9月,  
<http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/data/hibiten/2017/1709.pdf>

津島キャンパス気象ネットワーク観測 2017,  
<http://epa.desc.okayama-u.ac.jp/%7Emetobs/2017/index2017.htm>

アメダス(岡山)2017年9月29日,  
[http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/10min\\_s1.php?prec\\_no=66&block\\_no=47768&year=2017&month=09&day=29&view=](http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/10min_s1.php?prec_no=66&block_no=47768&year=2017&month=09&day=29&view=)

# 一雨降水量と降水連続日数の2次元分布から見た 日本の降水長期変化

草薙 浩 (京都ウェザー研究会)

## 1. はじめに

草薙 (2018) は、降水連続日数と降水継続期間の総降水量 (以下、一雨降水量という) の2つの指標を組み合わせた解析を行い 1901 年から 2016 年の 116 年間で、60-200 mm 階級の 1-2 日連続降水は 34.7 mm/100 年の割合で増加する一方、3-13 日連続降水は -47.5 mm/100 年減少する結果が得られ (それぞれ 5%水準で有意)、同じ降水階級に関して時間スケールによる違いが明らかになった (第 1 表)。しかし、一雨降水量の階級区分には任意性があるため、真に統計的有意性のあるトレンドを抽出できているか検討の余地がある。

そこで、本発表では、一雨降水量の階級区分に、任意性を排除した規則的な区分方法 (草薙 2017) を用いて日本の降水特性の長期変化について検討した。

第 1 表 一雨降水量階級と降水連続日数別に分けた年降水量トレンド (mm/100 年)。背景が灰色のトレンド値は 5%水準での有意を示す (草薙 2018 を元に作成)。

		降水連続日数(日)												
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
一雨 降水 量 (mm)	1-10	-12.9												-0.6
	10-60	-6.3												-26.5
	60-200	34.7												-47.5
	200-500	1	9	4	6	2	10	0	3	-1	-1	-1	-2	-1
	500-1306	0	0	-1	0	-2	3	0	2	2	-2	-1	0	0

## 2. 日降水量データと解析方法

### 2.1. 日降水量時系列データ

解析に用いる日降水量データは、草薙 (2018) と同じ、気象庁が気候変動解析に用いている 51 観測地点 (気象庁 2017)、解析期間 1901 年から 2016 年までの 42369 日から、うるう 2 月 29 日を除く 42340 日 ( $Q_i : i=1 \sim 42340$ ) とした。

### 2.2. 規則的区分法による年降水量成分 ( $y_{m,k}$ ) とトレンド成分 ( $t_{m,k}$ ) の算出方法

各観測地点の日降水量時系列データ ( $Q_i : i=1 \sim 42340$ ) を草薙 (2018) の方法で階級別連続日数別時系列データ ( $[q_{m,k}]_i$ ) ( $m$  は一雨降水量の  $m$  番目の

階級、 $k$  は降水連続日数 :  $k=1 \sim 42$ 、43 日以上の降水連続日数の観測値はない、 $i=1 \sim 42340$ ) に分解した。この  $[q_{m,k}]_i$  時系列の  $i$  について 365 日ある暦日ごとに平均して 1 年間の値を求めると観測期間 116 年の階級別連続日数別の年降水量成分の経年変化値が得られる。さらに、51 観測地点で平均すると全国平均の階級別連続日数別の年降水量の経年変化値 ( $q_{m,k}$ ) が求まる。この経年変化値の観測期間 116 年平均と期間勾配から階級別連続日数別の年降水量成分 ( $y_{m,k}$ ) とトレンド成分 ( $t_{m,k}$ ) ( $m$  は一雨降水量の  $m$  番目の階級、 $k$  は降水連続日数 :  $k=1 \sim 42$ ) を計算した。

本発表で扱う一雨降水量は 1mm から 1306mm (高知観測地点) の範囲に及ぶので、一雨降水量の階級を、1mm から、 $2^2$  mm、 $\dots$ 、 $m^2$  mm、 $\dots$ 、 $36^2$  mm、 $37^2$  (=1369) mm の間隔で 1mm から 1369mm まで 37 階級区分した。それゆえ、一雨降水量の範囲は、 $m=1$  のとき 1mm 以上 4 (=2<sup>2</sup>) mm 未満、 $m=2$  のとき 4mm 以上 9 (=3<sup>2</sup>) mm 未満、 $\dots$ 、 $m=37$  のとき 1296mm 以上 1369 (=37<sup>2</sup>) mm 未満となり、 $m$  番目の階級の 一雨降水量範囲  $d_m$  (mm) は式 (1) で表される規則に従って大きくなる。

$$d_m = (m+1)^2 - m^2 \quad (1)$$

最終的な 51 地点平均の階級別連続日数別の年降水量成分とトレンド成分は  $y_{m,k}$  (単位 : mm/年) と  $t_{m,k}$  (単位 : mm/(100 年)) ( $m=1 \sim 37$ ,  $k=1 \sim 42$ ) で表わされる。

これにより、51 地点平均の年降水量  $Y$  (mm/年) とトレンド  $T$  (mm/100 年) は  $y_{m,k}$  と  $t_{m,k}$  について、一雨降水量軸 ( $m=1 \sim 37$ ) と連続日数軸 ( $k=1 \sim 42$ ) の加え合わせた式 (2) と (3) で表せる。

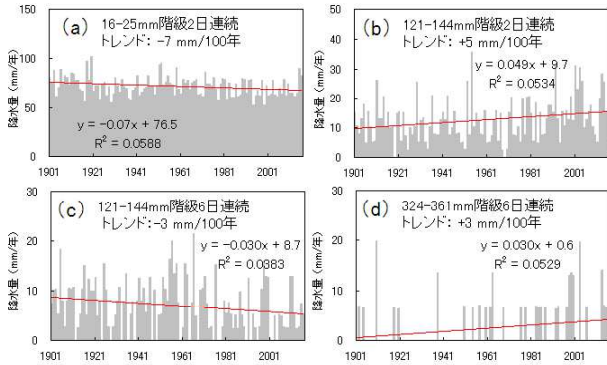
$$Y = \sum_m \sum_k y_{m,k} \quad (2)$$

$$T = \sum_m \sum_k t_{m,k} \quad (3)$$

### 3. 一雨降水量と降水連続日数の 2 次元分布から見た降水長期変化

#### 3.1. 降水量とトレンドの 2 次元分布

2.2 節の方法で計算した階級別連続日数別の年降水量成分の経年変化値 ( $q_{m,k}$ ) の一部を第 1 図に示す。図には、回帰直線から求めた各成分のトレンドも示す。



第 1 図 階級別連続日数別の年降水量成分 ( $q_{m,k}$ ) の経年変化。  
(a)  $q_{4,2}$  成分、(b)  $q_{11,2}$  成分、(c)  $q_{11,6}$  成分、  
(d)  $q_{18,6}$  成分

同様に、2.2 節の方法で計算した階級別連続日数別の年降水量成分の  $y_{m,k}$  と  $t_{m,k}$  は、2 次元マトリクス ( $37 \times 42=1554$  要素) の  $m$  行  $k$  列番目の要素になっているので、縦軸をマトリクスの行に、横軸を列に取った 2 次元分布図で表示することができる。そこで、 $y_{m,k}$  と  $t_{m,k}$  を、縦軸は降水量の 1/2 乗に、横軸は日数にとった 2 次元分布図にして第 2 図に示す。

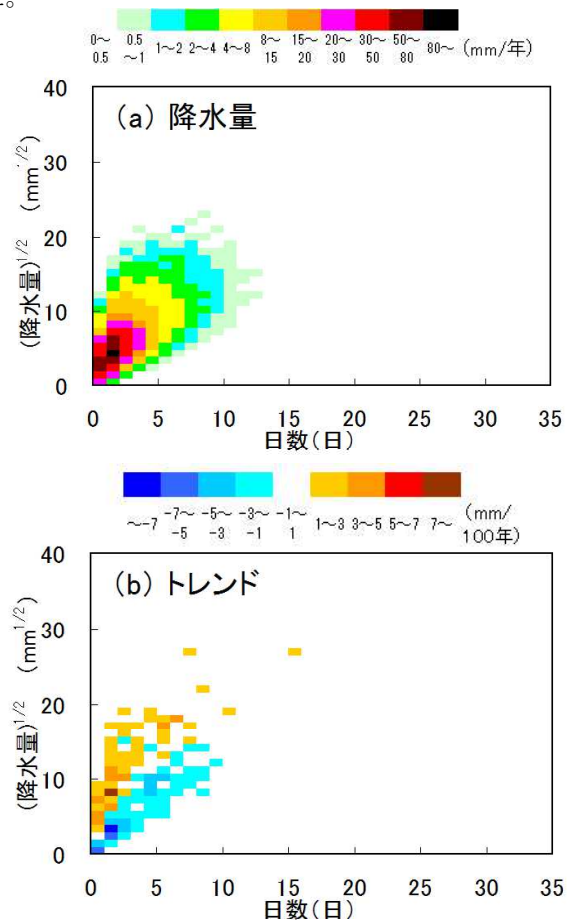
降水量成分の 2 次元分布を示す第 2 図 a は、0 mm/年から最大の  $y_{5,2}$  成分 81.8 mm/年まで、11 段階の色目盛りで塗り分けて表示した。降水連続日数 (横軸) は 2 日付近、一雨降水量 (縦軸) は 16 (=42) mm 付近の  $y_{m,k}$  成分が最も大きな値を示し、右上方向に分布が広がっていることがわかる。日本では、降水が 2 日間継続して積算降水量 16mm となる降水の確率が最も高い、また、長期降水になるほど積算降水量が大きくなる妥当な結果になっている。

一方、トレンド  $t_{m,k}$  は、最小の  $t_{4,2}$  成分 -7.0 mm/100 年から最大の  $t_{9,2}$  成分 7.7 mm/100 年を含む範囲を、-7 mm/100 年未満 (濃青色) から 7 mm/100 年以上 (紫色) まで 2 mm/100 年の間隔で 9 段階の色目盛りで塗り分けて第 2 図 b に示した。

トレンドの 2 次元分布図は、第 2 図 a の降水量と

同様に右上方向に分布が広がっているところは同じである。しかし、第 2 図 b のトレンドの 2 次元図は、全体的に見ると、トレンドが正値を示す部分と負値を示す部分が殆ど交じり合わずに 2 つ領域に分かれて分布しているように見える。しかも、原点付近から正値と負値の境界に沿う斜め上方に向かう直線によって分布がほぼ 2 つの領域に分かれているように見ることが出来る。この直線の左上側がトレンド正値を示す領域と右下側がトレンド負値を示す領域に全体として 2 つの領域に分かれるのが大きな特徴である。それゆえ、同じ縦軸の位置で区切った横軸 (時間軸) を見ると短期降水がトレンド正値を、長期降水がトレンド負値を示すと解釈できる。

草薙 (2018) で、同じ降水階級に関して短期降水がトレンド正値を、長期降水がトレンド負値をとり時間スケールによる違いが見出されたが、第 2 図 b は、これと定性的に符合する結果になっている。そこで次節では、経年変化 (トレンド) について、統計的に有意な結果が得られるか詳しく調べた。



第 2 図 降水量とトレンドの 2 次元分布。  
(縦軸：一雨降水量、横軸：降水連続日数)。

### 3-2. 降水量とトレンドの2次元分布の2領域分割

第2図bのトレンドの2次元図は、全体的に見ると、トレンドが正值を示す部分と負値を示す部分が交じり合わずに2領域にほぼ分かれて分布していると判断できた。従って、その境界に沿う直線によって2領域に分けるのが最も合理的と考えられる。

この判断に基づいて、第2図の日数軸（横軸）と降水量軸（縦軸）を、それぞれ、x軸とy軸に取った2次元図において、直線式： $y = ax + b$ を仮定して、分布を2つの領域に分けることを試みた。勾配aと定数bを決める手続きを以下のステップで行った。

ステップ1：目視で設定した初期値のaとbを用いた直線で分割した領域(1)と領域(2)について、それぞれの領域に含まれる年降水量成分の経年変化値( $q_{m,k}$ )を足し合わせた経年変化グラフ(第4図bとcに対応)を描き2つの回帰直線の決定係数を確認する。

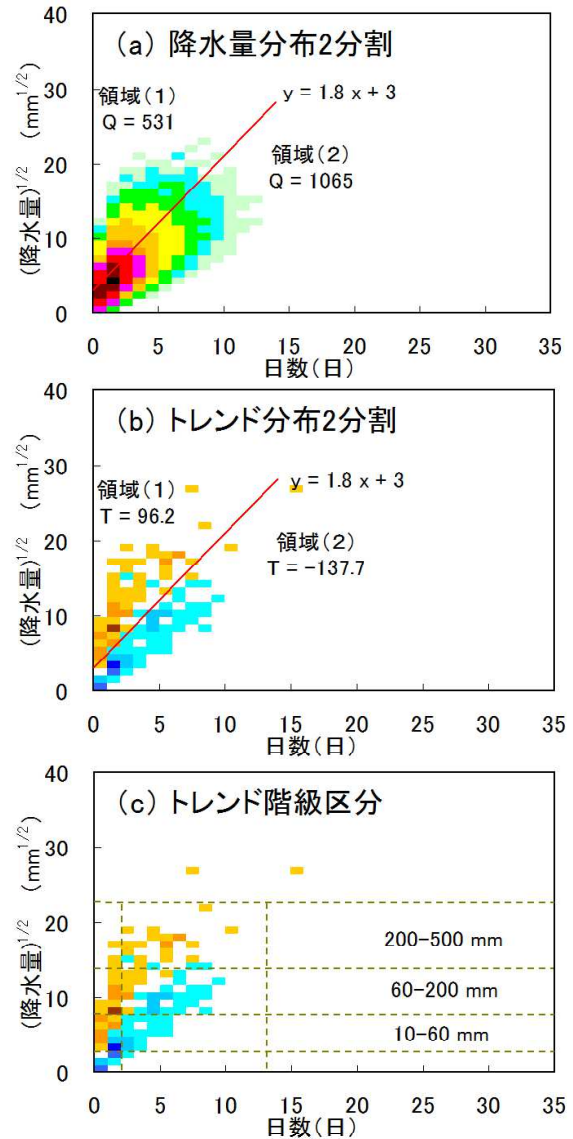
ステップ2：次に、aとbを少し変化させた直線で分割した領域(1)と領域(2)について、それぞれの領域に含まれる $q_{m,k}$ を足し合わせた経年変化グラフを描き2つの回帰直線の決定係数を確認する。この決定係数が、aとbを変化させる前の決定係数より大きければ、変化させた後のaとbに置き換えてステップ2を繰り返す。

回帰直線の2つの決定係数の最も大きくなる値が得られるまで、ステップ2を繰り返して、最終的に得られた直線式： $y = 1.8x + 3.0$ による降水量分布とトレンド分布の2領域分割の様子を第3図aとbに示す。第3図bのトレンド分布図では、直線が領域(1)(直線の左上領域)と領域(2)(直線の右下領域)の境界に沿って引かれていることが分る。

最終的に得られた領域(1)と領域(2)の経年変化グラフを第4図bとcに示す。領域(1)と領域(2)の決定係数は $R^2 = 0.1012$ と $R^2 = 0.2019$ で、第4図aの分割しない全領域の決定係数 $R^2 = 0.0061$ と比較して大きな値になっている。

領域(1)と領域(2)のトレンドは回帰直線から $96.2 \text{ mm}/100 \text{ 年}$ と $-133.7 \text{ mm}/100 \text{ 年}$ と計算され、いずれも5%水準で有意であった。相反する符号をもつ統計的に有意なトレンド $96.2 \text{ mm}/100 \text{ 年}$ と $-133.7 \text{ mm}/100 \text{ 年}$ の経年変化値が相殺しあった結果、全領域のトレンド $-37.4 \text{ mm}/100 \text{ 年}$ の小さな負

