

例会講演要旨集

第 142 号

目 次

詳細目次・・表紙裏

例 会

1. 西部北太平洋モンスーンオンセットと熱帯域の広域な海面水温との関係・・・・・・・・・・1
2. 過去の極端豪雨の統計的再現手法の検証；高知県の例について・・・・・・・・・・5
3. 2017年9月11日に高知県沿岸部で発生した複数の竜巻・・・・・・・・・・9
4. 暖候期における高知と岡山の降水量差に寄与する日々の現象に関する総観気候学的解析（瀬戸内式気候にも関連して）・・・・・・・・・・13
5. 平成 29 年 7 月九州北部豪雨の観測データからの発生メカニズムの検証・・・・・・・・・・17
6. 四国における降雪の地域特性に関する解析・・・・・・・・・・21
7. 四国上空の対流圏中下層の風の日変化の気候値：ウィンドプロファイラーの解析・・・・・・・・・・25

特別講演

- 「レーダーを用いた突風研究最前線」・・・・・・・・・・・・・・・・・・28
楠 研一氏（気象研究所 気象衛星・観測システム研究部第四研究室長）

ジュニアセッション

1. やまじ風影響地域の関係性・・・・・・・・・・・・・・・・・・35

2017 年 12 月 1 日（金）、2 日（土）

香川大学幸町キャンパス（高松市幸町 1 番 1 号）

研究交流棟 6F 生涯学習教育研究センター第一講義室（1 日目）

幸町北 6 号館 1F 教育学部 611 教室（2 日目）

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

1. 西部北太平洋モンスーンオンセットと熱帯域の広域な海面水温との関係 1
*寺尾 徹 (香川大学教育学部)
2. 過去の極端豪雨の統計的再現手法の検証；高知県の例について 5
*中前 久美・柴田 清孝 (高知工科大学環境理工学群)
3. 2017年9月11日に高知県沿岸部で発生した複数の竜巻 9
*佐々 浩司 (高知大学自然科学系理学部門) ・西井 章 (高知大学理学部応用理学科)
4. 暖候期における高知と岡山の降水量差に寄与する日々の現象に関する総観気候学的解析 (瀬戸内式気候にも関連して) 13
*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. 平成 29 年 7 月九州北部豪雨の観測データからの発生メカニズムの検証 17
*一 広志 (日本気象予報士会四国支部)
6. 四国における降雪の地域特性に関する解析 21
*福田 崇文 (高知大学大学院総合人間自然科学研究科) ・村田 文絵 (高知大学自然科学系理学部門)
7. 四国上空の対流圏中下層の風の日変化の気候値：ウィンドプロファイラーの解析 25
*片野 陽登・柴田 清孝 (高知工科大学環境理工学群)

(※は講演者)

特別講演

- 「レーダーを用いた突風研究最前線」 28
楠 研一氏 (気象研究所 気象衛星・観測システム研究部第四研究室長)

ジュニアセッション

1. やまじ風影響地域の関係性 35
*三澤 遼 (高知県立高知追手前高等学校)

(※は講演者)

西部北太平洋モンスーンオンセットと 熱帯域の広域な海面水温との関係

寺尾 徹* (香川大学教育学部)

1. はじめに

東部熱帯太平洋の海面水温の異常を伴う ENSO (エルニーニョ・南方振動) 現象が、アジアモンスーンにどのような影響を与えるのかに関する研究は、モンスーン研究のごく初期にさかのぼる。

この ENSO-モンスーンの関係については、例えばバングラデシュの夏季のコレラ患者と前年冬の El Nino との関係が指摘されるなど、統計的には何らかの関係性を示唆する結果が得られている。

一方、冬に最も顕著となる ENSO が、どのようにして翌夏のアジアの気候に影響を与えるのかについての研究も進められてきた。Cash et al. (2008)は、ENSO に伴う熱帯域の海面水温パターンを強制力としたモデル計算により、El Nino 後の夏にも続く熱帯域の昇温に伴って、バングラデシュで西風が強まること。それによってその地域の降水が増加し、洪水の発生を通じてコレラ患者数を増加させるとするメカニズムを提案した。

一方、Terao et al. (2013)および Terao and Kubota (2005)は、El Nino から La Nina へ急速に遷移する年には、夏季にインド洋と太平洋のあいだで、西に高く東に低い海面水温偏差の東西コントラストが生じること。この海面水温コントラストは、背の低い Kelvin 応答をフィリピン海から海洋大陸の赤道付近に励起し、下層に東風が卓越すること。Kelvin 応答は西部北太平洋には下層の高気圧性地衡渦度アノマリを形成し、下層の発散と対流活動の抑制を引き起こすこと。その対流活動の抑制は背の高い Rossby 応答をその西方にむけて励起し、ベンガル湾でモンスーントラフを北上させ、インド亜大陸北東部での西風アノマリを強め、降水を強化することを示した。

Terao and Kubota (2005)は、理想的な赤道ベータ平面上の定常非断熱加熱強制に対する応答問題を線形モデルにより解き、インド洋から太平洋にかけての広域な海面水温分布、あるいはアノマリ分布に対する Kelvin 応答は、水温偏差の絶対値は

大きくなくとも、観測される強い東風、あるいは東風アノマリを十分説明できることを明らかにした。しかし、このような線形応答が、どのような条件でどの程度成立するのかについては、確認が必要である。

本研究は、インド洋から太平洋にかけての広域な海面水温の東西コントラストが、どの程度フィリピン海から海洋大陸付近の下層の東西風をどのように励起しているかを明らかにすることを第一の目的としている。

一方、Terao et al. (2013)は、1983 年の El Nino から La Nina への急速な遷移年において、インド亜大陸北東部の降水活動が必ずしも強くなかった理由についても考察している。1983 年は、8 月の西部北太平洋の対流活動抑制が十分でないこと。これは季節内変動スケールの変動に伴うものであることを明らかにした。2016 年もこのような例外的な事例にあたっており、例外が生じる理由に関する研究も重要である。本研究では、熱帯域で最も卓越する季節内変動である Madden Julian Oscillation (MJO)に着目し、その位相とフィリピン海から海洋大陸付近の東風アノマリの関係について考察し、MJO の影響を明らかにすることを第二の目的とする。

2. 使用したデータ

今回の解析には、循環場の客観解析データとして ERA-Interim を。海面水温と降水量のデータとして NOAA-OI と、CMAP(Xie and Arkin, 1997)を用いた。これらのデータセットがいずれも利用可能な 1982 年から 2016 年の期間について、月平均データを用いている。

MJO については、その東西伝播の位相を表す代表的な解析値として Wheeler and Hendon (2004) の MJO インデックス (Real-time Multivariate MJO Index)を用いる。

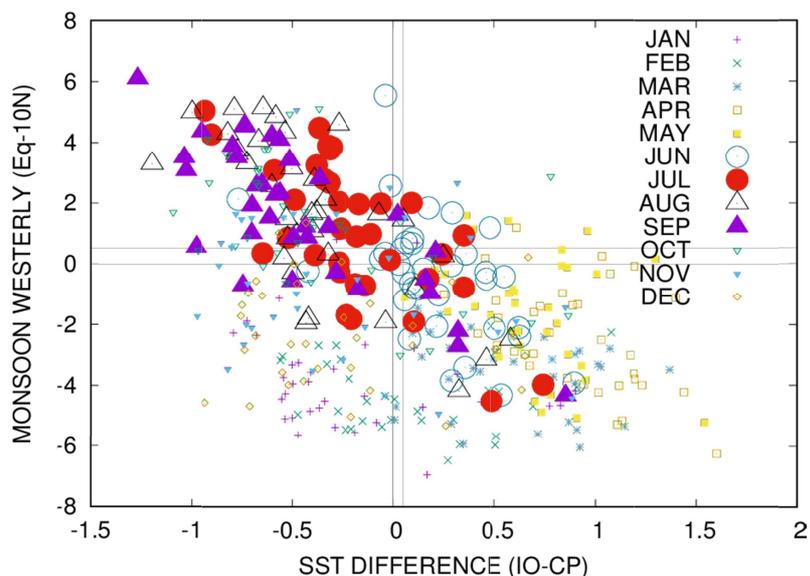


図1 1982年から2016年にかけての熱帯海洋上の海面水温東西傾度と、モンスーン西風の関係。横軸が、インド洋～南シナ海と中央～東太平洋のあいだの海面水温の差で、正の値はインド洋側が高温であることを示す。月ごとに異なる色で、特に夏季(6月～9月)については大きな記号で示した。

3. 広域な海面水温東西傾度と東西風

まず、海面水温の東西傾度と東西風の関係についての解析とその結果を提示する。

熱帯海洋上の海面水温パターンを明らかにするために、インド洋から南シナ海にかけての平均熱帯海面水温(NOAA-OIの60-120E, 10S-10Nにおける領域平均)と、中部太平洋の平均熱帯海面水温(同じく150E-150W, 10S-10Nにおける領域平均)を求め、その差(前者マイナス後者)を計算し、これを東西海面水温傾度と定義した。

海面水温アノマリと関係すると考えられるモンスーン西風の指標として、上記の海面水温を平均した領域に挟まれた領域(120-150E, 赤道-10N)でのERA-Interim 850 hPa平均東西風を計算し、西部北太平洋東西風と定義した。

図1に、熱帯海洋上の東西海面水温傾度と、西部北太平洋東西風のあいだの散布図を示す。全体

として高い負の相関があり、下層の西風は、太平洋の海面水温がインド洋に比べて高くなるにしたがって強くなることを示している。また、点は原点近くを中心にして分布しているため、インド洋側と太平洋側の温度差の符号が変わると、東西風の符号も変わることがわかる。一方、東西海面水温傾度と西部北太平洋東西風との関係は、月によって異なり、よい相関がみられるのは主に夏季に限られることがわかる。また、6月はまだデータが多く第4象限に見られるが、7月から8月にかけて重心が第2象限に移っていく様子が見られる。このように、西部北太平洋のモンスーン西風は、インド洋から太平洋にかけての東西海面水温傾度と強い関係をもって変化していること、更に関係が季節とともに変化していることがわかる。

図2に、東西海面水温傾度と西部北太平洋東西風との相関と、東西海面水温傾度および西部北太

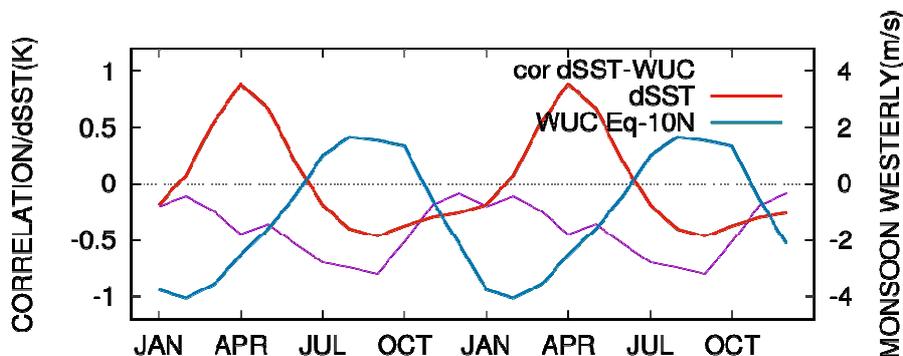


図2 インド洋から太平洋にかけての東西海面水温傾度と、西部北太平洋東西風の関係。両者の年々変動の相関と、1982年から2016年にかけての平均値を示した。東西海面水温傾度(単位 K)と相関は左側の縦軸に、モンスーン西風(ms^{-1})は右側の縦軸に値を示した。

平洋東西風の平均値の年変化を示す。東西海面水温傾度と西部北太平洋東西風の相関が高い時期は、7~9月頃に限られている。この時期には、東西海面水温傾度が逆転している。西部北太平洋のモンスーン西風は7-11月に現れており、東西海面水温傾度の大きな逆転によく対応している。

4. MJO と西部北太平洋モンスーン

1983年や2016年のように、強いエルニーニョの翌夏であるにもかかわらず、インド亜大陸北東部での大雨が起こらなかった年がある。通常強いエルニーニョの翌夏には、西部北太平洋モンスーンの対流抑制が生じるが、赤道付近の季節内変動として最も顕著なMJOの位相によっては、西部北太平洋モンスーン域の対流抑制が働かない可能性もある。この節では、西部北太平洋モンスーンの対流活動および、周囲の低気圧性渦度の状況と、MJOの位相との関係を議論する。Wheeler and Hendon (2004) で定義されたMJO IndexをMJOの位相の指標としてこの解析では用いる。降水量の指標として、CMAPの120-150E, 10-20Nの平

均値を用い、西部北太平洋モンスーン降水量と定義する。

日々のMJO Indexを用いて、月平均の位相を求める。日々のReal-time Multivariate MJO series 1 (RMM1)と、同RMM2を平均し、そこから月平均のPhase 1-8(位相 1-8)を求める。図3に、1982-2016年のすべての月について、西部北太平洋東西風と西部北太平洋降水量の関係を示す散布図を示した。ただし、夏季におけるMJOの位相との関係を見るため、6月から9月の、特定位相の年のデータのみ、大きな記号を用いて表現している。基本的には季節を問わず、

6月はまだ西部北太平洋モンスーン西風も西部北太平洋モンスーン降水量もいずれもあまり強くない。しかし、MJOのPhase 4-8の時期に比較的強いモンスーン西風と降水量がみられることがわかる。7月から8月にかけてモンスーン西風や降水量はしだいに増加していく。8月に最大となり、再び9月に少しずつ弱まっていく。同時に、7,8月は共通してMJOのPhase 4-8の時期にモンスーン西風と降水量が強まっている。西部北太平洋モンス

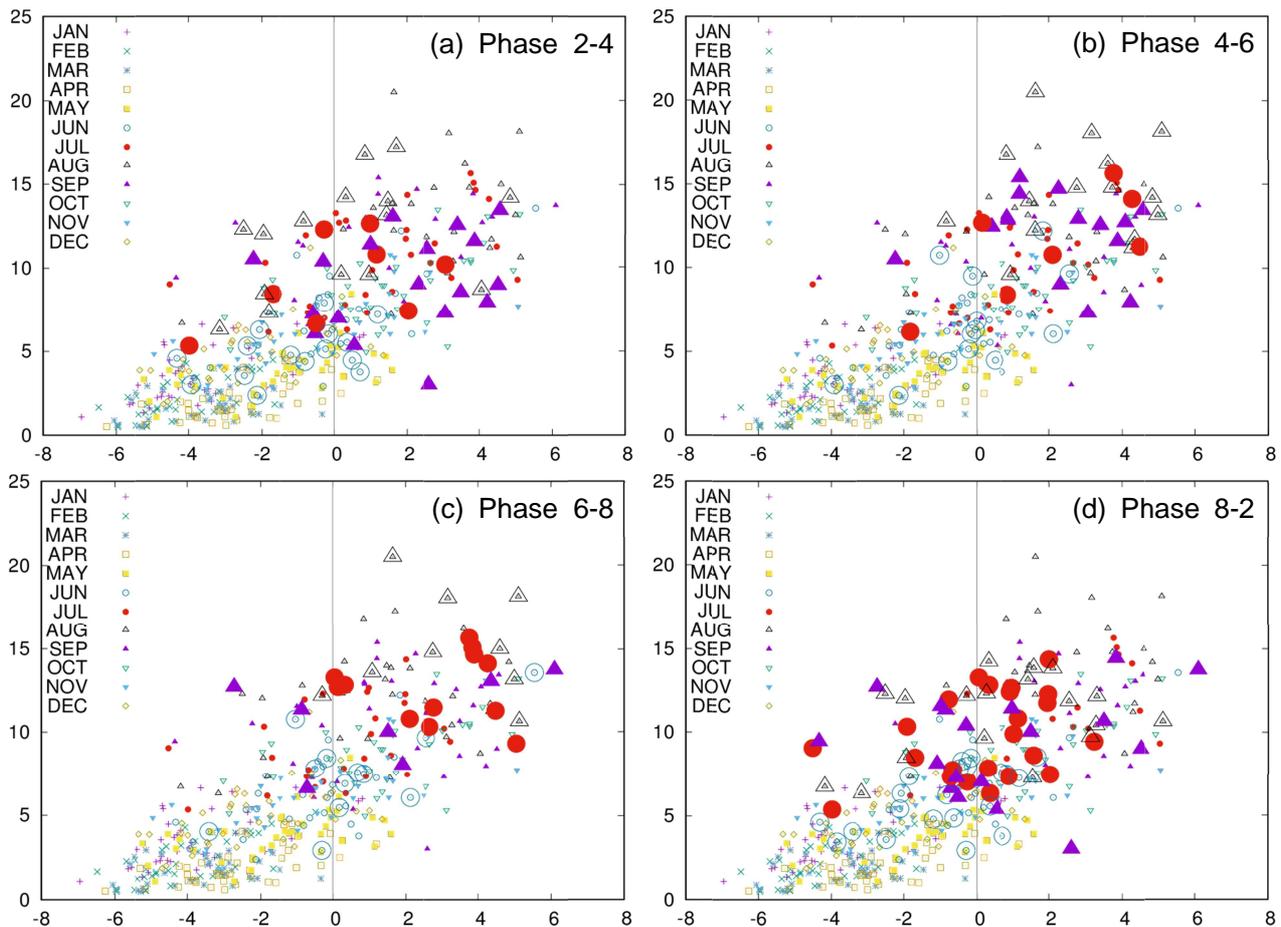


図3 横軸はモンスーン西風(ms⁻¹),縦軸は西部北太平洋モンスーン降水量(mm day⁻¹)の各月の平均値をプロットしている。月ごとに色と記号が異なる。(a)-(d)はそれぞれ、MJOの位相2-4, 4-6, 6-8, 8-2のケースについてのみ、6-9月のデータを大きな記号を用いて表現している。

ーンの強度は、年々変動に加えて、MJOによる季節内変動が加わることにより、決定されていることがわかる。

Terao et al. (2013)は、El Nino から La Nina への急速な遷移の翌夏への遅延影響として、東西海面水温傾度のアノマリを通じた西部北太平洋モンスーンの抑制、ロスビー応答(Murata et al. 2017)、インド亜大陸北東部モンスーンの大雨という一連のメカニズムがあることを指摘した。ただしこのメカニズムは、1988年と1998年には発現したが、1983年には発現しなかった。この原因として Terao et al. (2013)は、西部北太平洋における季節内変動の影響が考えられることを指摘した。図3から年ごとのMJOのphaseを見ると、1983年の8月はPhase 4、1988年と1998年はそれぞれPhase 1と2であった。すなわち、Terao et al. (2013)のメカニズムが発現するには、西部北太平洋が対流活動の不活発期となるようなMJOの位相となっている必要があることを示唆している。

5. まとめ

西部北太平洋モンスーンに大きな影響を与える要素として、インド洋から太平洋にかけての広域の東西海面水温偏差を挙げられることが分かった。東西海面水温傾度は一般的に7月から逆転し、インド洋の方が高温な状態から、中部太平洋側の方が高温な状態に移る。この時期以降西部北太平洋モンスーン西風がオンセットする。このオンセットのタイミングは、広域の東西海面水温傾度の逆転の遅速と関係して決まる。

一方、西部北太平洋モンスーンの強度は、MJOのPhaseと関係する。MJOの対流活動活発域がインド洋東部から中部太平洋付近へと移動して、インド洋東部から対流活動不活発域が近づいてくるまでの時期に、西部北太平洋モンスーンの強度は強まっている。MJOの対流活動活発域が当該地域付近にある時にモンスーン活動が強まるという常識的な関係である。西部北太平洋モンスーンの強度には年々変動があるが、季節内変動がそれにさらに摂動を与えている関係として理解できることが分かった。