の値になり、かつ、統計的に有意が損なわれたと判断される(第2表)。



第3図 降水量とトレンドの2次元分布(縦軸：一雨降水量、横軸：降水連続日数)の2領域分割。

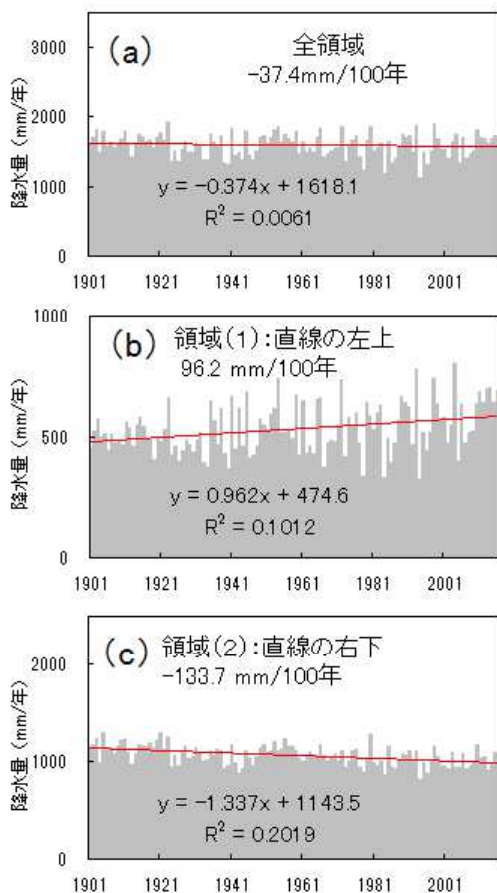
第2表 2次元分布を直線分割後の2領域の年降水量とトレンド。背景が灰色のトレンド値は5%水準で有意を示す。

	降水量	トレンド	決定係数
	(mm/年)	(mm/100年)	(-)
全領域	1596	-37.4	0.0061
領域(1)	531	96.2	0.1012
領域(2)	1065	-133.7	0.2019

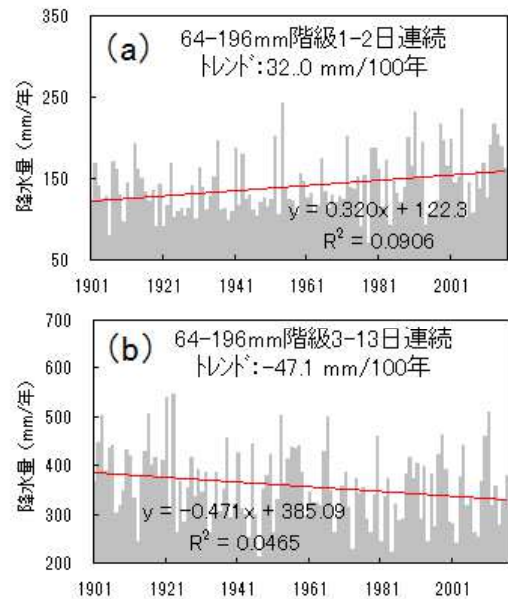
草薙(2018)との整合性を調べるため、第1表の一雨降水量の階級区分を破線で第3図cのトレ

ンド分布図に示す。草薙 (2018) の 60-200 mm 階級の 1-2 日連続降水の破線領域に含まれるトレンド  $t_{m,k}$  成分は 12 成分 (64-196mm 階級 1-2 日連続と表す) で、トレンド正值が 11 成分 (トレンド合計 32.1 mm/100 年 :  $R^2 = 0.0923$ ) と負値が  $t_{12,1}$  成分 (-0.1 mm/100 年 :  $R^2 = 0.0002$ ) の 1 成分である。一方、3-13 日連続降水の破線領域に含まれるトレンド  $t_{m,k}$  成分は 66 成分 (64-196mm 階級 3-13 日連続と表す) で、正值が 15 成分 (トレンド合計 12.8 mm/100 年 :  $R^2 = 0.0265$ ) と負値 51 成分 (トレンド合計 -59.9 mm/100 年 :  $R^2 = 0.1203$ ) であった。トレンド合計の正值と負値が相殺した結果、負値が勝って第 5 図 b の -47.1 mm/100 年になり、同じく草薙 (2018) の -47.5 mm/100 年と整合性のある値になったと判断できる。

以上の結果から、草薙 (2018) では統計的有意性のあるトレンドを抽出していると判断できた。



第 4 図 降水量の経年変化。  
(a) 年降水量 : 2 次元分布の全領域、(b) 領域 (1) :  $y = 1.8x + 3$  直線の左上側領域、(c) 領域 (2) :  $y = 1.8x + 3$  直線の右下側領域。



第 5 図 降水量の経年変化。  
(a) 64-196mm 階級 1-2 日連続、(b) 64-196mm 階級 3-13 日連続

#### 4. おわりに

一雨降水量の階級区分に、任意性を排除した規則的な区分方法を用いて降水量とトレンドの 2 次元分布を描くことによって、分布を 2 分する直線の左上側がトレンド正值を示す領域と右下側がトレンド負値を示す領域に全体として 2 つの領域に分かれることが示された。

草薙 (2018) の 60-200 mm 階級の 1-2 日連続降水は 34.7 mm/100 年の割合で増加する一方、3-13 日連続降水は -47.5 mm/100 年減少 (それぞれ 5%水準で有意) する時間スケールによる違いは、トレンドを規則的に詳細に描いた 2 次元分布から統計的有意な結果であることが確認できた。

#### 参考文献:

- 気象庁, 2017: 日本の年平均降水量偏差.  
[http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/an\\_jpn\\_r.html](http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/an_jpn_r.html) (2017. 2. 19 閲覧)
- 草薙 浩, 2017: 階級別一雨降水量と降水連続日数からみた日本の降水特性の地域性. 天気, 64, 101-105.
- 草薙 浩, 2018: 降水連続日数と一雨降水量から見た日本の降水特性の長期変化. 天気, 65, 1 月号 印刷中.

# 大阪府柏原市における雨滴粒径分布の時間変動特性

山本一葉\* (大阪教育大学大学院教育学研究科), 吉本直弘 (大阪教育大学教育学部)

## 1. はじめに

雨滴は、雲の中の様々な微物理過程を経て生成される。大気中の単位体積当たりが存在する雨滴の直径別個数分布である雨滴粒径分布の把握は、雲・降水システムにおける降水形成機構を理解するためだけではなく、気象レーダーによる雨量の算出精度の向上や気象の数値モデルにおける雲の微物理スキームの改良においても重要である。

雨滴粒径分布の観測的研究は数多く行われており、雨滴粒径分布が降雨強度や降水のタイプ(層状性降水, 対流性降水), 地域, 季節などによって異なり、多様であることが明らかになっている。したがって、雨滴粒径分布の時空間変動特性を理解するためには、個々の地域において長期間にわたって雨滴粒径分布の観測データを蓄積することが重要である。

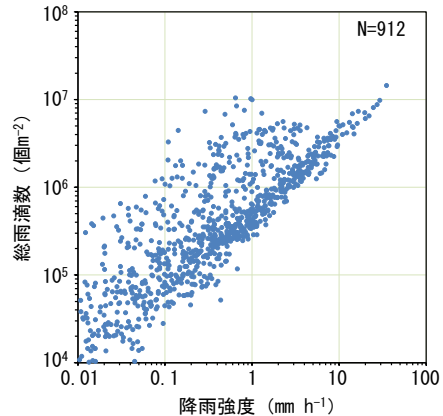
そこで、本研究では、2015年5月から2016年9月までの約16ヶ月間にわたって、大阪府柏原市の大阪教育大学柏原キャンパスにおいて雨滴粒径分布の観測を行った。本研究の目的は、大阪府柏原市における雨滴粒径分布の季節や事例による時間変動の特性を明らかにすることである。

## 2. 観測と解析の方法

### 2.1 観測方法

雨滴粒径分布の観測には、光学式雨滴粒径分布計(Laser Precipitation Monitor, Thies)を使用した。この雨滴粒径分布計では、厚さ0.75 mmのシート状の赤外線ビームが送受信されており、その中の水平面積45.6 cm<sup>2</sup>の測定領域を通過する雨滴の直径ごとの個数と落下速度が1分ごとに測定される。静穏な大気中を落下する雨滴の形状は、直径1 mm程度まではほぼ球形であるが、それ以上大きくなると水平方向に扁平な饅頭型になる。扁平な形状の雨滴と等しい体積を持つ球の直径を球等価直径と呼ぶ。観測に使用した雨滴粒径分布計では、雨滴の直径は球等価直径に換算して出力される。また、雨滴の体積を積算することによって降雨強度が算出される。

観測期間は、2015年5月3日から2016年9月8日までである。このうち欠測は、2015年7月20日9時から2015年7月21日18時までである。



第1図 2016年6月における降水強度と総雨滴数の関係。  
図中の数字は点の数を表す。

### 2.2 解析方法

本研究では、10分間積算の雨滴数と10分間平均の降雨強度を解析に用いた。これは、主にメソスケールより大きな降水現象に着目するためである。なお、雨滴数は単位面積当たりには換算した値を用い、さらに全粒径の雨滴数を積算した値を総雨滴数と呼ぶこととする。

雨滴粒径分布は、雨滴の直径  $D$  (mm) ごとの個数と落下速度  $V(D)$  ( $m s^{-1}$ ) から求められる。本研究では計算の簡単化のため、落下速度については観測データを用いず、経験式(Atlas et al., 1973)

$$V(D) = 9.65 - 10.3 \exp(-0.6D) \quad (1)$$

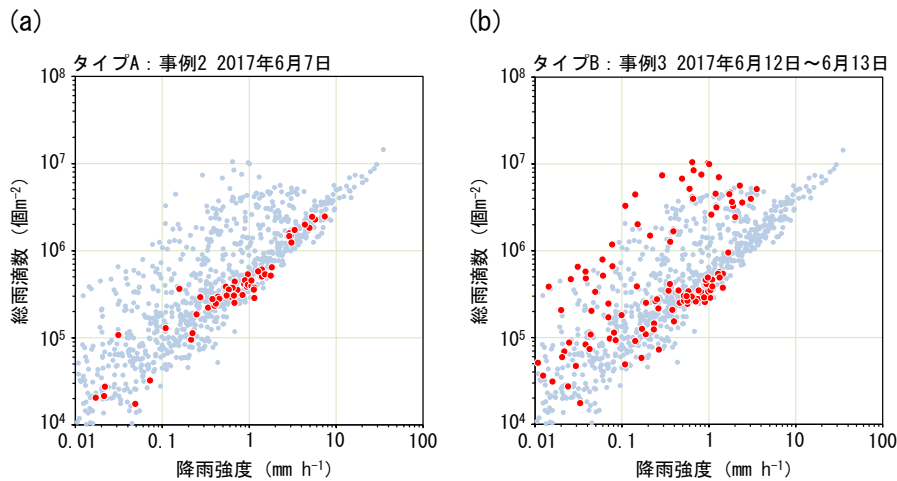
によって与えられる落下速度を用いた。すなわち、ある粒径の雨滴はすべて同一速度で落下しているとみなした。

## 3. 観測結果

### 3.1 月ごとの降雨強度と総雨滴数の関係

雨滴粒径分布の季節や月による変動を調べるために、2015年6月から2016年8月までについて、1ヶ月ごとの降雨強度と総雨滴数の関係を調べた。第1図に、2016年6月の観測結果を示す。図中の各点が、10分間の観測結果を表す。第1図より、全体的には降雨強度とともに総雨滴数が増加しているが、点が帯状に密集している領域とその上側に点が散在している領域がある。ある降雨強度に





第2図 各降雨事例における降雨強度と総雨滴数の関係。

(a) タイプ A の事例 2, (b) タイプ B の事例 3. 赤点は各事例のデータを表し, 水色の点は 2016 年 6 月 1 ヶ月間のデータを表す。

おける総雨滴数のばらつきの程度に着目すると, 降雨強度が数  $\text{mm h}^{-1}$  以上では, 総雨滴数のばらつきは比較的小さい. 降雨強度  $10 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数は,  $2.9 \times 10^6 \sim 5.6 \times 10^6$  個  $\text{m}^{-2}$  であり, 最大値と最小値との比は約 2 である. これに対し, 降雨強度が数  $\text{mm h}^{-1}$  以下では, 総雨滴数のばらつきは比較的大きい. 降雨強度  $1 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数は,  $2.9 \times 10^5 \sim 1.0 \times 10^7$  個  $\text{m}^{-2}$  であり, 最大値と最小値との比は約 36 である. 降雨強度  $1 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数の最大値は, 降雨強度が 10 倍の降雨強度  $10 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数と比べて約 2~3 倍大きい.

このような点の分布の特徴は, 降雨時間数が少なかった 2015 年 10 月と 2016 年 2 月を除けば, どの月についても共通して見られた. ある降雨強度において総雨滴数にばらつきがあることは, 同じ降雨強度であっても降雨によって雨滴粒径分布が異なることを示す. したがって, 降雨強度数  $\text{mm h}^{-1}$  以下における, ある降雨強度での雨滴粒径分布の変動は, ある季節やある季節を代表する大気現象に関連して生じているのではなく, 年間を通して普遍的に生じていることを示唆している.

### 3.2 各降雨事例における降雨強度と総雨滴数の関係

解析した 15 ヶ月の中で, 降雨強度  $1 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数のばらつき具合が最も大きく, 雨滴粒径分布の時間変動が最も顕著に現れていると考えられる 2016 年 6 月を対象に, 観測された降雨事例ごとの降雨強度と総雨滴数の関係を調べた.

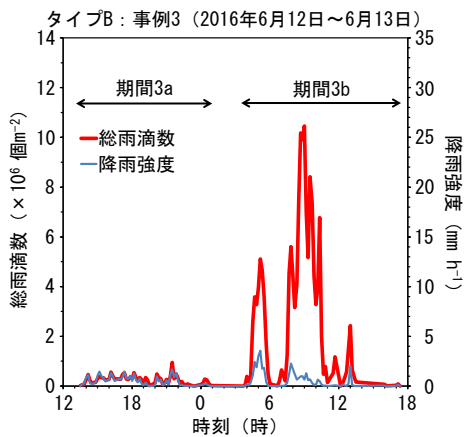
はじめに, 降雨事例の定義を述べる. 雨滴粒径

分布計によって降雨が観測され始めた時刻から 6 時間以上遡って降雨が観測されていない場合, その時刻を降雨事例の開始時刻とする. この時刻以降, 降雨が観測されていない時間が連続 6 時間未満であれば, 降雨事例は継続しているとみなす. 降雨が観測されなくなった時刻から連続 6 時間以上降雨が観測されていない場合, その時刻を降雨事例の終了時刻とする. したがって, 隣り合う 2 つの降雨事例には, 少なくとも 6 時間以上の時間差がある. この定義に従うと, 2016 年 6 月には 12 個の降雨事例があった. 1 つの降雨事例における時間の長さは, 2 時間 10 分~36 時間 10 分である. 各降雨事例を日にち順に事例 1~12 とした.

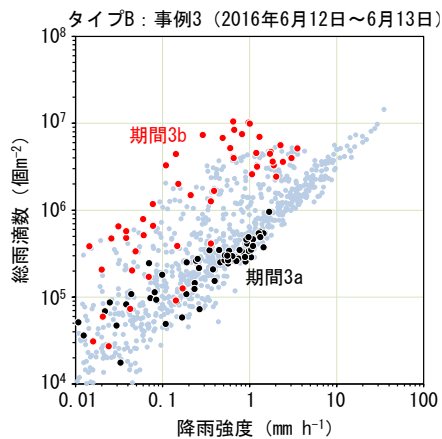
降雨強度  $1 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数のばらつき具合に着目すると, 12 個の降雨事例は, 総雨滴数のばらつき具合が小さい事例(タイプ A の事例と呼ぶ)と大きい事例(タイプ B の事例と呼ぶ)の 2 つのグループに分けられた. タイプ A は 9 事例, タイプ B は 3 事例あった. 第 2 図より, 降雨強度  $1 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数の最大値と最小値の比は, タイプ A の事例 2 では約 1.4 と小さいのに対し, タイプ B の事例 3 で約 36 と大きい. よって, 2016 年 6 月の 1 ヶ月間で観測された降雨強度  $1 \text{ mm h}^{-1}$  付近における総雨滴数の大きなばらつきは, 主にタイプ B の事例によって形成されていることがわかった.

### 3.3 タイプ B の事例における降雨強度と総雨滴数の時間変化

前章で明らかになったタイプ B の事例における総雨滴数の大きなばらつきが, どのような時間変動によって生じているのかを明らかにするため



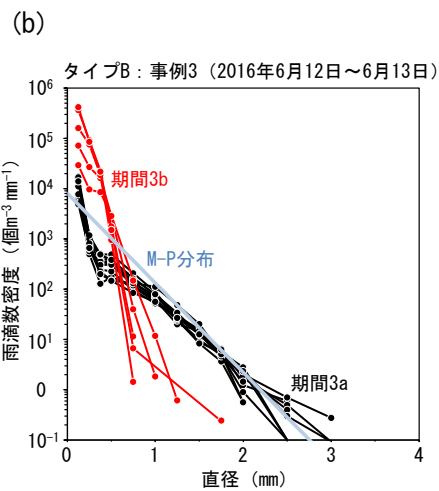
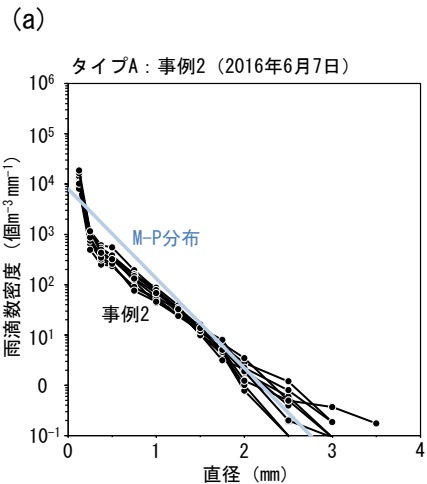
第3図 タイプBの事例3における降雨強度と総雨滴数の時間変化。



第4図 第2図 (b) と同じ。ただし、期間3aと期間3bに分けて示す。

に、タイプBの事例における降雨強度と総雨滴数の時間変化を調べた。例として、事例3の観測結果を第3図に示す。2016年6月12日13時から6月13日1時までにおいて、降雨強度  $2 \text{ mm h}^{-1}$  未満の弱い雨が降り続いており、この期間の総雨滴数は  $1 \times 10^6$  個  $\text{m}^{-2}$  未満である。この期間を期間3aとする。これに対して、6月13日4時から18時まででは、期間3aと同様に降雨強度  $3 \text{ mm h}^{-1}$  未満の弱い雨が主に降っていたにもかかわらず、この期間の総雨滴数は最大で  $1 \times 10^7$  個  $\text{m}^{-2}$  に達し、非常に多い。この期間を期間3bとする。

ここで、第2図 (b) に示した事例3における降雨強度と総雨滴数の関係を、期間3aと期間3bに分けて調べた (第4図)。期間3aでは、降雨強度とともに総雨滴数が増加し、点が帯状に分布している。期間3aにおける点の分布は、第2図 (a) に示したタイプAの事例の分布とよく似ている。これに対して、期間3bでは、ある降雨強度において



第5図 降雨強度  $0.8 \sim 1.2 \text{ mm h}^{-1}$  の雨の雨滴粒径分布。

(a) タイプAの事例2, (b) タイプBの事例3の期間3a, 3b. 水色の線は、Marshall-Palmer分布(M-P分布)を表す。

総雨滴数が比較的多い領域に点が分布している。タイプBの他の2事例についても事例3と同様に、降雨強度と総雨滴数の時間変化から期間分けをすることができた。すなわち、事例前半の10～15時間の期間では、ある降雨強度において総雨滴数が比較的小さいタイプAの事例と類似した雨が降っていた。これに対して、事例後半の9～22時間の期間では、ある降雨強度において総雨滴数が比較的多い、降雨強度  $3 \text{ mm h}^{-1}$  未満の弱い雨が降っていた。このように、降雨強度と総雨滴数の関係において特徴のある雨が、半日から1日程度持続して降っていたことが明らかになった。

### 3.4 タイプA, Bの事例における雨滴粒径分布

2016年6月の12個すべての降雨事例について、雨滴粒径分布を調べた。例としてタイプAの事例

2 とタイプ B の事例 3 について、降雨強度  $0.8 \sim 1.2 \text{ mm h}^{-1}$  の雨が観測された時刻における雨滴粒径分布を示す (第 5 図)。第 5 図 (a) より、タイプ A の事例 2 では、数密度が  $1 \text{ 個 m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$  以上となる雨滴の最大直径は  $2.0 \sim 4.0 \text{ mm}$  であり、雨滴の直径が小さくなるとともに雨滴の数密度は増加している。加えて、観測時刻による雨滴粒径分布の違いはほとんどない。

第 5 図 (b) より、タイプ B の事例 3 の期間 3a では、数密度が  $1 \text{ 個 m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$  以上となる雨滴の最大直径は  $2.0 \sim 3.5 \text{ mm}$  であり、タイプ A の事例 2 と類似の雨滴粒径分布を示している。これに対し、期間 3b では、数密度が  $1 \text{ 個 m}^{-3} \text{ mm}^{-1}$  以上となる雨滴の最大直径は  $0.75 \sim 2.0 \text{ mm}$  であり、期間 3a と比べて明らかに小さい。また、直径  $0.16 \sim 0.5 \text{ mm}$  の微小な雨滴は、期間 3b では期間 3a よりも粒径ごとの平均数密度が  $7 \sim 72$  倍大きい。事例 3 においても、期間内の観測時刻による雨滴粒径分布の違いはあまりなく、期間を通して共通の雨滴粒径分布を示している。以上のことから、総雨滴数が比較的多いタイプ B の事例後半の期間では、主に直径  $0.16 \sim 0.5 \text{ mm}$  の微小な雨滴からなる霧雨が降っていたことがわかった。

#### 4. 考察

12 事例の雨滴粒径分布を、良く知られた雨滴粒径分布である Marshall-Palmer 分布 (Marshall and Palmer, 1948) と比較した。第 5 図に、Marshall-Palmer 分布を重ねて示している。

第 5 図より、タイプ A の事例 2 とタイプ B の事例 3 の期間 3a における雨滴粒径分布は、直径  $1 \text{ mm}$  以上において Marshall-Palmer 分布と良く一致している。これに対して、タイプ B の期間 3b の雨滴粒径分布は、直径  $1 \text{ mm}$  以上において Marshall-Palmer 分布よりも明らかに雨滴の数密度が小さい。

第 3 図より、期間 3b のほとんどにおいて、降雨強度  $3 \text{ mm h}^{-1}$  未満の弱い雨が継続して降っており、降雨強度の大きな時間変化は見られない。仮に、降雨強度の時間変化のみから降水のタイプを推論すれば、期間 3b の雨は層状性降水であると考えられる。しかしながら、期間 3b の雨滴粒径分布は、一般的な層状性降水の雨滴粒径分布を良く表現しているとされる Marshall-Palmer 分布と大きく異なっていた。一般に、雪片の融解によって生成される雨滴は比較的大きい。したがって、期間 3b では、雪片の融解を含む一般的な層状性降水とは異なる降水形成機構によって霧雨が降っていた

可能性が示唆される。

#### 5. まとめ

大阪府柏原市において雨滴粒径分布の観測を行い、2015 年 6 月から 2016 年 8 月までについて 1 ヶ月ごとに降雨強度と総雨滴数の関係を調べた結果、降雨時間数が少なかった 2 ヶ月を除けば、どの月においても降雨強度が  $\text{数 mm h}^{-1}$  以上では、ある降雨強度における総雨滴数のばらつきが小さく、降雨強度が  $\text{数 mm h}^{-1}$  以下では、ある降雨強度における総雨滴数のばらつきが大きかった。したがって、総雨滴数の大きなばらつきは、ある季節やある月に特徴的に現れる現象ではなく、年間を通して普遍的に現れる現象であることがわかった。

2016 年 6 月を対象に、降雨強度と総雨滴数の関係について詳細な事例解析を行った。12 個の降雨事例のうち、降雨強度が  $\text{数 mm h}^{-1}$  以下において、ある降雨強度での総雨滴数のばらつきが小さい事例 (タイプ A) が 9 事例あり、大きい事例 (タイプ B) が 3 事例あった。タイプ B の事例では、事例前半の約半日の期間において、総雨滴数が比較的小さいタイプ A の事例と類似した雨が降っていた。これに対して、事例後半の約半日～約 1 日の期間では、総雨滴数が比較的多い、主に降雨強度  $3 \text{ mm h}^{-1}$  未満の弱い雨が降っていた。

タイプ A の事例およびタイプ B の事例前半の期間における降雨強度約  $1 \text{ mm h}^{-1}$  の雨の雨滴粒径分布は、Marshall-Palmer 分布と良く一致した。一方、タイプ B の事例後半の期間における雨滴粒径分布は、Marshall-Palmer 分布と比べて直径  $1 \text{ mm}$  以上の雨滴の数密度が少なく、直径  $0.5 \text{ mm}$  未満の微小な雨滴の数密度が非常に多かった。これらの雨滴粒径分布と時間スケールの特徴を持った降雨事例によって、2016 年 6 月における雨滴粒径分布の時間変動が生じていたことがわかった。

今後は他の月についても事例解析を行うとともに、観測を継続して行い、雨滴粒径分布の時間変動特性の詳細を明らかにしたい。

#### 参考文献

- Atlas, D. Srivastava, R. C. and Sekhon, R. S., 1973: Doppler radar characteristics of precipitation at vertical incidence. Rev. Geophys. 11, 1-35.
- Marshall, J. S. and Palmer, W. McK., 1948: The distribution of raindrops with size. J. Meteor., 5, 165-166.

# 波崎栈橋における MOST-EKMAN ハイブリッド型 一次元鉛直風速プロファイリングについて

杉山 康弘\*、香西 克俊、大澤 輝夫 (神戸大学 海事科学研究科)

嶋田 進 (国立研究開発法人 産業技術総合研究所)

竹山 優子 (国立大学法人 東京海洋大学 学術研究院)

## 1. はじめに

モニン・オブコフ相似則 (Monin-Obukhov Similarity Theory: 以下、MOST と呼ぶ) は接地境界層内部でのみ適用されるべき理論であるが、接地境界層の厚さは大気安定時には非常に薄くなり、数メートル程度の厚さにしかならないこともある [Optis et al., 2014]。このような条件下で仮に MOST を用いて海面付近の風速を用いて風車ハブ高度に相当する 100m 前後やそれ以上の高度での風速を計算(鉛直風速プロファイリング)しようとした場合には、MOST では範囲外となってしまう適用できない(現に Optis et al. [2014]ではこの状況下における MOST の過大評価が問題視されている)。つまり MOST を用いた風速高度補正手法は大気安定状態では非常に限定された範囲内ではしか適用することができないため、不便である。

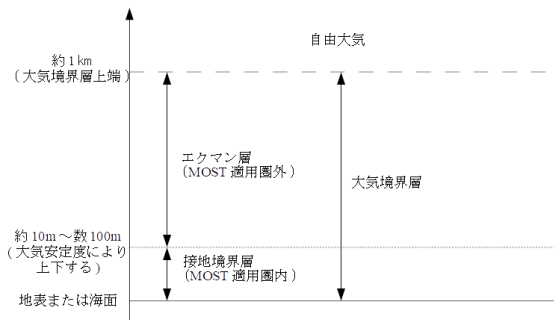


図 1 大気境界層の構造

(接地境界層の上にはエクマン層が存在する)

このような問題点を解決するために本研究の目的は接地境界層の上層に存在するエクマン層内(図 1 参照)における鉛直風速プロファイル式(以下、プロファイル式)を接地境界層内における MOST と組み合わせたハイブリッド型高度鉛直風速プロファイリング手法の確立を図るものとする。

## 2. モニン・オブコフ相似則(MOST)

接地境界層内における鉛直風速プロファイリング手法としては、一般的に MOST によるプロファイル式を用いることで任意高度の風速を算出することとなる。下式は Landwehr et al. [2015]により提案された、MOST を変形したプロファイル式である。

$$U(z_{ref}) = U(z_u) + \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \left( \frac{z_{ref}}{z_u} \right) - \psi_u \left( \frac{z_{ref}}{L} \right) + \psi_u \left( \frac{z_u}{L} \right) \right] \quad (1)$$

式(1)では任意高度  $z_{ref}$  における風速  $U(z_{ref})$  を算出している。ここで  $z_u$  は入力する風速  $U(z_u)$  の風速観測高度、 $u_*$  は摩擦風速、 $\kappa$  はカルマン定数、 $\psi_u$  は風速の大気安定度補正関数であり、 $L$  はモニン・オブコフ長である。なお、 $L$  の算出にあたりバルクリチャードソン数  $R_{ib}$  を用いた関係式を用いる [Grachev and Fairall, 1997]。

$$L = \frac{z_u (1 + R_{ib} / R_{ibc})}{CR_{ib}} \quad (2)$$

$R_{ib}$  は現場観測値から直接算出できる大気安定度を示す指標として知られており、式(3)の様に求められる。

$$R_{ib} = - \frac{gz_u (\Delta T + 0.61T\Delta q)}{TU^2} \quad (3)$$

ここで、 $\Delta T$  と  $\Delta q$  はそれぞれ地表または海面付近と観測高度における温度差と比湿差を表している。また  $U$  は観測高度  $z_u$  (m)における風速(m/s)である。

なお、式(2)における係数  $C$  はバルク輸送係数を用いることで説明できる [Grachev and Fairall, 1997]。

$$C_d = \left[ \frac{\kappa}{\ln(z_u/z_0) - \psi_u(z_u/L)} \right]^2 \quad (4a)$$

$$C_t = C_d^{1/2} \left[ \frac{\kappa}{\ln(z_t/z_{0t}) - \psi_t(z_t/L)} \right] \quad (4b)$$

$$C = \kappa \frac{C_t^{1/2}}{C_d} \quad (4c)$$

$$C_h = C_d^{1/2} C_t^{1/2} \quad (4d)$$

ここで  $C_d$ 、 $C_t$ 、 $C_h$  はそれぞれ風速、温度、湿度に関するバルク輸送係数である。 $\psi_t$  は温度に関する大気安定度補正関数、 $z_t$  は気温観測高度(m)、 $z_0$  は風速粗度(m)、 $z_{0t}$  は温度粗度(m)である。 $z_{0t}$  は Fairall et al. [2003] に従い粗度レイノルズ数を用いることで簡易に求めることができる。また、 $R_{ib}$  がとりうる限界値を示す  $R_{ibc}$  については以下のように示される [Grachev and Fairall, 1997]。

$$R_{ibc} = -\frac{z_u}{z_i C_h \beta^3} \quad (5)$$

ここで、 $z_i$  は接地境界層の厚さであり、 $\beta$  は突風係数 ( $\beta=1.25$ ) である。

### 3. エクマン層内における風速高度補正

#### 3.1. 接地境界層厚さの算出

大気安定度が支配的要因となる接地境界層とエクマン層の境界となる高度の算出は MOST とエクマン層内の風速高度補正手法を使い分けていく上で非常に重要である。接地境界層は大気の大気対流が弱い大気安定時には数 m 程度にまで落ち込む [Optis et al., 2014]。大気安定時には鉛直方向への対流による境界の乱高下が無くなり接地境界層厚さがある程度固定されるため式(6)により接地境界層の厚さ  $z_i$  を求めることができるようになる。

$$z_i = a \frac{u_*}{f} F(\mu) \quad (6)$$

ここで、 $a$  は定数 ( $a=0.0127$ )、 $f$  はコリオリパラメータ、 $F(\mu)$  は  $\mu = u_*/(fL)$  によって示される

無次元パラメータを用いて駆動する関数であり、式(7)のように定義される [Optis et al., 2014]。

$$F(\mu) = (1 + 0.011\mu + 0.022\mu^2)^{-1/4} \quad (7)$$

#### 3.2. エクマン層内風速の算出

エクマン層内における風速の高度依存性は大気安定度に加えて、地衡風やコリオリ力といった要素によって支配されることになる。この依存性は式(8)によって示される [Emeis, 2014]。

$$U(z_{ref}) = G [1 - 2\sqrt{2} \{ \exp(-\gamma(z_{ref} - z_i)) \} \times \sin(\alpha) \cos(\gamma(z_{ref} - z_i) + \pi/4 - \alpha) + 2 \exp(-2\gamma(z_{ref} - z_i)) \sin^2(\alpha) ]^{1/2} \quad (8)$$