Wang and LinHo (1993)は、広域のアジアモンスーンの入りや明けのタイミング等について気候学的な解析を行った。その中で、アジアモンスーン域から東方に延びる西部北太平洋モンスーン域があり、この地域のモンスーンオンセットは、他の地域に比べて少し遅いことを明らかにした。本

研究の結果は、東西海面水温傾度の季節変化が、この地域のモンスーン入りの遅いタイミングを決定している可能性があることを指摘できる。

また、Terao et al. (2013)によって提案された、El Nino から La Nina への急速な遷移の遅延影響によるインド亜大陸北東部の大雨をもたらすメカニズムの発現条件が、8月におけるMJOの位相とかがわっていることを示唆する結果を得た。

参考文献

- Cash, B. A., X. Rodó, and J. L. Kinter, 2008: Links between tropical Pacific SST and cholera incidence in Bangladesh: Role of the eastern and central tropical Pacific. *J. Climate*, **21**, 4647-4663.
- Murata, F., T. Terao, H. Fujinami, T. Hayashi, H. Asada, J. Matsumoto, and H. J. Syiemlieh, 2017: Dominant synoptic disturbance in the extreme rainfall at Cherrapunji, northeast India, based on 104 years of rainfall data (1902-2005). *J. Climate*, **31**, 8238-8237.
- Terao, T., and T. Kubota, 2005: East-west SST contrast over the tropical oceans and the post El Niño western North Pacific summer monsoon. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L15706, doi:10.1029/2005GL023010.
- Terao, T., F. Murata, A. Habib, M. S. H. Bhuiyan, S. A. Choudhury, and T. Hayashi, 2013: Impacts of rapid warm-to-cold ENSO transitions on summer monsoon rainfall over the northeastern Indian subcontinent. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 1-21.
- Wang, B., and LinHo, 1993: Rainy season of the Asian-Pacific summer monsoon. *J. Climate*, **15**, 386-398.
- Wheeler, M. C., and H. H. Hendon, 2004: An all-season real time multivariate MJO index: Development of an index for monitoring and prediction. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 1917-1932.
- Xie, P., and P. A. Arkin, 1997: Global precipitation: A 17-year monthly analysis based on gauge observations, satellite estimates and numerical model outputs. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 2539-2558.

過去の極端豪雨の統計的再現手法の検証；高知県の例について

中前久美、柴田清孝（高知工科大学環境理工学群）

1. はじめに

近年の地球温暖化に伴い、日本全体の降水特性が変化していることが指摘されている。21世紀末を想定した気候モデルシミュレーションでは、年総降水量における1度の豪雨の占める割合が増加する傾向にあると予想されており(気象庁 異常気象レポート, 2014)、観測においても、ここ数年で過去に例の無いほどの雨量を短時間で記録する事例が増加している(参考文献??)。このような事例に対応するために、過去に観測された雨量データを統計的に解析し、どの程度予測できるのか、また温暖化予想モデルにより計算される極端現象はどのように表現されるのかを合わせて検証し、その特性を把握することは重要な課題である。なお、本研究は気候変動適応技術社会実装プログラム(SI-CAT)の一環で行われている。

2. データ

本研究では、気象庁の地域気象観測システム(AMeDAS)の観測データ・セットから、高知県内の降水データを日雨量に積算して用いる。また、気候モデルの再現性を見るために、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース(database for [4] Policy Decision making for Future climate change; d4PDF)の約20kmメッシュ日本周辺域データ(全メンバー数50(番号不連続)、1950.09-2010.08)と、第5次結合モデル相互比較計画(CMIP5)から現在気候データ・セット(CSIRO-Mk3-6-0、GFDL-CM3、MIROC5、MRI-CGCM3、HadGE-ES)を、日本周辺地域で統計ダウンスケリング(約1kmメッシュ、1970.01-2005.12)したものを用いている(SI-CAT気候シ

ナリオワーキンググループが作成したものである)。

3. 解析手法

過去の時系列から極端事象の再現性を統計的に推定する方法として、本研究では藤部(2010)にも用いられているL-moments法(Hosking and Wallis, 1997)による式(1)の分布関数の係数推定を行う。ここで、分布関数 $F(x)$ とは一般化極値分布(generalized extreme value distribution; GEV)の累積分布関数であり、極端事象 x は年最大日雨量(AMeDASなら45年分)である。

$$F(x) = \exp \left[- \left\{ 1 - \frac{\kappa(x - \beta)}{\alpha} \right\}^{1/\kappa} \right] \quad (\kappa \neq 0) \quad \dots (1)$$

ここでの α 、 β 、 κ をL-momentsによる1~3次までの推定値から以下のように算出する：

$$\begin{aligned} \alpha &= \frac{\lambda_2 \kappa}{(1 - 2^{-\kappa}) \Gamma(1 + \kappa)} \\ \beta &= \lambda_3 - \frac{\alpha}{\kappa} \{1 - \Gamma(1 + \kappa)\} \\ \kappa &= 7.8590c + 2.9554c^2 \\ c &= \frac{2}{\lambda_3/\lambda_2 + 3} - \frac{\log 2}{\log 3} \end{aligned}$$

ただし、 Γ はガンマ関数である。また、式(1)から年最大日雨量の再現期間 T を

$$T(x) = \frac{1}{1 - F(x)} \quad \dots (2)$$

として算出する。

4. 解析

本研究では、高知県内のアメダス観測地点のうち中央部の高知市、西部の土佐清水、東部の魚梁瀬の3地点について解析した結果を示す。

4-1. 高知市

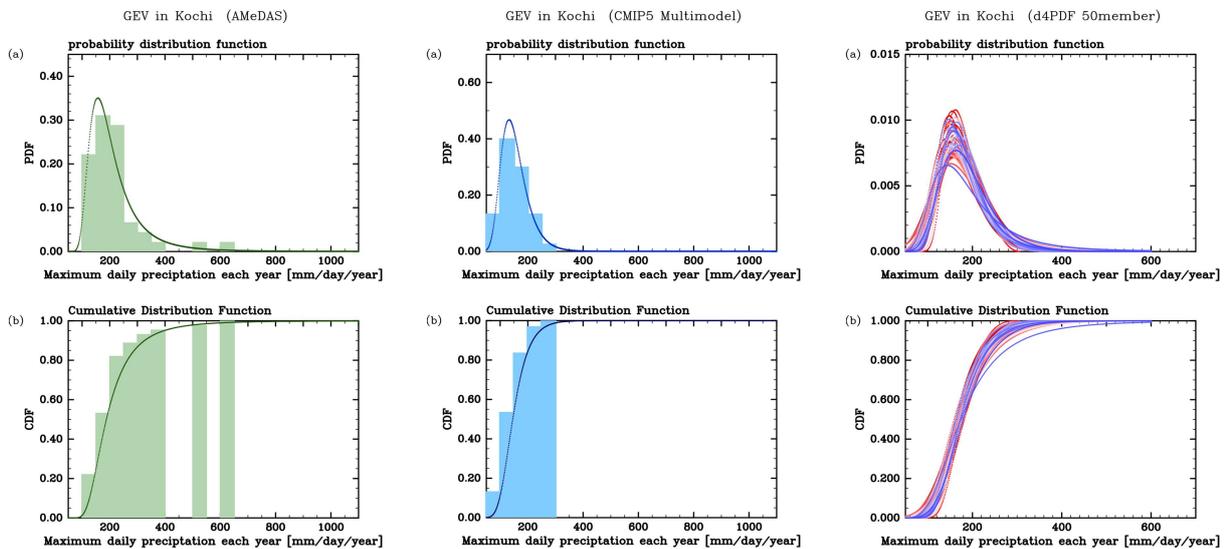


図1：高知市における（左）アメダス観測データ、（中）CMIP5マルチモデルデータ、（右）d4PDF 50アンサンブルメンバーデータから、それぞれ（a）確率分布（棒グラフ）とGEV関数に適合させた確率密度関数（PDF）、（b）累積分布（棒グラフ）とGEV関数に適合させた累積分布関数（CDF）。縦軸；PDF×50、横軸；年最大日雨量[mm/日/年]

4-2. 魚梁瀬

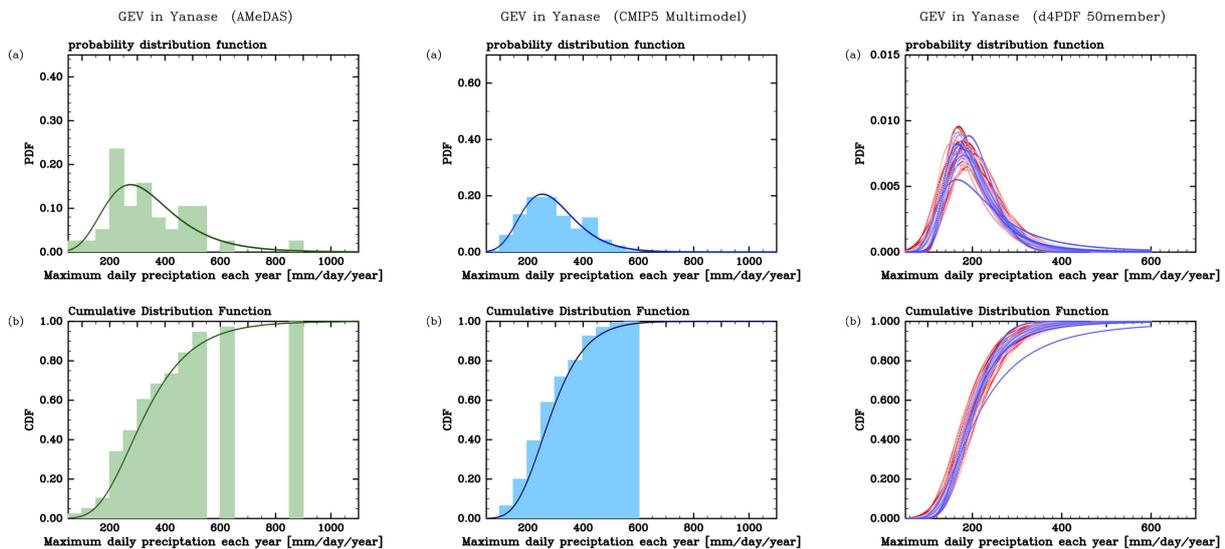


図2：魚梁瀬における（左）アメダス観測データ、（中）CMIP5マルチモデルデータ、（右）d4PDF 50アンサンブルメンバーデータから、それぞれ（a）確率分布（棒グラフ）とGEV関数に適合させた確率密度関数（PDF）、（b）累積分布（棒グラフ）とGEV関数に適合させた累積分布関数（CDF）。縦軸；PDF×50、横軸；年最大日雨量[mm/日/年]