ここで、 $G$  は地衡風ベクトルの大きさ(m/s)、 $\alpha$  は地衡風ベクトルと表面風ベクトルの成す角度(deg)であり、 $\gamma = \sqrt{f/(2\kappa u_* z_i)}$  である。 $\alpha$  を直接的に求めることは困難であるため式(9)を用いることで疑似的に求めることができる [Emeis, 2014]。

$$\alpha = \arctan \frac{1}{1 + \frac{2\gamma z_i}{-\psi_u(z_i/L)} [\ln(z_i/z_0) - \psi_u(z_i/L)]} \quad (9)$$

また、 $G$  は Emeis [2014] を参考に摩擦風速を用いて算出することができる。

$$G = \frac{u_* [-\psi_u(z_i/L)]}{2\gamma \kappa z_i \sin(\alpha)} \quad (10)$$

### 4. 検証箇所・方法

#### 4.1. 検証箇所

検証を行うにあたり 10m 高度風速、並びに高層風速のデータ取得を行っている観測ステーションとして波崎海洋研究施設 (Hazaki Oceanographical Research Station; HORS) のデータを使用した。HORS における観測パラメータの一覧を表 1 にまとめる。なお、観測データはすべて 1 時間毎 10 分間平均データと統一し、検証期間は各観測測器によるデータ状況を勘案して 2016 年 1 月 1 日から 2016 年 10 月 1 日までのデータを使用した。また、本研究では、海上風に対する鉛直プロファイリングの精度検証を目的とすることから、海からの風

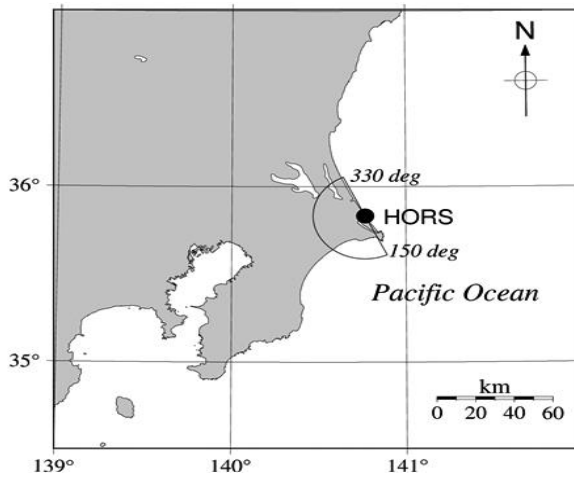


図2 波崎海洋研究施設(HORS)の所在  
[Shimada et al., 2014]

向( $0^\circ \leq \text{風向} < 150^\circ$  並びに  $330^\circ \leq \text{風向} < 360^\circ$ ) の場合のみを使用した(図2参照)。なお、当該施設における観測装置は大気安定度を算出する際に必要となる大気圧と相対湿度を観測していないので、それぞれ 1013[hPa]と 80[%]として代用する(この大気圧・相対湿度代用手法に関しては Liu and Tang [1996]において未観測時等における補完手法として既に用いられている)。

#### 4.2. 検証方法

本研究では2章、3章を基に接地境界層上端で風速が連続的にエクマン層内の鉛直プロファイルへと接続する MOST-EKMAN ハイブリッド型一次元鉛直風速プロファイリング手法(以下、HYBRIDと呼ぶ)を開発し、検証を行う。この手法は大気安定時( $R_{ib} > 0$  のとき)に限り、風速を算出する任意高度が接地境界層にあるかエクマン層内にあるかを式(6)により判別し、任意高度が接地境界層内(つまり、 $z_i \geq z_{ref}$ )ならば式(1)、エクマン層内(つまり、 $z_i < z_{ref}$ )ならば式(8)と2つの異なるプロファイル式を使い分けて鉛直風速プロファイリングを行う「ハイブリッド」な手法である。

この手法に対する推定精度の比較対象として MOST にのみ依存する2種の既存プロファイリング手法を用意した。一つは Businger et al. [1971]を基とした風速高度補正手法(以下、LKB と呼ぶ)、もう一つは Fairall et al. [2003]を基とした手法(以下、COARE と呼ぶ)である。なお、検証のために

表1 HORS における各観測パラメータ

計測機器	計測項目	計測出力間隔
ライダー (高層風速)	風向・風速 (観測高度: 40~200m高度、 20mおきに観測)	10分
栈橋上観測装置	風向・風速、気温 (観測高度: 約10m)	1時間
水温計	海面水温(観測高度: 水深2m)	1時間

表2 大気安定度クラス分け

バルクリチャードソン数	大気状態
$R_{ib} \leq -0.0025$	Unstable
$-0.0025 < R_{ib} \leq 0$	Unstable (near neutral)
$0 < R_{ib} \leq 0.0025$	Stable (near neutral)
$0.0025 < R_{ib} \leq 0.025$	Stable (Strongly)
$0.025 < R_{ib}$	Stable (Extremely)

入力するパラメータは表1に記載された栈橋上の観測値と、先述における大気圧、相対湿度の仮定値を用い、各手法による出力値をライダー観測値と比較するものとする。また、精度評価は大気安定度別に行うものとする。大気安定度の識別パラメータとして式(3)において算出されたバルクリチャードソン数  $R_{ib}$  を用い、Optis et al. [2014]を参考に識別条件を設定し、クラス分けを行った(表2参照)。

#### 5. 結果・考察

検証結果を図3に示す。図3は任意高度における風速値を10m高度における風速値で除することにより求めた風速比(規格化風速)での比較となる。大気不安定時においては全ての手法が MOST による鉛直風速プロファイリングに従うため差はほとんど見られない。しかし大気安定局面においては大気安定度が増すにつれモデル間の差が如実に表れる結果となった。LKB、COARE が異常な強風速を算出するようになる。この結果は Optis et al. [2014]に示される結果と類似している。一方で HYBRID は現場観測値によるプロファイリングとかなり良い一致を見せた。つまり大気が安定している条件下においては、大気安定度が増すにつれエクマン層の影響が強まっているということがこの結果より確認できた。

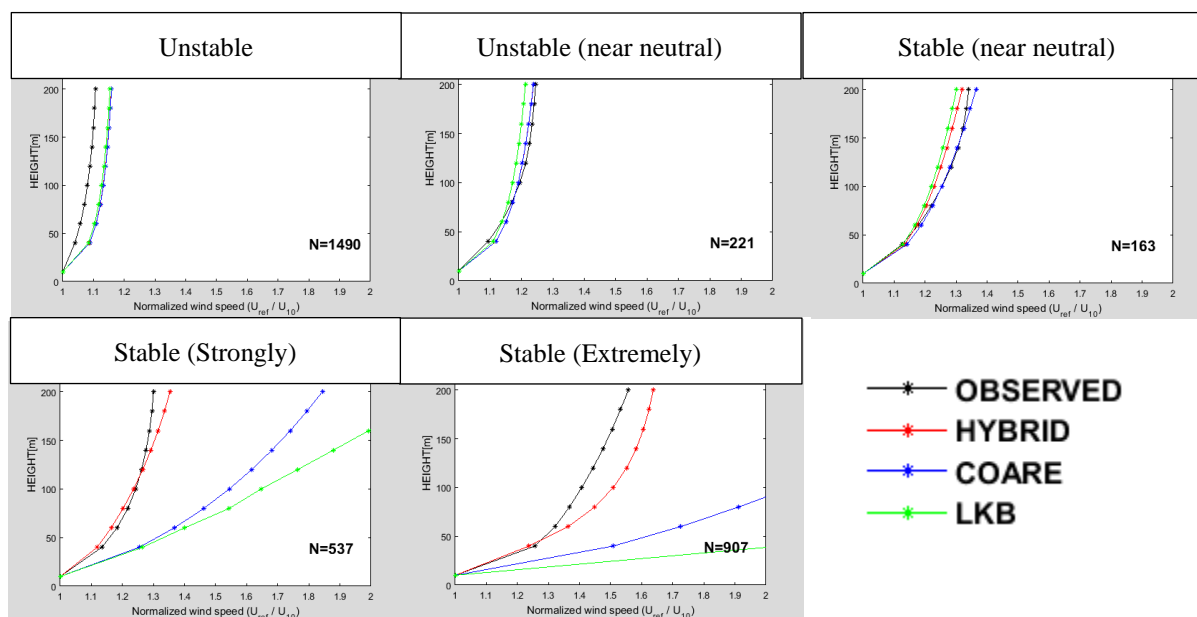


図3 安定度別における3手法推定値と現場観測値による規格化風速の比較

## 6. まとめ

- ①MOST は接地境界層内にのみにしか適応できないため、接地境界層の厚さが非常に薄くなる大気安定時には、その上層における鉛直風速プロファイリングをMOSTで行うと問題が生じることが明らかとなっている。
- ②そこで本研究では、大気安定時に限り接地境界層上端で風速が連続的にエクマン層内の鉛直プロファイルへと接続する「MOST-EKMAN ハイブリッド型一次元鉛直風速プロファイリング」手法を開発した。
- ③波崎棧橋を検証箇所とし、2016年1月1日から2016年10月1日までの観測データを使用して新たに開発した手法と、従来のMOSTによる手法をそれぞれ駆動させることにより精度検証を行った。
- ④開発した鉛直風速プロファイリング手法は大気安定時において、接地境界層よりも高層域(但し、大気境界層内)での風速推定精度を従来のMOSTによる手法と比べて大幅に改善させることに成功した。

## 謝辞

本検証を行うにあたり必要な諸データは国立研究開発法人産業技術総合研究所、国立研究開発法人海上・港湾・航空技術研究所波崎海洋研究施設より提供された。

## 参考文献

- Businger, J. A., J. C. Wyngaard, Y. Izumi, and E. F. Bradley, 1971: Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.
- Emeis, S., 2014: Review Current issues in wind energy meteorology, *Meteor. Appl.*, **21**, 803-819.
- Fairall, C. W., E. F. Bradley, J. E. Hare and A. A. Grachev, J. B. Edson, 2003: Bulk parameterization of Air-Sea fluxes: Updates and verification for the COARE algorithm, *J. Climate.*, **16**, 573-589.
- Grachev, A. A., and C. W. Fairall, 1997: Dependence of the Monin-Obukhov stability parameter on the bulk Richardson number over the ocean, *J. Appl Meteor.*, **36**, 407-413.
- Landwehr, S., N. O'Sullivan, and B. Ward, 2015: Direct flux measurements from mobile platforms at Sea: motion and airflow distortion corrections revisited, *J. Atmos. and Oceanic Technol.*, **32**, 1163-1178.
- Liu, W. T., W. Tang, 1996: Equivalent Neutral Wind, JPL Publication 96-17, p.1.
- Optis, M., A. Mohanan, F. C. Bosveld, 2014: Moving beyond Monin-Obukhov Similarity Theory in modeling wind-speed profiles in the lower atmospheric boundary layer under stable stratification, *J. Bound.-Layer Meteor.*, **153**, 497-513.
- Shimada, S., T. Ohsawa, T. Ohgishi, Y. Kikushima, T. Kogaki, K. Kawaguchi, S. Nakamura, 2014, Coastal wind profile observations using a doppler light detection and ranging system at the Hazaki Oceanographical Research Station, *J. JWEA*, **38**, 29-35.

# 波崎棧橋における陸風時の WRF 計算 風速鉛直プロファイルの精度検証

中里 廉<sup>1</sup> ・ 大澤 輝夫<sup>1</sup> ・ 嶋田 進<sup>2</sup> ・ 竹山 優子<sup>3</sup> ・ 中村 聡志<sup>4</sup>

<sup>1</sup>国立大学法人 神戸大学大学院 海事科学研究科

<sup>2</sup>国立研究開発法人 産業技術総合研究所 福島再生可能エネルギー研究所

<sup>3</sup>国立大学法人 東京海洋大学 学術研究院 海洋資源エネルギー学部門

<sup>4</sup>国立研究開発法人 海上・港湾・航空技術研究所 沿岸環境研究領域

## 1. はじめに

著者らは、表層で得られる気象観測値と数値シミュレーションによる鉛直プロファイルを組み合わせた、新しいタイプの風車ハブ高度風速推定手法である「ブイ観測・数値計算併用型洋上風況調査手法(以下、併用型手法)」の開発に取り組んでいる。この手法では、風速の鉛直プロファイルの再現性が重要となる。北海の FINO3 気象マストで行われた検証ではハブ高度風速を高い精度(バイアス±1%以内・RMSE10%程度)で推定することができたが<sup>1)</sup>、これは同マストが陸上地形の影響を殆ど受けない外洋上に位置しているため、風況が比較的簡単であったことがその理由として挙げられる。今後国内で洋上風力開発が進む沿岸域で、北海の検証で得られた推定精度を保証できるかどうかは不明である。著者らのグループは以前に、港湾空港技術研究所波崎海洋研究施設の棧橋上で上記手法の検証を行ったが<sup>2)</sup>、検証期間が11日間と短期間であったため、一事例の検証という位置付けに留まった。本研究では、検証期間を2016年1月から半年間に延長し、また解析対象を前回の事例解析で精度が悪いことが確認された陸風(陸側から吹いてくる風)に限定することで、メソスケールモデル WRF から得られる風速の鉛直プロファイルの精度検証を行った。

## 2. 使用データ

本研究では、波崎海洋研究施設(茨城県神栖市)で得られた観測値を使用した。図-1に棧橋の航空写真を示す。棧橋の長さは427m、橋桁高は水面から7mである。表層観測値には棧橋に取り付けられた超音波風速計(海面から10m)で観測されたデータを用いる。風速鉛直プロファイルの精度検証に用いる風速データは、LEOSPHERE社製のドップラーライダー

—WINDCUBE WLS7 で得られる観測値を用いる。検証には、高度40m~200mまでの9高度、10分毎の10分平均風速値を使用した。



図-1. 波崎海洋研究施設の概観

## 3. 手法

### 3.1. 併用型手法における風速鉛直プロファイル

併用型手法では、対象ハブ高度を80mとして、表層観測値を基に80m高度風速を推定する。風車ハブ高度風速  $U_{EST,80}$  は以下のように記される。

$$U_{80,EST} = U_{10,OBS} \times \frac{U_{80}}{U_{10}} \quad (1)$$

ここで風速比  $U_{80}/U_{10}$  について、メソ気象モデル WRF による3次元シミュレーションから得られる鉛直プロファイルに加えて、本研究ではモニン・オブコフ相似則に基づく一次元の鉛直プロファイルも用いて、それぞれ比較を行う。両者の長所と短所として、前者については、計算は膨大で計算資源を多く必要とするが水平場の非一様性を考慮できること、後者については圧倒的に計算が簡単だが基本的に接地境界層内部のみで成り立つ理論であることが挙げられる。検証手法の模式図を図-2に示す。



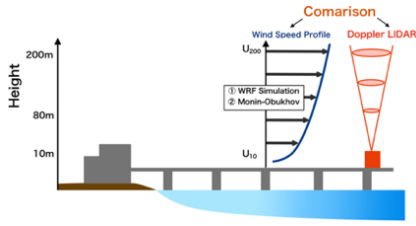


図-2. プロファイル推定手法の模式図

### 3.2. メソ気象モデル WRF について

3次元シミュレーションには、米国大気研究センター (NCAR) が中心となって開発している完全圧縮性・非静力学モデルの Advanced Research WRF を使用した。今回の計算領域及び計算条件を図3と表1に示す。計算期間は2016年1月から6月までの半年間である。WRFの計算初期値・側面境界値・同化値には気象庁メソスケール格子点データ (MSM-GPV)、下面境界値としての土壌温度には NCEP-FNL、海面温度には MOSST を使用した。計算領域は空間解像度 2.5km (101×101 格子) の第一領域、0.5km (101×101 格子) の第二領域と 0.1km (101×101 格子) の第三領域とした。鉛直層は地表面から 100Pa 面まで 43 層をとっている。物理オプションなどは表1に示す通りである。

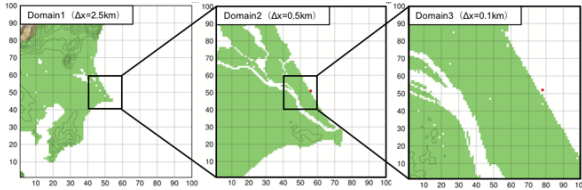


図-3. WRF の計算領域

表-1. WRF の計算条件

<b>Model</b>	Advanced Research WRF (ARW) ver 3.8.1
<b>Period</b>	1 January 2016 through 1 July 2016 (6 months)
<b>Grids</b>	Domain1: 2.5km×2.5km (101×101 grids) Domain2: 0.5km×0.5km (101×101 grids) Domain3: 0.1km×0.1km (101×101 grids)
<b>Level</b>	43 levels (Surface to 100hPa) Lowest levels: 11m, 34m, 61m, 92m, 122m, 161m, 214m... 3-hourly 0.05°×0.05° JMA-MSM GPV
<b>Input Data</b>	6-hourly 1.00°×1.00° NCEP-FNL (only SOIL data) 1-day 0.02°×0.02° AIST and KOBE Univ, MOSST
<b>4DDA</b>	Domain1: Enable Domain2: Enable but excluding below PBL height Domain3: Enable but excluding below PBL height
<b>Physics Options</b>	Dudhia shortwave scheme RRTM longwave scheme Eta microphysics scheme Belts-Miller-Janjic cumulus parameterization scheme (only D01) Mellor-Yamada-Janjic (Eta) TKE PBL scheme Monin-Obukhov (Janjic Eta) surface-layer scheme Noah Land Surface scheme

### 3.2. モニン・オブコフ相似則について

モニン・オブコフ相似則 (以下, M-O 相似則) によると、接地層内部の任意高度  $z$  の風速  $u(z)$  は次式のように表わされる。

$$u(z) = \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{z}{z_0} - \psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \quad (2)$$

ここで、 $u_*$  は摩擦速度、 $\kappa$  はカルマン定数 (=0.4)、 $z_0$  は粗度長、 $L$  はモニン・オブコフ長、 $\psi_m$  は運動量に関する普遍関数である。本研究では以下の式(3)で示す、10m 高度の風速観測値を用いて M-O 相似則を変形した式を用いた<sup>3)</sup>。式(2)と式(3)のモニン・オブコフ長  $L$  と摩擦速度  $u_*$  は次章で示す渦相関法により算出した。

$$u(z) = u_{10.OBS} + \frac{u_*}{\kappa} \left[ \ln \frac{z}{10} - \psi_m \left( \frac{10}{L} \right) + \psi_m \left( \frac{z}{L} \right) \right] \quad (3)$$

### 4. 渦相関法による大気安定度の推定

本研究では、モニン・オブコフ長  $L$  を超音波風速計によるフラックス観測から渦相関法で推定する手法を用いた。この手法では高サンプリングの生データが必要となるが、栈橋に取り付けられた超音波風速計が 0.25 秒の周期で観測を行っているため、超音波風速計から得られた風速 3 成分 ( $u, v, w$ ) と気温の生データを用いてモニン・オブコフ長  $L$  を求めた。 $L$  の算出式は式 (4) に示す通りである。

$$L = - \frac{u_*^3 \bar{T}}{g \kappa \overline{w'T'}} \quad (4)$$

ここで、 $\bar{T}$  は平均気温、 $\overline{w'T'}$  は鉛直熱フラックスである。摩擦速度  $u_*$  は、平均時間 10 分の時間窓を設定し、10 分平均値とその変動成分からそれぞれの風速の水平成分  $u, v$  と鉛直成分  $w$  の共分散の大きさより計算することができる。 $\hat{u}$  と  $\hat{v}$  と及び  $w$  を 10 分間平均値からの偏差とすると、 $u_*$  は以下の式 (5) で定義することができる。

$$u_* \equiv (\overline{\hat{u}^2} + \overline{\hat{v}^2})^{1/4} \quad (5)$$

モニン・オブコフ長  $L$  は長さのスケールを持ち、大気の安定度を示す指標となる。本研究では、安定度を不安定・中立・安定の 3 区分とし、 $-200 < L < 0$  を不安定、 $0 < L < 200$  を安定、 $|L| \geq 200$  を中立とした。

## 5. 結果と考察

### 5.1. 風速鉛直プロファイルの精度と安定度別解析

図-4 は観測値に対する WRF 計算値と M-O 相似則による (a) 平均風速の鉛直プロファイル、(b) 平均風速誤差 (バイアス)、及び (c) 平方根平均二乗誤差 (RMSE) を示している。図-4 より、WRF のプロファイルは高度が上がるにつれてバイアスが徐々に低下していることがわかる。これは、地表面の影響が小さくなるにつれてバイアスが改善されることを示唆している。それに対して M-O 相似則は、高度が上がるほどバイアス、RMSE 共に大きくなっており、WRF とは逆の傾向を示した。

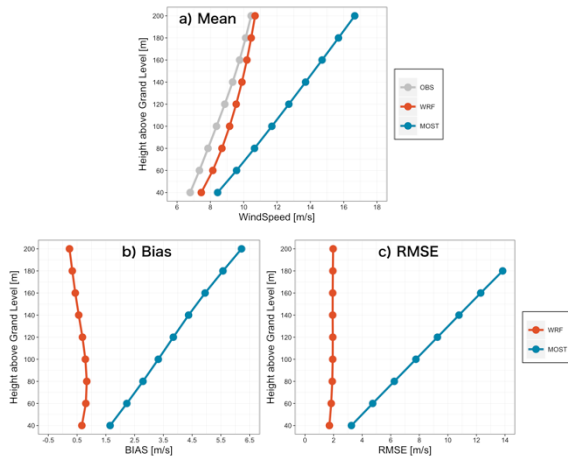


図-4. WRF 計算値・M-O 相似則推定値の精度比較

図-5 は大気安定度が、(a) 中立、(b) 不安定、(c) 安定の時のそれぞれの風速鉛直プロファイルを示している。観測値に対してM-O相似則は、不安定時に過小評価かつシアアが非常に弱く、安定時に過大評価かつシアアが非常に強くなり観測値のプロファイルをほとんど再現できていないことがわかる。一般に M-O 相似則は接地境界層内で成り立つ理論で、接地層高さが低くなる安定成層時は精度が極端に悪化するが、今回の解析では不安定時も観測値に対して精度が非常に悪い。なぜこれほどまで極端に精度が低いのか、次節以降はこの理由について検討する。

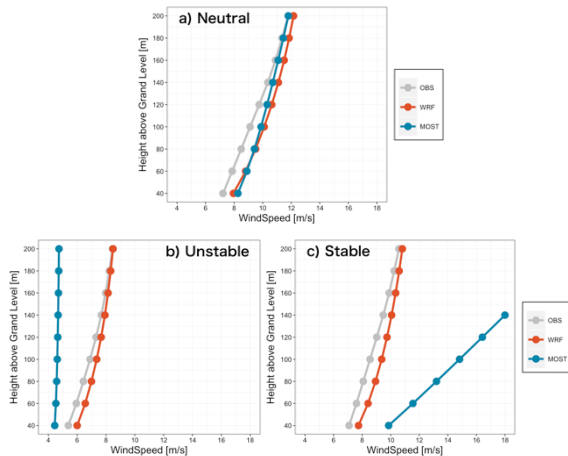


図-5. 大気安定度別の風速鉛直プロファイル

## 5.2. M-O 相似則の陸風時の推定誤差について

大気の成層状態は時間帯によっても変化する。一般に陸上では、日中は太陽からの日射で地表面が過熱されることで混合層が発達し、夜間は地表面の放射冷却に伴い安定境界層が発達する<sup>4)</sup>。季節によっても大きく変わるが、日中は不安定成層になりやすく、夜間は安定成層になりやすい。洋上では海面水温も安定度に大きく影響し、水温が気温より低いと海面表層で安定成層になり、水温が高いと不安定成層になる。図 6 は棧橋で観測された日中・夜間にお

ける気温と海面水温の平均値で、日中は気温が海面水温より高く、夜間では海面水温の方が高いことがわかる。

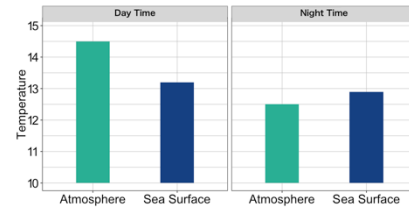


図-6. 日中と夜間の気温と海面水温の関係

図-6 示された日中・夜間の気温と海面水温の関係に加え、WRF の計算結果も用いて検証を進める。図-7 は 2016 年 2 月 10 日～17 日における 10m 高度の WRF 計算値の風向時系列で、赤色で示す 2 月 12 日夜間～15 日昼間は陸風（風向が 180 度前後）が卓越している。この期間の昼間（2 月 14 日 12 時）と夜間（2 月 12 日 22 時）の WRF により計算された高度 2m の気温場を図-8a と図-8b に示す。図-8a より、日中は洋上よりも陸上の方が気温が高く、風速ベクトルの向きから陸上の暖かい空気が海に向かって移流している様子が見て取れる。逆に夜間は日中とは逆に陸上の方が気温が低く、冷たい空気が海に向かって移流している様子が見て取れる。

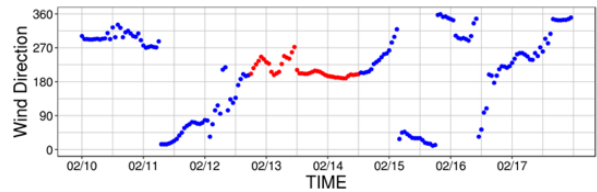


図-7. WRF 計算値 10m 風向時系列

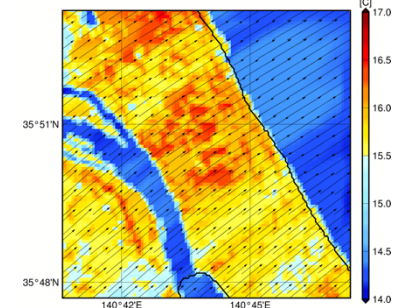


図-8a. WRF による 2m 高度の気温場（日中）

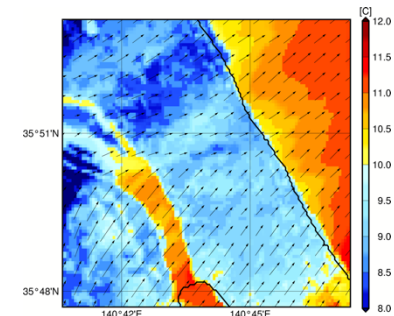


図-8b. WRF による 2m 高度の気温場（夜間）

また、WRF による海面水温は 11.8°C 程度であり、図-8 で示された気温場と比較すると日中は海面水温の方が低く、夜間は高いことが明らかとなった。以上、図-6、図-7、図-8 で示された関係をまとめ、陸風時の推定誤差が悪化する原因を次節で述べる。

## 5.2. 陸風時の推定誤差のまとめ

図-9 に、陸風時に発生する M-O 相似則による風速鉛直プロファイル推定誤差の模式図を示す。図-6 と図-8a から、日中は気温より海面水温の方が低いいため表層で安定度を判断すると安定と判断されるが、上空の気層はよく混合されている。これは陸域の混合層が海岸線付近から生じる内部境界層の上方に移流するためであり、海面表層の成層状態を基にして M-O 相似則で上空まで持ち上げると、表層と上空との間で不整合が生じ、風速プロファイルは過大評価になってしまう。一方、図-6 と図-8b によれば、夜間は気温より海面水温の方が高いため表層では不安定と判断されるが、上空のプロファイルは安定時のままである。これは放射冷却による冷たい空気が陸からの風によって内部境界層の上方に移流するためであり、表層の不安定状態を基に持ち上げると風速プロファイルは過小評価になってしまう。こうした理由により、M-O 相似則に基づく鉛直一次元的手法では大気成層に関わらず、大きな誤差を含みえると考えられる。M-O 相似則に対して、WRF は陸風時に過大評価の傾向があるものの、M-O 相似則と比較すると精度は格段に良い。これについて、WRF は一次元モデルでは扱うことができない放射過程や熱力学過程を考慮できるため、気温や海面水温の関係により生じる大気安定度のある程度再現できたと考えられる。

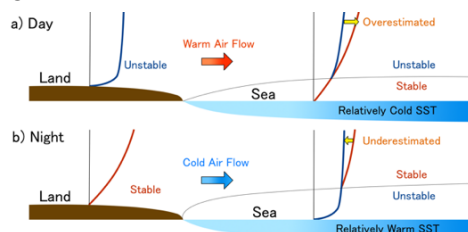


図-9. M-O 相似則推定誤差のメカニズム

## 6. おわりに

本研究では、「ブイ観測・数値計算併用型洋上風況調査手法」の開発に際し、風速鉛直プロファイル推定手法としてメソ気象モデル WRF による 3 次元シミュレーションに基づく推定手法とモニン・オブコフ相似則に基づく一次元的手法の 2 つを提案し、波崎海洋研究施設の棧橋で観測値とそれぞれを比較した。得られた結論を以下に示す。

- 1) M-O 相似則による鉛直一次元手法では、陸風時の推定精度が非常に悪く、高度が上がるにつれて誤差が大きくなることが分かった。それとは対照的に、WRF では高度が上がるに従ってバイアスが小さくなることが明らかになった。
- 2) 棧橋で観測された気温と海面水温の関係と WRF で計算された気温場から、日中は海に向かって海面水温よりも暖かい空気が移流し、夜間は海面水温よりも冷たい空気が移流する傾向があることが示された。
- 3) 上記の傾向があるために、陸風時には海岸線から生じる内部境界層の内外で成層状態が極端に違う鉛直構造が形成され、これが理由で鉛直一次元モデルでは推定誤差が大きくなることが示唆された。
- 4) それに対し WRF は放射過程・熱力学過程を考慮できるために、暖気や冷気の移流及び内部境界層の存在をある程度表現でき、ハブ高度推定誤差の減少につながったと考えられる。

以上より、沿岸海域においては、WRF プロファイルに基づく「ブイ観測・数値計算併用型手法」を適用することに妥当性があることが示された。

## 謝辞

本研究は、科研費基盤研究 (B) 17H03492 「バンカビリティ評価に使用可能な信頼できる洋上風況精査手法の確立」の一環として行われたものである。また本研究の WRF 計算には、京都大学情報環境機構のスーパーコンピューターシステムを利用させて頂いた。ここに併せて感謝の意を表します。

## 参考文献

- 1) 大澤輝夫, 香西克俊: 洋上表層観測値と WRF 鉛直プロファイルから推定されたハブ高度風速の精度について, 日本風力エネルギー学会論文集, Vol.38, No.4, pp.110-114, 2015.
- 2) 大澤輝夫, 嶋崎翔太, 市川弘人, 嶋田進, 竹山優子, 小垣哲也, 川口浩二, 中村聡志: ブイ観測・数値シミュレーション併用型洋上風況推定手法の有用性検証, 土木学会論文集 B3(海洋開発), Vol.71, No.2, I\_132-I\_136, 2015.
- 3) Landwehr, S., M. O'Sullivan, and B. Ward: Direct flux measurements from mobile platforms at Sea: motion and airflow distortion corrections revisited, J. Atmos. and Oceanic Technol., Vol.32, pp.1163-1178, 2015.
- 4) Stull, R. B. : An Introduction to Boundary Layer Meteorology, Springer, 670p., 1968

# WRF 入力値に用いられる複数データセットの精度比較と検討

\*内山 将吾 (神戸大学大学院海事科学研究科)

大澤 輝夫 (神戸大学大学院海事科学研究科)

Gerald Steinfeld (ForWind, University of Oldenburg)

Detlev Heinemann (ForWind, University of Oldenburg)