4-3. 土佐清水

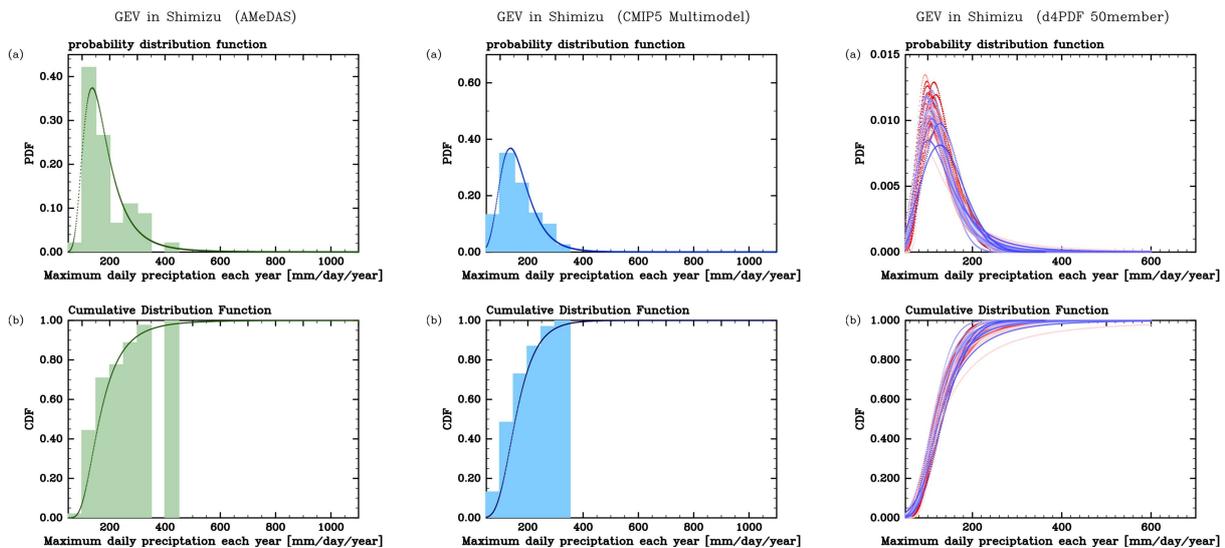


図3：土佐清水における（左）アメダス観測データ、（中）CMIP5 マルチモデルデータ、（右）d4PDF 50 アンサンブルメンバーデータから、それぞれ (a) 確率分布（棒グラフ）と GEV 関数に適合させた確率密度関数（PDF）、(b) 累積分布（棒グラフ）と GEV 関数に適合させた累積分布関数（CDF）。縦軸；PDF×50、横軸；年最大日雨量[mm/日/年]

CMIP5 については5つのモデルの積算を、d4PDF については50メンバー全てを個別に計算した結果を示している。

CMIP5 とアメダスの解析結果を比較すると、アメダスで観測された極値が、CMIP5 ではほとんど表現されていないし、確率密度の値も平均的に小さい。GEV 関数に適合された後の確率密度関数の形は、極値が大きく離散しているアメダスの方が、年最大日雨量の大きい方に尾が長い。

また、d4PDF の50メンバー全てについて計算した L-moments の係数について、それぞれ平均値と標準偏差を求めた（表1）。ここからわかる特徴は、 κ の標準偏差の平均値に対する比が最も大きいことである。藤部（2014）によると、 κ は地域特性によるばらつきが大きいことから、GEV 関数に適合させる際に地域平均すると、関数や再現期間のばらつきが小さくなる傾向にある。今後は、四国地域で平均した場合や、アメダス地点周辺のグリッドを平均した場合などについても検討を重ねたい。

次に、この適合させた GEV 関数の形状の違いが、

表1：各地点の d4PDF50 メンバーにおいて L-moments 係数の平均値と標準偏差

1-1 高知市

	κ	α	β
平均値	0.0321	44.1791	154.5437
標準偏差	0.0924	5.6101	5.5556

1-2 魚梁瀬

	κ	α	β
平均値	0.0009	49.0144	176.2389
標準偏差	0.1185	5.4335	7.3731

1-3 土佐清水

	κ	α	β
平均値	-0.0723	35.2324	108.7678
標準偏差	0.1310	4.3378	5.2278

再現期間にどのような違いを生じさせるのかを考察する。

5. 再現期間

表2は、3地点それぞれについて各データ・セットの年最大日雨量から算出した再現期間である。式(2)から、GEV確率密度関数の尾が短く、GEV累積分布関数が低い極端値 x で1.0に近づくほど再現期間は長くなるのがわかるが、魚梁瀬のアメダスデータが示すような大きく外れた離散値を再現期間で表現できるかの検証は、今後の課題である。

表2：各地点における各データの再現期間

2-1 高知市

	アメダス	CMIP5	d4PDF
1/50年	500	280	288
1/100年	600	300	294

[mm/日]

2-2 魚梁瀬

	アメダス	CMIP5	d4PDF
1/50年	750	550	338
1/100年	830	595	352

[mm/日]

2-3 土佐清水

	アメダス	CMIP5	d4PDF
1/50年	425	340	230
1/100年	500	375	241

[mm/日]

参考文献

藤部文昭, 2010: 極端な豪雨の再現期間推定精度に関する検討. 天気, 57, 449-461

藤部文昭, 2014: 日本における降水量の極値パラメータの広域分布特性. 天気, 61, 81-90

Hosking, J.R. M. and J.R. Wallis, 1997: Regional Frequency Analysis: An Approach based on L-moments. Cambridge Univ. Press, 224pp.

データソース

アメダスデータ:

気象庁 <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>

CMIP5:

JANSTEC データサーバー umineko から提供。
(SI-CAT プロジェクト)

d4PDF: <http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/>

DIAS データ統合・解析システム

<http://www.diasjp.net/>

2017年9月11日に高知県沿岸部で発生した複数の竜巻

*佐々浩司, 西井章(高知大理)

1. はじめに

2017年9月11日午前中に高知県土佐市から安芸市にかけての海岸線沿いで相次いで漏斗雲が観測された。Twitterなどの撮影情報などから、少なくとも土佐市宇佐付近のもの、香南市付近のもの、安芸市付近の2つの漏斗雲を含む4個以上が確認されている。これらのうち、香南市のものと同安芸市の一つは海面または地上に到達した竜巻であったことが映像に記録されている。また、高知大学の物部レーダーおよび安芸レーダーサイトに設置されている監視カメラにも漏斗雲が計3個記録されていた。本報告では、主として本学の監視カメラに記録された事例を中心にレーダー解析などを行なった結果について報告する。

2. 使用データ

環境場の解析には、京都大学生存圏アーカイブより取得したMSM(メソ数値予報モデル)地表面データを用いた。地上データは本学設置のPOTEKAデータを用いた。また、物部、安芸両レーダーから得られたデータを気象研究所開発のDraftにより解析した。

3. 気象概況と環境場

図1に10月5日正午の地上天気図を示す。高知には朝鮮半島南を東進中の低気圧の温暖前線がかかっており、弱い南風環境下にあったが、後の監視カメラ画像を見てもわかるように、午前中はほとんど降水を観測した地域は沿岸部では見られなかった。

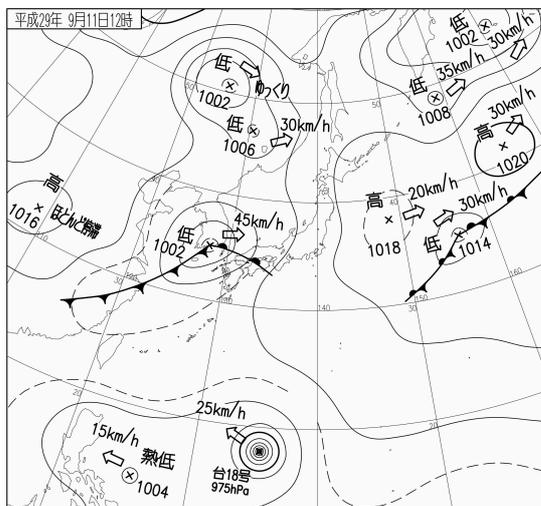


図1 2017年9月11日12JSTの地上天気図(気象庁)

図2に示すMSM-Sの様子を見ると、土佐湾では時間経過と共に徐々に南東風から南風に変化する6~8m/sの風が吹いていた。沿岸部における気流収束は、図2aの10時には高知市から西の沿岸部であったものが、徐々に東方に拡大し。図2cの12時には安芸市東部から室戸市にかけてが最大となっていた。漏斗雲が観測された時刻は、レーダーで確認された親雲の様子とも対応させて考えると、土佐市宇佐付近で10時半頃、香南市沖で11時頃、安芸市沖で12時頃となっており、収束域の移動と

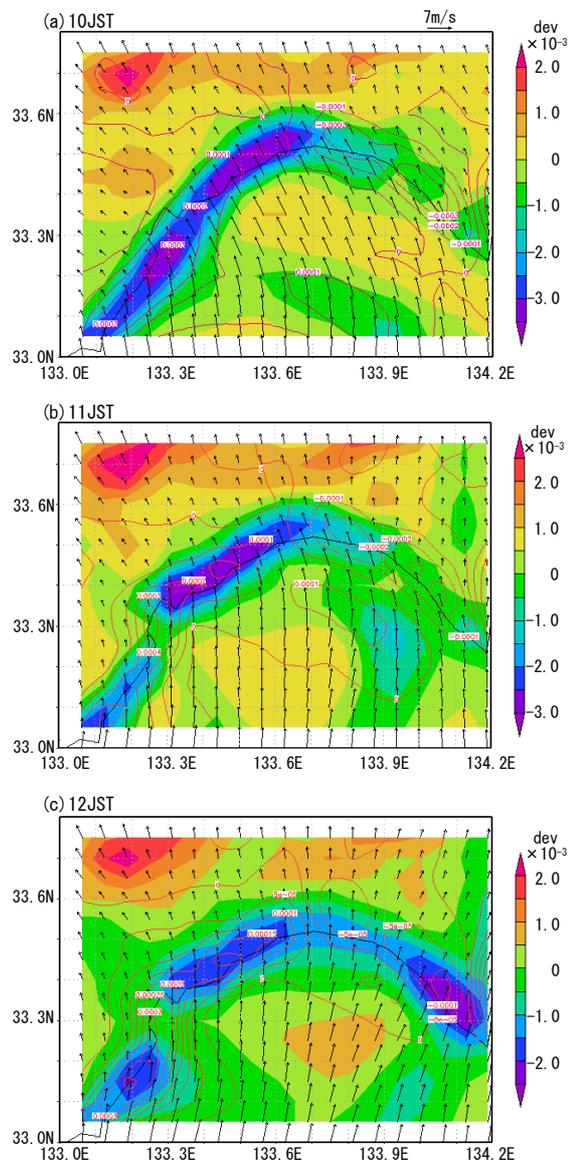


図2 メソ数値予報モデルによる地表面の水平風速ベクトル、発散収束および鉛直渦度分布

対応しているように思われる。沿岸部の海側における収束の様子を判断するため、沿岸部に設置された6地点のPOTEKAデータを確認したところ、これらの時間帯はいずれも南風が観測されており、現段階で顕著な局地前線が形成されていたかどうかは明らかにはならなかった。また、土佐市宇佐付近を除き、気流収束域では高気圧性の鉛直渦度が高くなっている様子が図2からわかる。一方、監視カメラの映像は1秒毎の記録映像であるため、漏斗雲の回転方向を判断することはできないが、後述する香南市の渦については、レーダー解析より反時計回転の渦であることがわかっている。このように、図2の示す環境はノンスーパーセル竜巻(Wakimoto and Wilson 1989)が形成される局地前線による発生メカニズムの可能性を示唆しているものの、水平シアの方向などについては疑問点も残る。今後、高解像度のモデルなどによる検証が必要であると考えている。



図3 香南市沖に確認された漏斗雲
(野崎氏撮影)

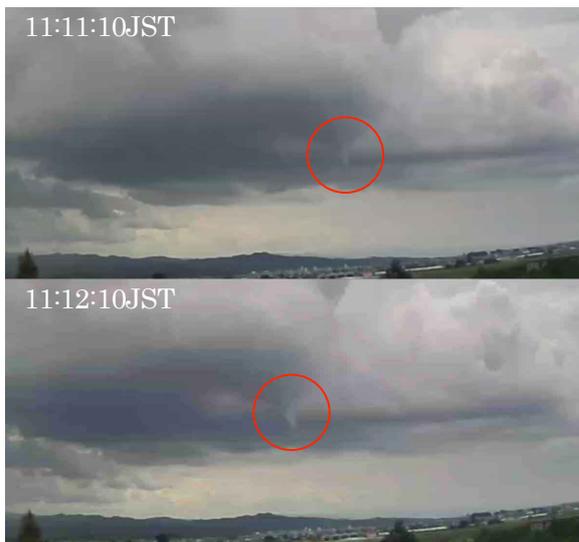


図4 物部レーダーサイト東向き監視カメラが捉えた漏斗雲(赤丸印内)

4. 香南市の竜巻

図3に地上観測点がある城山高校の北側にある民家から撮影された漏斗雲の様子を示す。海面の様子まではわからないが、漏斗雲は細く長い渦管状となっており、海上竜巻であった可能性が窺われる。撮影時刻はEXIFデータによれば11:22JSTであったが、カメラの時計が10分以上進んでいた可能性が高い。データ受け取り時には時刻は補正されており、時間のズレを検証することはできなかった。

図4は本学物部レーダーサイトに設置された東向き監視カメラにより撮影された漏斗雲の様子を示す。監視カメラのレコーダは20分8秒遅れており、図中表示した時刻は補正済みのものである。2014年7月10日には今回の漏斗雲よりさらに5kmほど西のカメラよりの地点を竜巻が通過している(湯浅, 佐々 2014)が、アウターレインバンド内の激しい降水のため、飛散物の飛翔しか記録されていなかった。映像記録として残されたのは今回が初めてである。漏斗雲は11時12分40秒頃に最も成長した後、11時13分20秒には消失した。このとき、もっとも成長した時でも図3に比べて漏斗雲ははるかに短い。これは監視カメラの解像度の制約により細い渦管まで捉えきれなかったためと思われる。

地上観測点のある城山高校においては、この時間帯に図5に示すような15m/sを超える強風をなんども観測しているが、証言によれば、回転する砂嵐状のものがグラウンドを北上して校舎を通過し、その間視界がかなり悪くなり、砂粒が多数窓に叩きつけられたとのことであった。幸いなこと

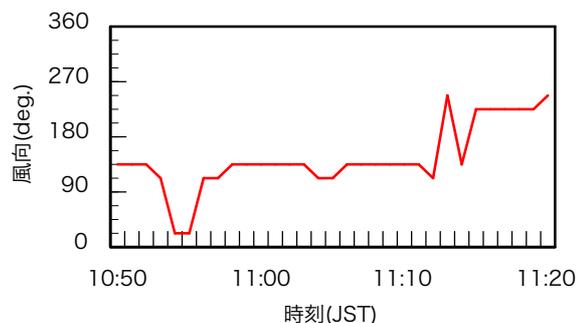
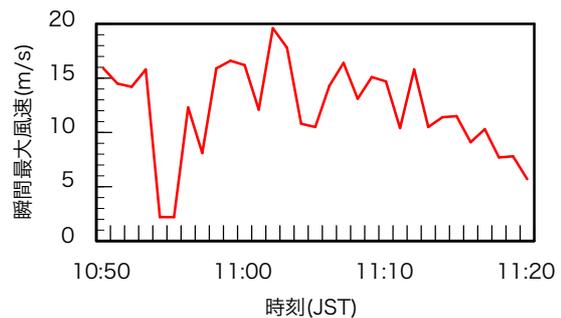


図5 漏斗雲通過前後の城山高校地上観測点における瞬間最大風速と風向変化

に校舎横の垂れ幕の留め金が破損したことで、激しい扉の開閉により渡り廊下の窓ガラスが割れたこと以外に被害はなかった。図4の漏斗雲1と比較すると11時12分の最大瞬間風速15.8m/sに伴って風向が東南東から西に急変していることから、これが竜巻の通過を示すものと考えている。最大風速15m/s程度の現象を竜巻と呼ぶかどうかは意見の別れることと思われるが、ここでは、地上から渦が存在しており、流体力学的に竜巻と同等なものが通過したことにより竜巻と判断する。風向変化からすると、この竜巻は時計回りの回転をしていたことになる。なお、11時2分の最大瞬間風速19.6m/sをもたらした突風の原因は明らかではない。

図6に物部レーダーにより捉えた親雲の様子を示す。40dB以上の強エコー域が2kmほどしかない極めて小さな積乱雲が親雲であったことがわかる。移動速度は環境場の風速とほぼ等しい8.6m/sであった。渦は強エコー域の南端に認められ、渦径は400mほどで速度差は20m/sほどであった。したがって渦度は $0.05s^{-1}$ となり、比較的大きな値を持っていた。回転方向は南端が遠ざかるドップ

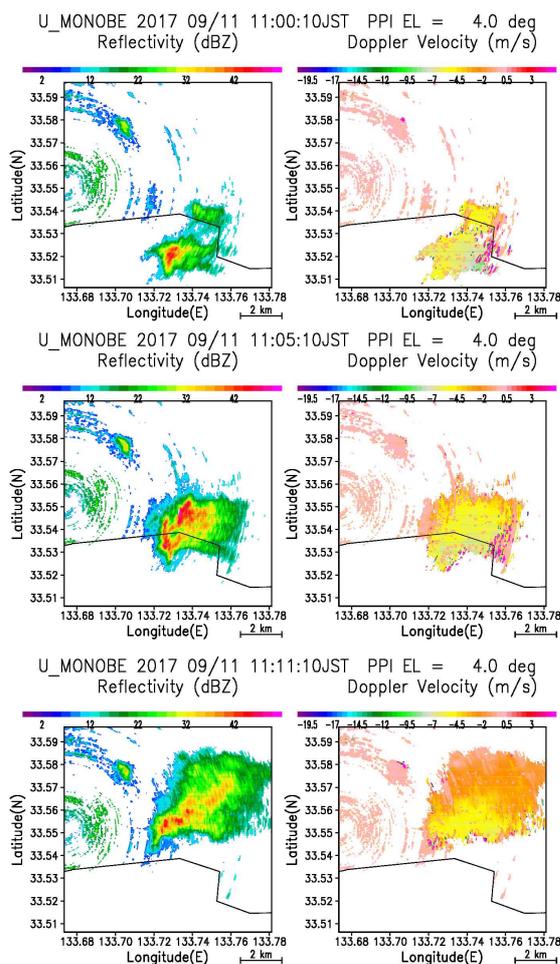


図6 物部レーダーで捉えた香南市漏斗雲の親雲の様子

ラー速度を持つような反時計まわりであり、地上データと矛盾しているように思える。

5. 安芸市の竜巻

図7および図8に安芸レーダーサイトの監視カメラにより捉えられた漏斗雲の様子を示す。一つ目は11時17分頃に現れ、ほぼ真北に北上して、12時13分頃安芸市役所上空を通過した。二つ目は12時2分頃に一つ目よりやや東の海上に現れ、12時20分頃安芸市役所の東側を北上していった。図示はしないが、上空を通過中の漏斗雲の様子から、いずれの渦も回転方向は反時計回りであることがわかる。これらはいずれも安芸市に上陸して北上しているが、被害の報告はなく、いずれも強い竜巻ではなかったことがわかる。二つ目の漏斗雲は今回捉えられたものとしてはもっとも下層まで長く伸びており、気圧低下量から考えればそれなりの回転速度を持っていたことが推定されるが、被害を与えるほどではなかった。