## 1. はじめに

近年開発が進んでいる洋上風力発電において、最適な建設サイトの特定はそれ以降の事業の将来性を決定する重要なフェーズである。その資源量調査を安価に行うことのできる数値モデルの使用は一般化してきており、今後もその使用が見込まれる。2017年3月には、NEDO 事業の下で著者らが開発を進めてきた洋上風況マップ NeoWins が一般公開された ([http://app10.infoc.nedo.go.jp/Nedo\\_Webgis/top.html](http://app10.infoc.nedo.go.jp/Nedo_Webgis/top.html))。この NeoWins の作成に当たっては、気象モデル WRF による数値計算が用いられた<sup>1)</sup>。この際、信頼性の高い洋上風況マップを作成するため、複数項目に及ぶ計算条件の検討が行われた<sup>2)</sup>。それ以前にも、WRF の計算精度を決定する大きな要素として考えられている入力値の検討として、欧州の風力資源量調査で実績の高い ECMWF Operational Analysis (以後 EC-Oper) を用いたドイツ・日本間の計算精度比較が行われた<sup>3)</sup>。この結果、同じ入力値・計算条件にも関わらず、日本では WRF 計算風速の RMSE がドイツの約2倍大きく、推定精度が悪いことが明らかになった。こうした背景もあり、NeoWins の作成には最終的に気象庁 MANAL を使うことが決定された。

ただし、NeoWins 開発時には時間的な制約から、WRF 計算の入力値である EC-Oper と MANAL 自体の精度は体系立てて行っていない。そこで本研究では、上記2つのデータに別の3つを加えた計5つの客観解析値の風速値について数多くの洋上観測値との比較を行い、それらの風速推定精度を検証することを第一の目的とする。更に、両者を NeoWins 作成に用いられたような日本に最適化されている計算条件の下で WRF に入力することにより、ダウンスケーリング前後の風速推定精度の変化を確認することを第二の目的とする。

## 2. 手法とデータ

### 2.1. 観測データの概要

本研究では、風速推定精度の検証に日本沿岸で入手された低高度観測値とハブ高度観測値を用いる。

図1に各観測値の位置を示す。低高度の観測値にはブイや鉄塔による計29地点での観測値を用い、ハブ高度観測値には、能代港(50m)、銚子沖(80m)、北九州沖(80m)の3つの鉄塔と、波崎栈橋に設置された鉛直型ドップラーライダーから得られる87m高データを用いた。ただし、銚子沖、北九州沖の鉄塔データについては、NEDO ホームページに公開されている月平均風速を用いたため、RMSE については算出してない。また、波崎栈橋では、海面上87m高のみではなく、47mから207mまで20m刻みに得られた観測値と、海面上10m高に設置されている超音波風向風速計による観測値を組み合わせ、鉛直プロファイルの計算精度についても検証する。ただし、ライダー観測値は海面上40mから200mまで20m刻みのデータとなるよう高度補正を施している。データの取得期間は、低高度観測値が2014年、ハブ高観測の能代港は2014年8月-2015年7月、銚子沖・北九州沖は2013年、波崎は2015年10月-2016年9月の、いずれも1年間である。便宜上、表中においては、能代港、波崎栈橋、銚子沖、北九州沖をそれぞれ NSK, HZS, CSO, KKO と示す。

### 2.2. 客観解析値の概要

本研究で比較に用いる客観解析値を表1に示す。時間・空間解像度や配信機関が異なる5つのデータセットを用いる。NCEP FNL は NCEP (米国立環境予測センター) が配信している再解析データであり、ERA-interim, ERA5 は ECMWF (ヨー

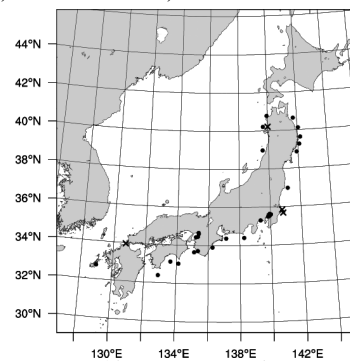


図1: 検証に用いた観測点 (●印: 低高度, X印: ハブ高度)

ロッパ中期予報センター) が配信しているデータで、ERA5 は interim に変わる第 5 世代の再解析データとされている。また、MANAL のみが全球解析値ではなくメソ解析値であるため、空間解像度がその他に比べ高くなっている。各観測点位置でのデータ抽出の際には、バイリニア法による水平内挿を行った。また、観測高度への鉛直内挿には、U-logZ 片対数グラフ上での 3 高度 (10m 高度, 1000 hPa 高度, 925hPa 高度) の推定値に対する回帰直線を用いて任意高度の風速を算出するという手法を用いた。水平・鉛直内挿の概念図を図 2 に示す。

表 1: 各客観解析データの概要

	NCEP FNL	ERA-interim	ERA5	EC-Oper	MANAL
Source	NECP	ECMWF	ECMWF	ECMWF	JMA
Spatial resolution	1°x1°	0.7°x0.7°	0.3°x0.3°	0.25°x0.25°	0.05°x0.05°
Temporal resolution	6-hourly	6-hourly	hourly	6-hourly	3-hourly
Coverage	Global	Global	Global	Global	Japan

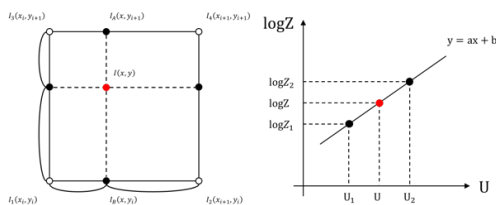


図 2: 水平内挿 (左) と鉛直内挿 (右) の概念図

### 2.3. WRF 計算

本研究の計算には、Advanced Research WRF (ARW) version 3.6.1 を用いた。WRF は、米国環境予報センター (NCEP) と米国大気研究センター (NCAR) が中心となって開発を行っている完全圧縮性非静力学モデルである。本研究に用いた WRF の計算設定を表 2 に示す。海面水温データとして、産総研・神戸大学共同開発の MODIS-Based SST<sup>4)</sup>、土壌要素として NCEP FNL を用いた。客観解析値の違い以外については、NeoWins 作成の際に用いられた計算条件と一致させている。また、計算期間はそれぞれの観測点においてハブ高度観測データが得られる 1 年間に合わせている。また、図 3 に計算ドメインの一例を示す。本研究では NeoWins 作成時と同様に、WRF の第二計算領域

表 2: WRF 計算条件

Model	Advanced Research WRF (ARW) Ver. 3.6.1
Period	1 year (Depending on obs.)
Input data	ECMWF Operational Analysis or JMA MANAL MODIS-Based SST (AIST and Kobe Univ.) NCEP FNL (for Soil)
Domain	Domain 1 : 2.5km grids, 100 x 100 Domain 2 : 0.5km grids, Approx. 1° x 1°
Level	40 levels (surface to 50hPa or 100hPa)
FDDA	Domain 1 : Enable Domain 2 : Enable, but excluding below PBL height
Physical Option	Dudhia shortwave scheme RRTM longwave scheme Ferrier (new Eta) microphysics scheme Mellor-Yamada-Janjic (Eta) TKE PBL scheme Monin-Obukhov (Janjic Eta) surface-layer scheme Noah land surface scheme

が緯度経度 1 度×1 度のタイルをカバーできるようなドメイン設定とした。

## 3. 結果と考察

### 3.1. 客観解析値の比較

まず WRF によるダウンスケーリング計算を行う前段階として、客観解析値自体の風速推定精度を比較した。図 4 は、低高度観測値を用いた検証結果を示す箱ひげ図である。まずバイアスについては、MANAL 以外は全体的に過小評価傾向があり、中央値や平均値の観点から MANAL の精度が最も高いことが分かる。空間解像度の低い全球客観解析値ではバイリニア内挿法によって周囲の陸グリッドの影響が入るため、沿岸付近では低風速になったと考えられる。一方、RMSE を見ると、MANAL の精度は、EC-Oper と ERA5 の精度と変わらないか、やや悪くなることを見て取れる。EC-Oper や ERA5 は MANAL の空間解像度の約 5 倍粗いにも関わらず、RMSE にあまり違いが見られないのは驚くべきことである。

次に、表 3 にハブ高度観測値を用いた検証結果を示す。バイアスについては、4 地点中波崎を除く 3 地点で MANAL が最も小さくなった。RMSE についても検証可能な 2 地点の両方で MANAL が最も小さな値を示した。これらの結果から明らかなように、MANAL はハブ高度風速については最も高い精度を持っていることが明らかになった。

最後に、波崎における鉛直ライダーの複数高度観測値を用いた風速の鉛直プロファイルについて検証を行った。図 5 に各客観解析値と現場観測値の年平均風速プロファイルを示す。ここでは、全高度において観測値が得られる時間のみを対象として平均プロファイルを算出している。ECMWF 提供の 3 データにおいては、全高度を通して風速の鉛直シアを過小評価する傾向にあることが分かる。平均風速は高いものの、FNL にも ECMWF 提供データと同様な鉛直シアの過小評価傾向が見られる。このような鉛直シアの過小評価により、高高度ほど負のバイ

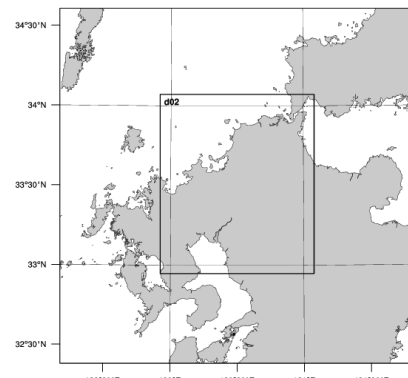


図 3: WRF 計算ドメインの一例

アスが大きいという結果が見られた。従来より、気象モデルにおいては、陸からのフラックスや地形の影響を受けやすい地表付近で精度が低く、高度が上がるにつれその精度が高くなっていくと報告されていた<sup>5)</sup>が、本研究においては、その傾向とは異なる結果となった。一方、MANAL は全体的に風速の過小評価傾向が見られるものの、鉛直シアの再現性は高いことが見て取れる。そのため、相対バイアス(%)は平均風速の増加に伴い高高度ほど小さくなる傾向がある。これは既往研究<sup>5)</sup>により明らかになっているバイアスの鉛直プロファイルの傾向と一致する。本検証において、風速の精度検証結果が鉛直プロファイルの再現性の良し悪しに依存し、高度により評価が変わり得ることが示された。客観解析値の風速推定精度を評価するにあたって、この点には注意が必要である。

### 3.2. WRF 計算精度の比較

次に、前節にて精度が高いことが明らかになった MANAL と EC-Oper を用いて、WRF によるダウンスケージングを行った後の風速推定精度の比較・検証を行った。表 4 に 2 種類の WRF 計算から得られた風速推定精度の結果を示す。客観解析値自体の精度と比べて風速推定精度は大幅に向上しており、WRF 計算による力学的ダウンスケールの効果がうかがえる。2 種類の入力データによる WRF 計算精度は、観測点によって多少の差はあるものの、概ねバイアスの絶対値は 5%未満である。一方で 2 つの計算精度を比べてみると、MANAL を用いた WRF 計算の方がどの統計値を見ても精度が高いことを示している。このことは、洋上風況マップ NeoWins において WRF 入力値に MANAL を用いたことの妥当性を証明している。一方、再度バイアスに着目すると、EC-Oper を入力した WRF 計算においては、全ての地点で負の値をとっていることが分かる。これらの負バイアスは、前節の図 4 と表 3 に示されている EC-Oper の負バイアスに起因しているという

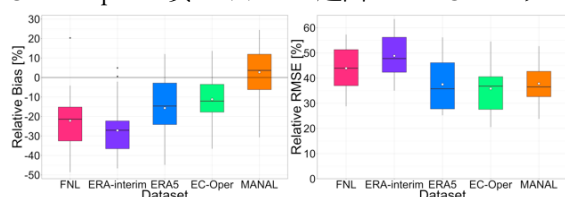


図 4: 低高度における各データセットの精度 (左: 相対バイアス, 右: 相対 RMSE)

表 3: ハブ高度における各データセットの精度 (最も良い値を赤字で示している)

	Site	FNL	ERA-interim	ERA5	EC-Oper	MANAL
rBias [%]	NSK	-17.7	-40.7	-38.5	-39.1	-11.2
	HZS	-5.1	-8.4	-15.5	-15.7	-7.2
	CSO	-6.1	-10.7	-18.8	-16.5	-5.3
	KKO	-27.3	-38.1	-33.8	-17.4	-7.7
rRMSE [%]	NSK	36.5	56.4	52.4	51.0	30.4
	HZS	37.8	39.1	34.1	31.6	30.8
	CSO	-	-	-	-	-
	KKO	-	-	-	-	-

ことが考えられる。これまでの先行研究において WRF 計算は沿岸域で過大評価傾向を示すことが明らかになってきたが、EC-Oper のように入力値自体が大きな負バイアスを持つ場合、WRF 計算の過大評価傾向はその負バイアスに打ち消されて、結果的に過小評価傾向となることが分かった。つまり、WRF の計算精度及び計算特性の理解には、入力となる客観解析値の精度自体をきちんと理解することが重要だということである。

本節最後に、WRF 計算後の風速鉛直プロファイルについて比較を行う。図 6 は、2 種類の客観解析値を入力して得られた WRF 計算値と観測値による風速鉛直プロファイルを示す。この図より、WRF 計算から得られた 2 つのプロファイルは、風速は違うものの大凡相似形となっていることがわかる。風速の大小は客観解析値自体が持つ風速の大小と一致している。観測値のプロファイルと比較すると、低高度に見られる大きな鉛直シアを WRF 計算値が捉えきれていないことが分かる。波崎では年間の約半数が陸側の風向であることから、WRF は陸上の複雑地形や粗度による風速の低減効果を過小評価しているものと考えられる。上記の内容を踏まえて、WRF は入力値自体の風速鉛直プロファイルを上空ではある程度までは改善することができるが、入力値が含む大きなバイアスについては WRF 計算後も完全に取り除くことができないことが示唆された。風力発電の発電量評価においては、風速バイアスを極力ゼロに近づけることが鍵となるため、WRF 計算の入力値としては、極力バイアスの小さいものを使用すべきである。その意味で、本検証に用いた複数の客観解析値の中では MANAL が最適であり、MANAL を NeoWins 作成用の WRF 計算に用いたことは妥当であったことが証明されたと言える。その一方で、ダウンスケージング後の鉛直プロファイ

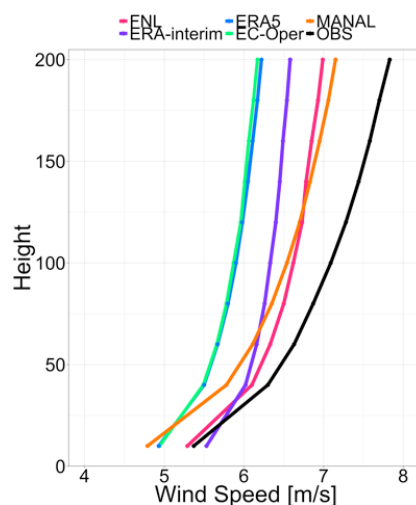


図 5: 各データと観測値の鉛直プロファイル

ルについては依然として改善の余地があるため、波崎以外のサイトにおいても、マストやライダーを用いた WRF 計算の鉛直プロファイルの精度検証を行っていく必要がある。

#### 4. おわりに

本研究では、日本の沿岸域における複数の観測点を用いて、WRF に用いられる複数の入力値の精度検証とそれらを用いた WRF 計算値の精度検証を行った。そこで得られた結果を以下に示す。

- 1) 客観解析値間の比較においては、バイアスと鉛直プロファイルの面では MANAL が最も精度が高く、RMSE の面では EC-Oper の精度が MANAL の精度を若干上回る。
- 2) WRF 計算においては MANAL を用いた場合に最も精度が高くなり、NeoWins 用の WRF 計算条件が妥当なものであったことが証明された。
- 3) WRF 計算により鉛直プロファイルは改善されるが、入力値が持つ大きなバイアス傾向は計算後も完全に消えることはない。

#### 5. 今後の課題

本研究では各観測点の精度の把握と、波崎における鉛直プロファイルの比較を行った。しかし、WRF を用いた風況マップ作成という 1 つの目標において、風速の面的場の把握は必要不可欠である。そのため、特に複雑地形の周辺における客観解析データの面的場や WRF 計算風速マップを用いた追加検証をする必要がある。

表 4: ハブ高度における WRF 計算精度

	Site	EC-Oper	MANAL
rBias [%]	NSK	-7.7	-2.8
	HZS	-2.6	5.6
	CSO	-4.4	0.9
	KKO	-2.8	0.2
rRMSE [%]	NSK	28.9	27.1
	HZS	28.9	28.5
	CSO	-	-
	KKO	-	-

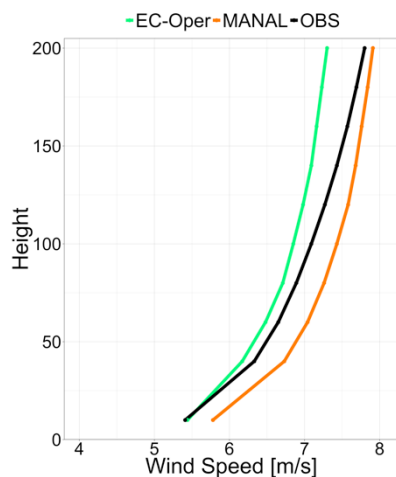


図 6: 2 種の WRF 計算と観測値の鉛直プロファイル

#### 謝辞

本研究で検証に用いた洋上観測データは、国土交通省港湾局、東京大学生産技術研究所平塚沖総合実験タワー、京都大学防災研究所白浜海象観測所から提供頂いた他、国土交通省関東地方整備局千葉港湾事務所、国土交通省大阪湾水質定点自動観測データ配信システム、高知県水産振興部漁業振興課漁海況情報システム、NEDO の各ホームページより取得した。能代港の観測値は、NEDO 事業「洋上風況観測技術開発」(株式会社大林組、大森建設株式会社)にて得られたデータである。波崎栈橋における観測は、NEDO 事業「洋上風況観測システム実証研究(洋上風況マップ)」の下で、港湾空港技術研究所波崎海洋研究施設及び産業技術総合研究所の協力により得られたものである。ECMWF データは、ドイツ連邦教育・研究省(BMBF)の財源により運営されているドイツ学術交流会(DAAD)のプログラム(IPID4all)の下で収集、解析されたものである。ここに併せて謝意を表する。

#### 参考文献

- 1) 大澤他, 2015: WRF を用いた日本沿岸洋上風況マップの研究開発, 第 37 回風エネルギー利用シンポジウム予稿集, pp. 181-184
- 2) Ohsawa et al., 2016: Investigation of WRF configuration for offshore wind resource map in Japan, Proc. Of WindEurope Summit 2016, PO. 181, 6p.
- 3) Ohsawa et al., 2016: Accuracy comparison of mesoscale model simulated offshore wind speeds between Japanese and German coastal waters, Proc. of WindEurope Summit 2016, PO.240, 6p.
- 4) Shimada et al., 2015: Effects of sea surface temperature accuracy on offshore wind resource assessment using a mesoscale model, Wind Energy, Vol.18, No.10, pp.1839-1854.
- 5) Shimada et al., 2011: Accuracy of the Wind Speed Profile in the Lower PBL as Simulated by the WRF Model, SOLA, 2011, Vol. 7, pp. 109 – 112.

# 冬季雷の気象的・電气的特性について

道本光一郎（音羽電機工業（株）、元 防衛大学校）

## 1. はじめに

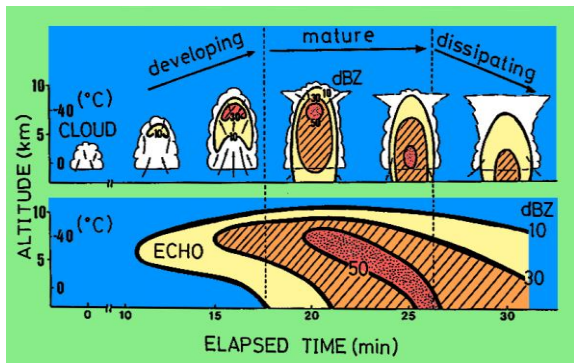
従来、冬季雷に関する研究は、小松空港周辺で、主に気象要素や地上電界の変化などに注目し、また、レーダーエコーの盛衰と被雷との対応などの解析についてなされてきた。

平成 22 年 5 月末から、気象庁は「雷（かみなり）ナウキャスト」の運用を開始し、さらに平成 29 年 1 月末には、気象庁ライデンデータが公開（気象業務支援センター経由）されて、今後はライデンデータから得られる雲放電や落雷、いわゆる「雷放電」情報の解析と研究が、鋭意、行われることであろうと期待したい。

ここでは、今までの冬季雷の気象的および電气的な特性等について紹介すると共に、今後研究していかなければならないいくつかの課題等についても紹介し、それらが若い研究者等への動機付けになれば幸いである。

たとえば、離着陸航空機等の被雷回避のための予測情報を得る研究をする際に、有益なアプローチとなる方法を示すとともに、併せて通常型気象レーダーデータの利用だけでなく、ドップラー機能や偏波機能、さらにはマルチパラメータ（MP）レーダーやフェーズドアレイレーダー等による新しい予測情報入手の可能性についても紹介する。

## 2. 雷雲の盛衰とレーダーエコーとの対応

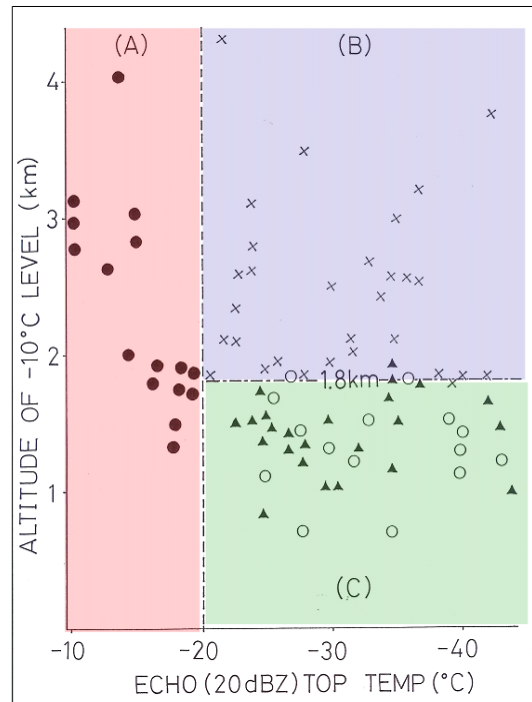


第1図 雷雲の盛衰とレーダーエコーとの対応関係

第1図は、雷雲のレーダーエコーが、発達、成熟、衰弱のそれぞれの段階を経て行く様子を模式的に示した図である。気象レーダーによって捕捉されるエコーは、雲の中に充分大きな降水粒子が形成されることが必要であり、対流雲が形成されてからおよそ10分程度が経過してからとなる。

その後、15分経過頃から、雲放電が開始する。いわゆる雷雲、かみなり雲の出現である。その後、地上で降水が観測され、次第にその降水が強くなる。この頃、落雷、すなわち対地放電が始まり、雷放電のピーク（雲放電と落雷の両者を合わせて）となる。

そして、30分程度で雷雲は衰退し、放電活動も終了する。これが一連のライフサイクルである。



第2図 対流雲が雷雲になるかどうかの判定図

第2図は、対流雲が雷雲となるかどうかを、縦軸にマイナス10度C高度を、横軸に対流雲のレーダーエコー頂気温をパラメータとして取り、主に冬季の小松を中心とした北陸地方沿岸付近にお



ける対流雲や雷雲の放電活動状況を、統計的に解析した結果を示す図である。

この判定図からわかることは、

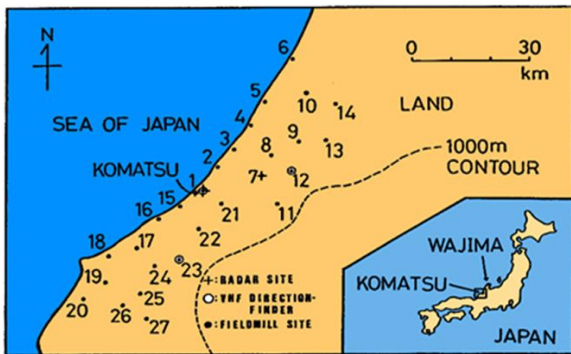
(A) の領域、すなわち、対流雲のレーダーエコーがマイナス20度Cに達しないものは、雷放電をともしない。つまり、雷雲にはならないということである。(●印)

(B) の領域、すなわち、対流雲のレーダーエコーがマイナス20度Cを越えて発達し、しかも、その時の大気成層において、マイナス10度C高度がおよそ2km以上であれば、その対流雲は活発な雷放電をともし雷雲となる。(×印)

(C) の領域、すなわち、対流雲のレーダーエコーがマイナス20度Cを越えて発達し、その時の大気成層において、マイナス10度C高度がおよそ2kmに達していない場合には、対流雲は○印で表される非発雷のものとなるか、または、▲印で表される一発雷となる非常に弱い雷放電をともし雷雲となるかのどちらかである。そして、これら両者(○印と▲印)の対流雲や雷雲は混在して存在する。

対流雲が雷雲になるかどうかの判別、そして雷雲になった場合の雷放電活動度の強弱の把握ができる。ただし、領域(C)では非発雷の対流雲と一発雷をもたらす雷雲が混在しており、厳冬期の発雷予測や、航空機等への被雷の有無を予測するための障壁となっている。

### 3. これまでの解析結果等の要約



第3図 石川県小松基地周辺に展開されている「地上用雷電探知装置」の配置図

第3図は、航空自衛隊小松基地を含む地域の地図で、小松空港周辺に配備している「地上用雷電探知装置」の各センサーの配置を示した図である。この装置は、気象レーダー、空電方向探知機及び電界計の三種類から構成されている。これらの計測装置からのデータを処理して、離着陸航空機等へ情報を提供している。

そして、本装置により収集された長期間のデータを解析した結果は以下の通りである。

(1)地上電界値±5kV/m以上で「電撃情報」を発表する。

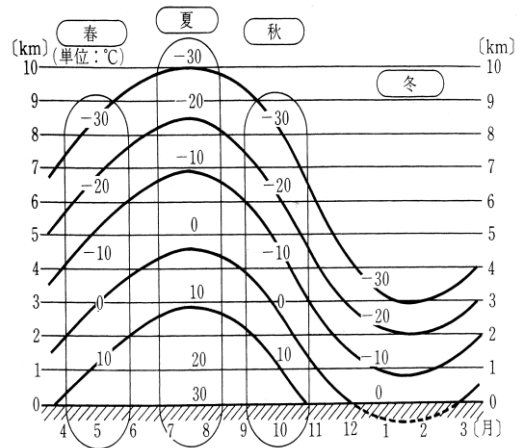
(航空自衛隊小松気象隊予報則(部内限り資料))

(2)同じく±10kV/m以上で小松空港離着陸航空機への被雷が頻発するようになる。

(日本気象学会:「天気」、34,769-773,1987)

(3)雲や降水との関係:90%以上が、雲中、降水現象の中を飛行中に被雷が発生している。(日本大気電気学会:“JAE”、13,47-58,1993)

さらに、被雷しない時の地上電界値等の事例解析も多数実施し、地上電界値の比較だけでは、航空機の被雷の可能性の有無判別が困難であることを確認した。しかし、エコー頂気温がそれぞれ「-10℃」、「-15℃」、「-20℃」に対応して、小松空港周辺では、それぞれ「電撃情報の発表」、「誘発雷の危険性が大」、「自然発雷(顕在雷)の生起」と各段階を経ることが確認されており、これらの値は「落雷などの予測に有効」である。



第4図 各月別の気温の高度変化(輪島)

#### 4. 被雷や落雷を防止するための具体策

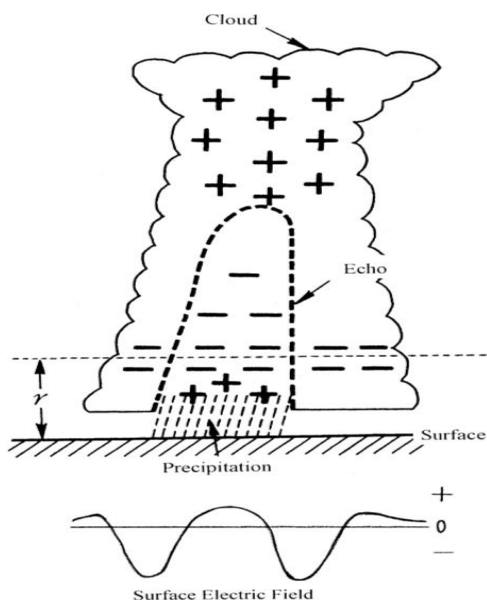
第4図は、輪島における高層観測値から求めた各月別の平均気温の高度変化を示した図である。各等温線は季節ごとに変化し、 $-10^{\circ}\text{C}$ の等温線は、春と秋は5キロ付近に、夏は7キロ付近に位置しており、冬には1キロ付近まで低下している。

従来から、上空気温のみに依存した被雷回避の情報として、「凍結高度及びその上下」付近の温度範囲が指標となっている。

すなわち、 $0^{\circ}\text{C}$ を中心とした「 $\pm 5^{\circ}\text{C}$ 」、もしくは「 $\pm 10^{\circ}\text{C}$ 」の温度範囲を、「被雷遭遇の最も注意すべき危険な場所」という認識がある。層状性の雲であっても対流性の雲であっても、一律に同じ基準を適用していた。

その後、対流性の雲が発達し、雷雲になり、さらに時間の経過とともに雷雲からただの積雲になる過程が気象レーダー観測などにより捕捉できるようになった。

ここで、具体的なイメージを掴むために第5図を参照してほしいと思う。



第5図 雷雲の電荷分布と地上電界の模式図

この図を対流雲やそれからもっと発達した雷雲というイメージで捉えてほしい。そうすると、具体的に対流性のレーダーエコーの有無と強度の確認がで

きる。そして、次に、その雲のレーダーエコーの発達、成熟、衰弱を考慮して、対流雲や雷雲の危険エリア等をチェックすることができる。



第6図 航空機被雷の瞬間（小松空港離陸直後：1997.1.6, 撮影は防衛大学校研究科学生）

第6図は、小松空港離陸直後に被雷した瞬間の画像である。20世紀には、年間20～30件程度の被雷が発生していたが、第7図の棒グラフを参照していただくとわかるが、21世紀になると、平均して年間30～40件以上の被雷が冬季に発生していることがわかる。



第7図小松空港周辺で発生した月別航空機被雷件数

#### 5. 今後の展望等

本小文では、今までの研究の総まとめ等を実施した。この節では、将来のより具体的な航空機被雷や落雷災害などの防止法等について、今後の展望を示してみたい。

先ず始めに、小松空港から半径 100km 以内のレーダーエコーの3次元データを少なくとも1分間隔で入手できるように改善する。

続いて、各レーダーエコーセルの盛衰と雷放電状況の有無を追跡する。この際、陸上の場合には地上電界値との対応関係も考慮する。またその時に、海上～海岸線～内陸と進んでいくレーダーエコーの盛衰、特に再発達や衰弱にも十分に注意を払う。

そして最後に、レーダーエコーの盛衰と対流雲や雷雲の電気的な活動度や雷放電活動度の定量化手法の確立が急務である。今後、より時間間隔の短い(1分以内)レーダーエコーの三次元観測が可能な気象レーダーの実用化が期待されており、航空機被雷や空港への落雷災害等を防止するための的確な情報を適時適切に提供できるようになるものと確信している。

## 6. まとめ

### 6.1 航空機の被雷等を防止するための閾値など

現在までに得られている研究成果を要約すると、

- (1) 地上電界値 $\pm 5 \text{ kV/m}$  以上で「電撃情報」を発表 (航空自衛隊小松気象隊予報則 (部内限り資料))
- (2) 同 $\pm 10 \text{ kV/m}$  以上で小松離着陸航空機被雷頻発 (日本気象学会:「天気」、34,769-773,1987)
- (3) 約 90%以上が雲中や降水中を飛行中に被雷が発生 (日本大気電気学会:“JAE”、13,47-58,1993)
- (4) 気象レーダーを利用した雷放電活動の予測方法 (日本大気電気学会:“JAE”、32, 1-11, 2012)

### 6.2 今後の研究テーマや改善の方向など

これからの研究のアプローチや技術的な改善事項を要約すると、

- (1) 小松空港から半径 100km 以内の気象レーダーエコーの3次元データを、少なくとも1分間隔で入手できるように改善

- (2) レーダーエコーの盛衰と対流雲や雷雲の電気的な活動度や雷放電活動度の定量化手法の確立が急務

- (3) 時間間隔の短い(1分以内)気象レーダーエコーの3次元観測が可能なレーダーの実用化が期待 (XバンドMP気象レーダー、フェーズドアレイ気象レーダーなど)

- (4) 気象庁ライデンデータ等の有効活用を促進 (「雲放電」と「落雷」を区別した雷放電状況を考慮した解析を実施)

以上のような解析研究を実施していくことによって、「航空機被雷」や「空港などへの落雷災害」等を防止するための的確な情報(閾値など)を適時適切に提供できるようになるものと確信している。

(謝辞)

本研究を今日まで継続することができたのは、私に研究の機会を与え続けてくれた防衛省・航空自衛隊の気象等の関係各位のおかげである。特に宇田英史氏には一方ならぬお世話になりました。ここに記して謝意を申し上げます。

(参考文献)

遠峰菊郎・鈴木三男・道本光一郎, 1987: 地表電界値による航空機の被雷防止法、天気、34, 769-773.  
Koichiro Michimoto, 1993: Statistics of Lightning Strikes to Aircraft in Winter around Komatsu Airbase, Japan., J. Atmos. Electr, 13, 47-58.  
道本光一郎, 1998 (2012, 第3刷): 冬季雷の科学、コロナ社, 120pp.  
道本光一郎, 2000: 一億人の気象学入門, 三天書房, 208pp.  
道本光一郎, 2005(第2刷): 気象予報入門、コロナ社, 108pp.  
道本光一郎, 2012: 気象レーダーを利用した雷放電活動の予測法に関する一考察. J. Atmos. Electr., 32, 1-11.