この時の親雲を安芸レーダーにより捉えた結果を図9に示す。反射強度にはいくつかグラウンドクラッターが認められるが、レーダーの南海上に見られる小さなエコーが親雲と思われる。エコー強度は12dB程度しかなく、親雲は極めて小さな積乱雲であったことがわかる。ドップラー速度はレーダーに接近する北向きの成分(7m/s)しか認められず、渦を解析により抽出することはできなかった。親雲の移動速度はドップラー速度よりやや遅い5.8m/sであった。親雲は12時3分の海上で最も明瞭になったが、12時8分の上陸直前にはほぼレーダーから消失してしまった。このことも親雲が弱

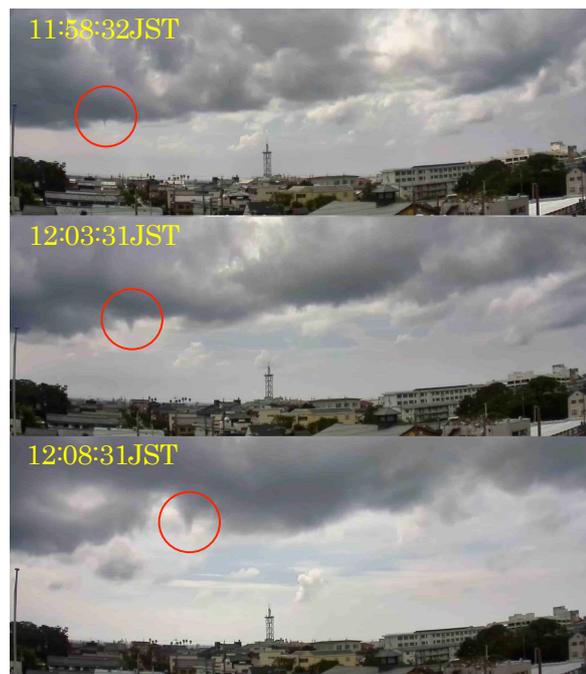


図7 安芸レーダーサイト南西向き監視カメラで捉えた漏斗雲(赤丸内)



図8 安芸レーダーサイト南東向き監視カメラで捉えた漏斗雲（赤丸内）

い積雲であったことを示すものと考えている。

6. 議論

今回捉えられた竜巻はいずれも接戦風速が大きなものではなく、被害をもたらすことはなかった。しかしながら、レーダーにもほとんど捉えられることがなく竜巻であっても、20m/s 近い突風により被害をもたらす可能性は十分にある。日中であれば、今回のように定点カメラのモニターによって捕捉が可能である。現在著者らの研究グループでは機械学習による漏斗雲の自動検出を進めており、本事例においては事前学習ののち、3秒以下で自動捕捉可能であるという初期結果が得られつつある。今後レーダーだけにたよらず、様々な方法で竜巻接近を把握することが防災上有用であると考えている。

7. まとめ

2017年9月11日午前中に土佐市から安芸市の海岸線沿いで少なくとも4つ以上の漏斗雲あるいは海上竜巻が観測された。これらのうち、香南市

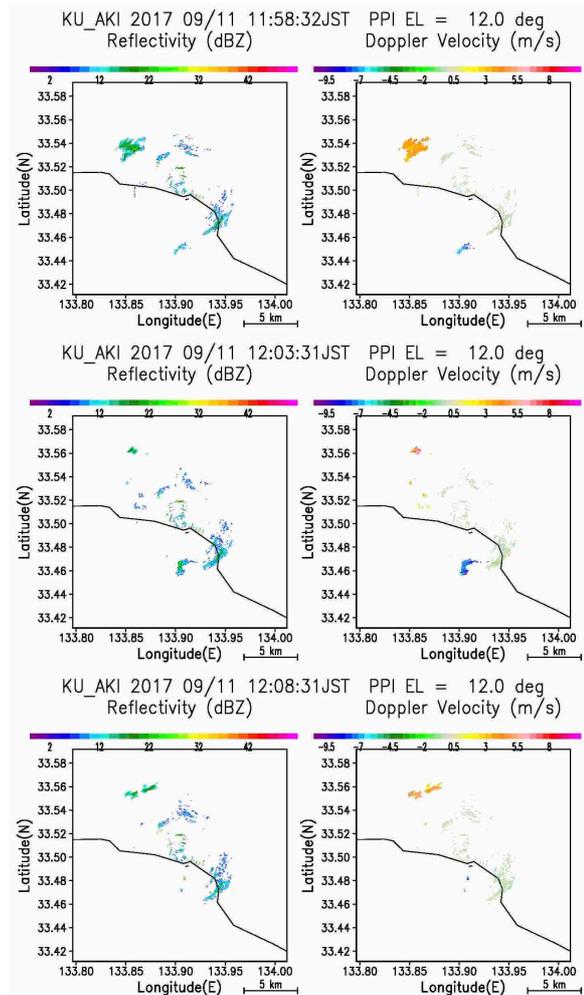


図9 安芸レーダーで捉えた漏斗雲をもたらした親雲の様子

と安芸市のものについては本学のレーダーで親雲が捉えられるとともに、監視カメラによる詳細な様子が捉えられた。明確な漏斗雲として視認されものでもレーダーで捕捉できない事例もあることがわかった。

謝辞

本研究は、科研費(15H02994)の補助を受けて進められた。また、一部のデータは高知地方気象台より提供を受けた。ここに謝意を表す。

参考文献

- (1) Wakimoto, R.M., Wilson, J.W., 1989; Non-supercell tornadoes, Mon. Wea. Rev., 117, 1113-1140.
- (2) 湯浅総一郎, 佐々浩司, 台風201408号に伴う高知県の竜巻災害, 日本気象学会監査支部例会講演要旨集, 134号, 1-4.

暖候期における高知と岡山の日々の降水量差に寄与する日々の現象の出現状況に関する気候学的解析

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

日本列島付近では、一般に他の中緯度域よりも降水量は大きい、日本列島域内でのその地域差も小さくない。例えば瀬戸内と四国太平洋側とのコントラストもその一例である。瀬戸内では、季節的な卓越風と地形との関係のために、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いとも言われている。(福井 1933)

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。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、50mm/日以上 of 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。一方、降水量の大きな地域差は、広域的な因子も強く反映する。例えば、アジアモンスーンの種々のサブシステム間の接点にあたる日本付近では、広域的な大気場の東西差を反映して降水量や降水特性の東西差も大きい

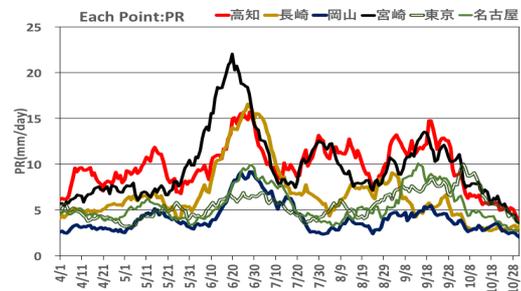
(Ninomiya and Mizuno 1987)。更に、暖候期の中でも、日本付近の降水に関わる大気の基本場は季節的に大きく変化し、その中で日々の大気システムや降水の多様性をもたらさう。従って、一見、地形が第一義的に関係しているように見える降水の広域地域差に関しても、日々の大気システムや降水の構造、それらの出現特性や季節サイクルの中で位置づけ等にも目を向けた吟味が不可欠と考える。

そこで、本研究は、四国の太平洋側と瀬戸内との気候学的な降水量差の形成に関連して、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注目した解析を行った。本研究では、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/NCAR再解析データ(2.5度×2.5度の格子点間隔)、気象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

第1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示す。具体的には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を示す。梅雨最盛期と秋雨期に挟まれる盛夏期には、長崎、岡山、名古屋、東京で降水量が減少するが、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が、上述の時期に降水量差がより顕著であった。更に、九州山地の南東側の宮崎で北西方の長崎よりも梅雨期の降水量ピークが早い時期に現れた点も興味深い。本公演ではまず、高知と岡山との差が特に大きかった8、9月についての解析結果を中心に報告する。(暖候期の他の季節についての解析も始めているが)



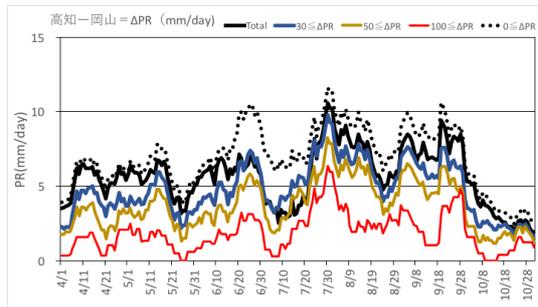
第1図 九州から関東の各地点の降水量の季節変化 (mm/day) (1985-2015平均) ※日降水量を同じ日付で31年間平均し、更に11日移動平均して平滑化した。