# 六甲山地からの冷気流による気温低下効果と季節変化の解析

田村 望海・瀧本 家康 (神戸大学附属中等教育学校)

## I はじめに

近年、都市部の気温が郊外部より高くなるヒートアイランド現象が問題になっており、これによって夏季熱環境の悪化が起り、生態系への影響、健康被害、異常気象などを引き起こすと言われていた。また、平均相対湿度の低下が引き起こされ、乾燥化も進んでいることが明らかになっている(2014 気象庁の調査)。

このヒートアイランド現象を解消、抑制する手段として海風や地域特有の気流を活用するということが考えられている(持田 2014、清水・菅原ほか 2011 など)。

その手段の1つとして山地からの冷気流を使うということが考えられており、その現象の実態や概要はこれまでの研究によって明らかになってきている(竹林・森山ほか 2001、浜田・一ノ瀬 2011 など)。

浜田・一ノ瀬(2011)は2008年8月7日～9日の長野県長野市における山風の影響を解析し、山風が風速5m/s程度であること、气象台のデータと比較することによって山風による気温低下量が平均で0.5℃、最大で2℃になることが明らかになった。また中村・松尾ほか(2014)は広島県広島市において2013年8月から9月にかけて気温定点観測、風向・風速実測、気温移動実測を行い、18時から22時にかけて風速1.0m/s前後の風が吹いていることを明らかにし、浅水方程式によって冷気流による冷却効果を考察した。

しかし、これらの研究では対象日が少ないものが多く、長いものでも夏季の約2か月間であるため、冷気流の効果の大きさの傾向が良く分かっていないと考えられる。

また、瀧本・重田(2017)は兵庫県神戸市における秋季晴天静穏日を対象に気温日変化を観測し、山麓地域では16時頃から急激な気温低下が観測され、風向変化が見られたことから六甲山地から冷

気流が流れ込んだことを指摘している。

このように山麓地域からの冷気流についての研究は多く行われている。しかし、対象にしている季節が夏季から秋季に限られているものがほとんどであり、冷気流による気温低下効果の実態がすべて分かっているとは言いがたい。また、ほとんどの研究ではヒートアイランド現象を緩和するための冷気は夏季に起こりやすいという前提で研究が行われているものが多い。(中村・松尾ほか 2014 など)

先行研究から、ヒートアイランド現象が表れ、冷気流による効果が表れやすいのは夏季であることが分かっているが、冷気流の実態を明らかにするには夏季以外の季節との比較が必要であると考えられる。

そこで、本研究では、晴天静穏日を対象に、兵庫県神戸市における山麓地域からの冷気流の発生状況を調査し、気温低下効果が風向、風速の観点からどう表れるのか、季節によってどのような変化が見られるかという2点を明らかにすることを目的とする。

## II 方法

### ①観測対象地域の概要

1.神戸大学附属中等教育学校(神戸市東灘区住吉山手5-11-1, 標高158m)

校舎屋上(地上15m)に風向風速計と気温測定器を設置した。

2. AMeDAS(Automated Meteorological Data Acquisition System)神戸観測地点(気温と雨:神戸市中央区脇浜海岸通 神戸地方气象台, 標高5m、風と日照:神戸市中央区港島, 標高3m, 以下 AMeDAS 神戸と表記)

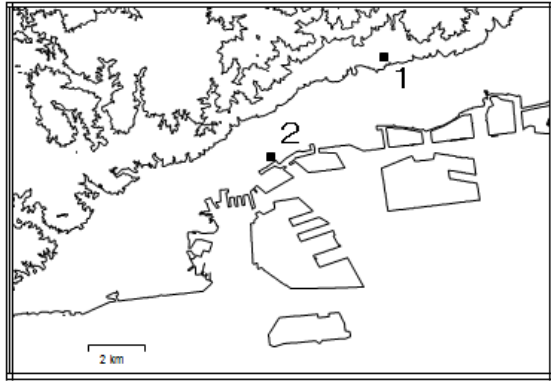


図 1 神戸市の地形、観測地点の位置(等高線は 0m,100m,300m,500mのみ示す。番号は 1 が神戸大学附属中等教育学校、2 が AMeDAS 神戸)

## ②観測日時と時間帯

本研究では観測点で得られたデータのある 2016 年と 2017 年のものを使用した。観測は猪野・清原(2009)、瀧本・重田(2017)を参考にして主に冷気流が発生しやすいと言われている暖候期(4 月から 9 月)、六甲山地からのおろし風が発生しやすいと言われている寒候期(10 月から 3 月)に分けて行った。

## ③冷気流の性質・概要

日本農業気象学会局地気象研究部会(代表：鳥谷・小林、2000)は冷気流の基本的な性質を以下のように整理している。

「晴天晴夜には斜面上で放射冷却によって低温になった地物に接した大気が冷却される。冷却された斜面上の大気と同一高度の谷間上空の大気の気温を比較すると斜面上の方が低くなる。従って、冷気流は同一高度面内の密度差による負の浮力(重力)を駆動力として斜面を流下する。」

本研究ではこの文章を元に例気流が発生する原因を①晴天日、②静穏日とし、それぞれを定めた

条件下において抽出した。抽出の条件は以下のよう

①晴天日…瀧本・重田(2017)、藤部(1981)を参考に AMeDAS 神戸における日照時間が 6.0 時間以上かつ平均雲量が 5 以下の日を晴天日とした。

②静穏日…瀧本(2014)を参考に潮岬と松江において気象庁が観測を行っている 850hpa 地点の風速が 21 時において 7.0m/s 以下の日を静穏日とした。ここで潮岬と松江を対象としたのは高層気象観測を行っている中で神戸から最も近い地点であるためである。

以上を満たした日を観測対象日とした。

その結果、対象日は 20 日間となった。(暖候期 14 日間、寒候期 6 日間、2017 年 11 月時点)

## III 結果と考察

### 1. 観測対象日の風向分布

はじめに本研究の対象日の 3 時、15 時、における風配図を図 2 に示す。これより、3 時には北方向の風、15 時には南方向の風が卓越していることが分かり、先行研究とも整合的である。また、暖候期と寒候期では主な風向に目立った差はないということが考えられる。しかし、寒候期の 15 時には北寄りの風が観測されている。これより暖候期より寒候期の方が風向変化の時間帯が少し早いと考えられる。

### 2. 気温、風向、風速の変化

暖候期における気温と風速の変化を図 3 に示す。これより 16 時を過ぎたあたりから気温低下が始まっている。また、図 4 より風向変化では 16 時から 18 時にかけて南方向から北方向に変化していることが分かった。風速変化では気温低下時に若干強くなっている傾向が見られるが、風速 1m/s から 2m/s 程度である。これより、六甲山地から吹きおろす冷気流の吹走は気温低下とほぼ同時に始まると考えられ、気温低下に関わっていると考えられる。気温の変化量は 16 時から 18 時の 2 時間で約 4 度であることが分かる。

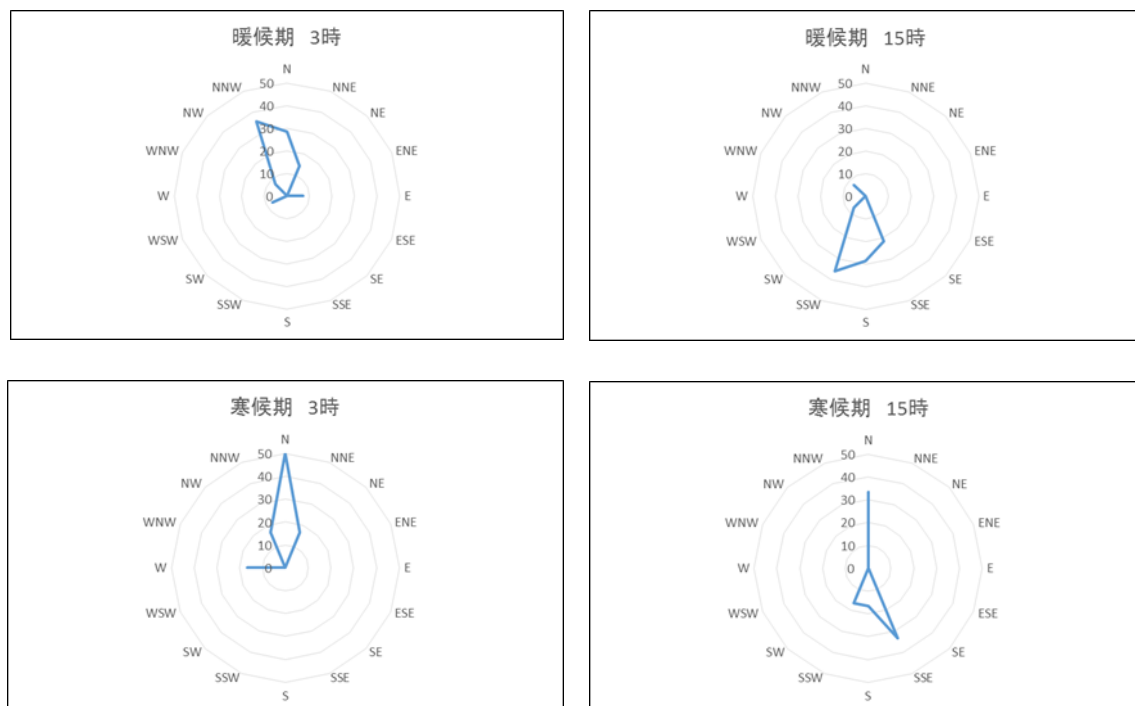


図 2 暖候期と寒候期の 3 時と 15 時における風配図

### 3. 暖候期と寒候期の比較

暖候期と寒候期における気温と風速の変化を図 5 に示す。図 5a において気温低下の開始する時間は 16 時頃であり、暖候期と寒候期に大きな差はない。しかし、16 時から 18 時ごろにかけて暖候期より寒候期の方が気温低下の変化率が大きく、短時間での気温低下が見られる。また、風速変化では寒候期には 2.5m/s から 3.5m/s の風が吹きおろしており、暖候期とは大きな違いが見られることが明らかになった。

### V まとめ

本研究では、冷気流による気温低下効果について調査した。

その結果、以下の 2 点が明らかとなった。

- ① 冷気流は 16 時ごろから吹きはじめ、風速は 1~2m/s である
  - ② 寒候期に吹きおろす冷気流(六甲おろし)は風速が 2.5~3.5m/s であり、暖候期より少し早い時間から吹きはじめる
- しかし、寒候期のデータが少なく、さらに長い

期間での観測が必要であると考えられる。また、

昨年の欠測によって 1 月から 3 月にかけてのデータがないことが課題である。

今後は、さらにデータ収集を続けていき、より明確な結果を示したいと考えている。また、詳細な気温変化量にも着目して研究を続けていきたい。

### VI 参考文献

- 猪野智成・清原康友・東邦昭・永野良紀・加藤央之, 2009: 六甲山地南麓における寒候期のおろし風の解析 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, 44, 219-226
- 狩野真規・三上岳彦, 2003: 谷口に位置する青梅市周辺におけるヒーアイランド現象と山風の吹走との関係 天気, 50, 81-89
- 清水昭吾・菅原広史・成田健一・三上岳彦・萩原信介, 2010: 自然教育園における冷気のにじみ出し現象 自然教育園報告, 第 42 号, 39-47
- 瀧本家康・重田祥範, 2017: 秋季晴天静穏日にお



図3 暖候期における平均気温と平均風速

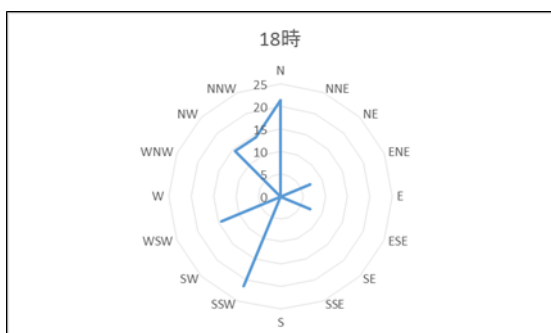


図4 暖候期の18時における風配図

ける兵庫県神戸市の局地風系と気温変化に関する事例解析 天気, 64, 93-102

竹林英樹・森山正和・糸川文崇, 2001: 夏季夜間における山麓冷気流の出現頻度と市街地における影響距離 日本建築学会計画系論文集, 542, 99-104

浜田崇・一ノ瀬俊明, 2011: 山風の流入による夏季の都市気温への影響 地学雑誌, 2011, 403-410  
持田灯, 2014: ヒートアイランドに伴う人間生活への影響の緩和—建築環境工学の立場— 天気, 61, 356-362

日本農業気象学会局地気象研究部会(代表: 鳥谷均・小林哲夫), 2000: 局地風(2)冷気の流れ, 農業気象, 56(4), 311-316

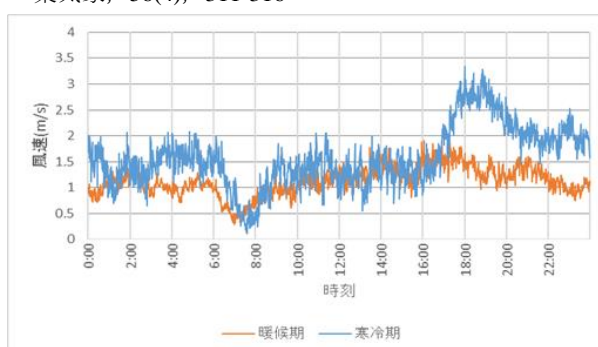
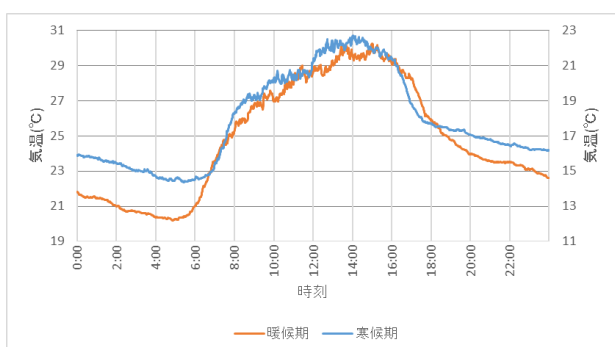


図5 暖候期と寒候期の比較(左が a、右が b)