3. 高知と岡山との総降水量差の気候学的な季節サイクルに関わる多降水日の寄与

第1図で見られた高知と岡山との気候学的な降水量差が日々のどのような降水量差を反映したものか吟味するために、高知から岡山を引いた気候学的な降水量差を示す。暖候期を通じて、高知から岡山を引いた日々の降水量差(以下、 ΔPR 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を第2図に示す。 ΔPR が50mmや100mmを超える日の寄与は小さくなかった

が、8、9月には、特にその寄与が大きかった。なお、気候学的な降水量差の殆どは、 ΔPR が30mm/日を超える日の寄与を反映していた。

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、50mm/日あるいは100mm/日以上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。特に8、9月にはその傾向が顕著であった。正確には日々の ΔPR の大きい日の集計が必要であるが、 ΔPR が大きい日は、岡山ではあまり降らずに高知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。

4. 8月と9月での ΔPR が大きい日における卓越気圧配置と降水の特徴

1985~2015年の8、9月について、 $\Delta PR \geq 30$ 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、8月は全76事例、9月は全80事例が抽出された。本研究では、季節進行に伴う違いも議論するため8月と9月とを分けて解析した。

日々の地上天気図(当日09JST)によると、これらの事例のうち、台風または秋雨前線のような前線が存在するケースが多かった(両者を合わせると、8月には計63事例、9月には計63事例。表1、2を参照)。そこで、台風が30-34N/130-135Eに存在する場合をT2(台風中心が中四国付近に存在)、T2を除いて台風が25-35N/120-135Eに存在する場合をT1(T2を除く)(南西諸島~東シナ海付近に存在)、25-30N/135-145Eに存在するものをT3(中四国よりもはるか南東方に存在)とした。一方、太平洋高気圧の北~北西縁の地上前線が、130-140Eの

少なくともどこかの経度に出現し、その南北の位置が、山陰の海岸線より北方に位置する場合をF(N)(中四国よりも北方但し40N以南)、四国南方に位置する場合をF(S)、それらの中間に位置する場合をF(NS)とした。「これらの組み合わせ」を考えることにより、各パターンに分類した。例えば、「前線が中四国よりも北方に存在するが、台風は上記範囲にどこにも存在しない場合」をパターンF(N)、「台風が南西諸島~東シナ海に存在するが、前線は当該領域に存在しない場合」をパターンT1、「台風が南西諸島~東シナ海に存在し、かつ、前線も中四国よりも北方に存在する場合」をパターンT1-F(N)、のように記すことにする。

8月に出現頻度が高かったのは、パターンT1(20事例)、パターンF(N)(12事例)、パターンT2(11事例)であった。また9月には、パターンF(NS)(15事例)、パターンT1-F(N)(13事例)やパターンT1-F(NS)(11事例)の出現頻度が高かった。

パターン	天気図のパターンの特徴
T1	台風が南西諸島~東シナ海付近に存在
T2	台風中心が中四国付近に存在
T3	台風が中四国よりもはるか南東方に存在
F(N)	前線が中四国よりも北方に位置(40Nまで)
F(NS)	中四国に位置
F(S)	四国南方に位置
T1-F(N)	南西諸島~東シナ海付近に存在し、かつ、前線が中四国よりも北方に位置
T1-F(NS)	南西諸島~東シナ海付近に存在し、前線が中四国に位置
T1-F(S)	南西諸島~東シナ海付近に存在し、前線が四国南方に位置
その他	

第1表 8月と9月を通した、 $\Delta PR \geq 30$ mm/dayの日の地上気圧配置パターンの分類基準

(括弧内は各月毎の総日数に対する割合(%)を示す。また上位3パターンについて8月はセルをピンク、9月は薄緑を塗った。)

パターン	天気図のパターンの特徴	出現回数(括弧内は各月毎の総日数に対する割合)	
		8月	9月
T1	台風が南西諸島~東シナ海付近に存在	20 (26.3)	3 (4.8)
T2	台風中心が中四国付近に存在	11 (14.5)	7 (11.1)
T3	台風が中四国よりもはるか南東方に存在	5 (6.6)	0
F(N)	前線が中四国よりも北方に位置(40Nまで)	12 (15.8)	2 (3.2)
F(NS)	中四国に位置	5 (6.6)	15 (23.8)
F(S)	四国南方に位置	3 (3.9)	3 (4.8)
T1-F(N)	南西諸島~東シナ海付近に存在し、かつ、前線が中四国よりも北方に位置	4 (5.3)	13 (20.6)
T1-F(NS)	南西諸島~東シナ海付近に存在し、前線が中四国に位置	2 (2.6)	11 (17.1)
T1-F(S)	南西諸島~東シナ海付近に存在し、前線が四国南方に位置	1 (1.3)	7 (11.0)
その他		13	19
合計		76	80

第2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)

次に、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的な降水強度や日降水量に対する強雨の寄与について合成した。

第3表、4表にそれぞれ8月、9月の上位3パターンで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の寄与(10mm/h以上の時間帯の寄与)を示す。

パターン	天気図のパターンの特徴	平均日降水量 (mm/day)	(a) 10mm/h以上の寄与 (mm/day)	(b) 10mm/h以上の時間帯での平均時間降水量 (mm/h)	a/b (h/day)	
高知	T1	台風が南西諸島～東シナ海付近に存在	101.9	76.9	20.5	3.8
	T2	台風中心が中四国付近に存在	99.5	66.8	18.2	3.7
	F(N)	前線が中四国よりも北方に位置(40Nまで)	55.9	34.2	19.3	1.8
	全76事例		90.0	65.0		
岡山	T1	台風が南西諸島～東シナ海付近に存在	6.9	0.5		
	T2	台風中心が中四国付近に存在	28.2	8.4		
	F(N)	前線が中四国よりも北方に位置(40Nまで)	1.4	0.0		
	全76事例		11.7	2.4		

第3表 出現頻度の上位3パターンで平均した、高知や岡山での日降水量(mm/day)に対する強い降雨の寄与を(a)に示す。(ここでは10mm/h以上の時間帯の寄与を集計した)(8月)。また、(b)は、当該パターンの日における10mm/h以上の時間帯での平均降水量を示す(mm/h)。さらに1日あたりの10mm/h以上の時間数(a)/(b)も示した。

パターン	天気図のパターンの特徴	平均日降水量 (mm/day)	(a) 10mm/h以上の寄与 (mm/day)	(b) 10mm/h以上の時間帯での平均時間降水量 (mm/h)	a/b (h/day)	
高知	F(NS)	中四国に位置	138.4	101.6	24.6	4.1
	T1-F(N)	南西諸島～東シナ海付近に存在し、かつ、前線が中四国よりも北方に位置	81.0	53.7	19.4	2.8
	T1-F(NS)	南西諸島～東シナ海付近に存在し、前線が中四国に位置	93.1	50.1	17.8	2.1
	全80事例		95.1	63.4		
岡山	F(NS)	中四国に位置	20.2	7.1	15.2	
	T1-F(N)	南西諸島～東シナ海付近に存在し、かつ、前線が中四国よりも北方に位置	12.4	0.0		
	T1-F(NS)	南西諸島～東シナ海付近に存在し、前線が中四国に位置	12.6	0.9	10.0	
	全80事例		16.8	4.3		

第4表 第3表と同様(但し9月)

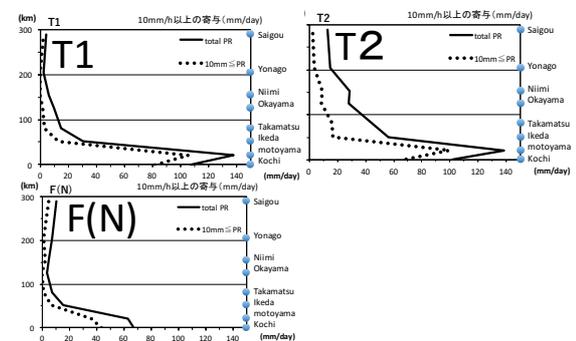
8月には、岡山でかなり総降水量自体が少ない一方(パターンT2以外)、高知では10mm/h以上の強雨の寄与を大きく反映して日降水量が大きかった。また、10mm/h以上の時間帯の平均降水量は20mm/h近くに達していた。9月も同様な傾向があったが、T2以外でも、岡山における降水量も10~20mm/日程度はあり、8月と9月では降水域全体の構造の違いも小さくないようである。

5. 降水量差が生じていた時の南北分布から見る降水域の特徴

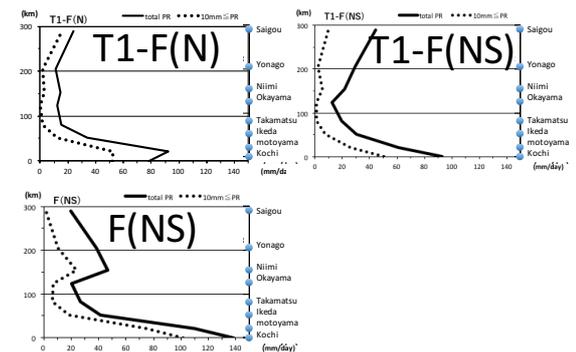
前章で示唆された各パターンの降水分布の構造を比較する第一歩としてほぼ南北に沿う地上観測点を用いて、(高知、本山、池田、高松、岡山、新見、米子西郷)降水の特徴の南北分布を概観した。ただし山頂付近での観測点は含まれていないため、面的な総降水量などの評価を行う際の代表地点としてはは問題があるが、四国の山の風上側、風下及びさらに北方というスケールでの大まかな分布はそれなりにわかると考える。

第3図、第4図にそれぞれ8月の上位3パターンに合成した日降水量や10mm/h以上の時間帯に

寄与を示す。8月にはT2の事例で岡山も20mm/day程度の降水はあり、10mm/h以上の寄与も大きかったが、それ以外のパターンでは、四国山地の北側以北では(池田以北)降水量が大きく減少し、高知側のみでまとまった降水が生じるような南北のコントラストが顕著であった。一方9月の事例でも8月と同様の傾向は見られたが、池田以北の岡山での降水も20mm/dayと少なくなく、また、岡山より、さらに北方でもほぼ同様な降水が見られた。なお、四国の瀬戸内側以北の広域に広がる9月の降水域は基本的には10mm/h未満のあまり強くない降水の寄与が大きかったが、F(NS)など10mm/h以上の寄与も必ずしも小さくない場合もあるようである。



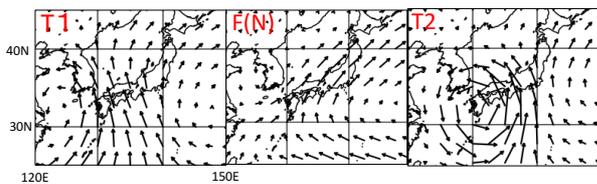
第3図 8月の上位3パターンT1、T2、F(N)における日降水量(実践)や10mm/h以上の時間帯の寄与(点線)の南北分布(mm/day)なお縦軸は左側に高知を起点とする南北方向の距離、右側に用いた地上観測点の位置と地名を示す。における降水量の南北分布(高知、本山、池田、高松、岡山、新見、米子、西郷)



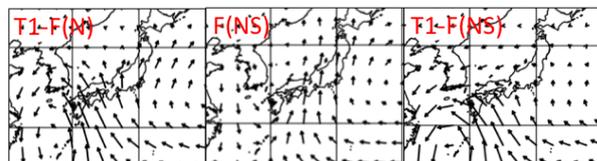
第4図 第3図と同様。但し9月におけるパターンF(NS)、T1-F(N)、T1-F(NS)を示す。

6. 大きな降水量差に関わる大気場の特徴と考察

各パターンについて、広域大気場の合成解析を行った。(O OUTC)。8月には、各パターンとも(T2でもある程度共通して)、中四国付近は、高温多湿で顕著な対流不安定な気団の中で(図は略)、第5図に示されるように、太平洋高気圧縁部あるいは台風東縁部の多量の北向き水蒸気フラックスの領域に位置していた。このように、8月の事例は強い対流不安定であっても四国の地形に伴う強制上昇などがなければ、大規模のみの過程では広域的な収束を起こしにくい状況の中で高知と四国k産地以北との降水量の顕著なコントラストが生じた点が注目される。



第5図 8月の上位3パターンT1、F(N)、T2でそれぞれ合成した(925hpa)での水蒸気フラックス(g/kg・m/s)左からT1、F(N)、T2一方9月(第6図)も8月で述べたような北向き水蒸気フラックスが中四国に向かって流入していた。(特にパターンT1-F(N))。しかし、パターンF(NS)やパターンT1-F(N)においては、下層風がそのまま中四国を北方に抜けている訳ではなかった。



第6図 9月のパターンT1-F(N)、F(NS)、T1-F(NS)でそれぞれ合成した(925hpa)での水蒸気フラックス(g/kg・m/s)

例えばパターン(NS)における925hpa, 700hpaにおける風ベクトルと気温の合成を重ねた図によれば中四国付近で、東西に延びる等温線を南風成分が横切るような暖気移流が見られ、しかもより上空側で北側に傾く総観規模での前線も見られた。(図は略)

つまり、9月には単に南寄りの下層風が四国の山にぶつかるような強制上昇に関連する過程だけでなく、南側に高温多湿で不安定な気団を持つ秋雨前線との位置関係からも積乱雲の生じやすい領域と安定な前線面に伴う広域的な層状雲に関連して高知側と北方との間の降水コントラストが形成された可能性も示唆されるが、詳細は今後の検討課題である。

7. まとめと今後の展望

高知と岡山との気候学的な総降水量差は暖候期を通して大きかったが、とりわけ8、9月には、例えば30mm/日を超えるような ΔPR のより大きな日の寄与を反映して、総降水量差も大きくなっていった。そのような大きな ΔPR の日を抽出して、その時の地上天気図による共通したパターン毎の出現頻度や、降水特性、大気場の合成解析を行った。

盛夏期の8月の ΔPR の大きい日には高温多湿で大変不安定な空気が四国の山を越えているような総観規模場が多かったが、パターンT2以外では大変対流不安定ではあっても、地形による強制上昇がなければ中四国付近に自由対流高度に持ち上げるきっかけとなる上昇流を広域的に形成できる状況とは言い難い中での降水コントラストであった。一方、秋雨前線が平均的に日本列島へ南下している9月には、降水コントラストの形成に対して、治験お影響以外に、大規模場の前線との位置関係に関連した状況も、高知側とその北方との当該日の降水コントラストを生じさせる重要な因子の一つになりうる点が作業仮説として提示された。4月や5月といった他の季節における高知と岡山との ΔPR や、九州山地を南東-北西にはさむ宮崎と長崎との ΔPR を生み出す過程等にも注目した解析が必要と考える。現在4、5月頃の高知と岡山との ΔPR を生じさせる場について解析中であり、当日時間があればそれにも若干触れたい。

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。
加藤内蔵進, 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月九州北部豪雨の観測データからの発生メカニズムの検証

一 広志（日本気象予報士会四国支部）

I はじめに

本報は、2017年7月5日に九州北部で発生した豪雨（平成29年7月九州北部豪雨）について、その発生メカニズムを気象官署ならびに AMeDAS の観測データの解析によって明らかにすることを目的とする。

II 降水の概況

豪雨は福岡県の筑後北部および大分県の西部を中心に発生している。降水イベントは昼頃から活発化し、夕方から夜にかけてピークとなっている。各地の5日の日降水量は、福岡県筑後北部の朝倉で516.0mm、大分県西部の日田で336.0mmに及んでおり、それぞれ統計を採り始めてからの日降水量の最大値を更新している。

III 総観場の概況

5日9時の地上天気図によると、梅雨前線が朝鮮半島南部から日本海および瀬戸内海を経て関東地方の沿岸に達し、関東東方沖に及んでいる。関東東方沖の前線上には994hPaの低気圧が存在している。また、小笠原東方沖には1018hPaの高気圧が、沖縄南方沖には1012hPaの熱帯低気圧がそれぞれ存在している。

5日9時および21時の福岡における相当温位の鉛直分布に着目すると、両時刻ともに地表から500hPa面までは高度とともに値が低下しており、対流不安定となっている。

また、5日9時の福岡の東向き、北向きそれぞれの水蒸気輸送量の鉛直分布を見ると、地上から500hPa面に至るまで東向きの水蒸気輸送量が2017年の梅雨期間の平均値を上回っているこ

とに注目される。とりわけ700hPa面、900hPa面、925hPa面のそれぞれにおいては標記期間の平均値より標準偏差の2倍以上大きい値を示しており、西風成分による水蒸気輸送が活発であったことがわかる。一方、北向きの水蒸気輸送量は標記期間の平均値を下回り、南風成分による水蒸気輸送は不活発であった。

IV 豪雨の成因についての考察

(i) 地上における暖湿気塊の分布状況についての考察

降水イベントの発生期にあたる5日12時の九州島とその周辺における地上相当温位の分布状況については、九州島の気象官署および標高の高い阿蘇山と雲仙岳を除いた特別地域気象観測所すべてにおいて350Kを超えており、暖湿気塊が広範囲にわたって分布していることがわかる。中国地方西部から九州島北東部にかけて傾度が大きくなっており、この領域の暖気側にあたる351~354Kの等値線が地上における梅雨前線に相当するものと推定される。同時刻の地上における絶対湿度に着目すると、九州島北西部においては $23\text{g}/\text{m}^3$ を超える水蒸気が存在している。朝倉での降水がピークとなった15時における地上相当温位は、福岡および佐賀において360Kを上回る暖湿気塊が残存する一方、九州島北東部においては低下しており、九州島北部においてほぼ南北方向に急変帯が形成されている。 $23\text{g}/\text{m}^3$ を超える水蒸気が存在している領域は、福岡から長崎にかけての地域で、12時に比べ縮小している。

(ii) 地上における水蒸気輸送についての考察

最多降水量を記録した朝倉付近の地表における水蒸気輸送の発散・収束を把握するため、南北方向は飯塚・日田間、東西方向は日田・佐賀間において水蒸気輸送量の差を算出し、降水との対応について調べた。水蒸気輸送量の差の算出方法は以下の通りである。

- 南北方向 : (飯塚の絶対湿度×同南風成分)
- (日田の絶対湿度×同南風成分)
東西方向 : (日田の絶対湿度×同西風成分)
- (佐賀の絶対湿度×同西風成分)

この値が正ならば発散、負ならば収束となる。水蒸気の収束が強くなるにつれて朝倉での降水強度が増す傾向があり、とりわけ東西方向については強雨発生時は常に収束で推移している。2地点間の水蒸気輸送量の差と朝倉での10分間降水量との間には南北方向、東西方向ともに1%水準のt検定で有意な負の相関関係が認められる。

降水イベント時においては西風成分による水蒸気の収束が継続していることを踏まえ、豪雨発生地西側に位置する佐賀、熊本、福岡の各地点における水蒸気輸送に着目した。降水イベントの発生前より、佐賀では西寄りの風、熊本では南西寄りの風、福岡では北西寄りの風が卓越している。併せて、熊本～佐賀間の大牟田では南西寄りの風、黒木では南南西寄りの風が、福岡～佐賀間の太宰府では北西寄りの風、豪雨発生地北に位置する飯塚では北寄りの風がそれぞれ継続しており、採り挙げた各地点の位置関係に基づくと、これらの卓越する風は豪雨発生地付近で収斂することが予想される。佐賀では西風成分、熊本では南西風成分、福岡では北西風成分のそれぞれによる水蒸気輸送量の推移を調べた。各地点とも朝倉での降水のピーク時付近の15～16時に最大値が出現している。これに基づき、朝倉とその周辺における記録的大雨

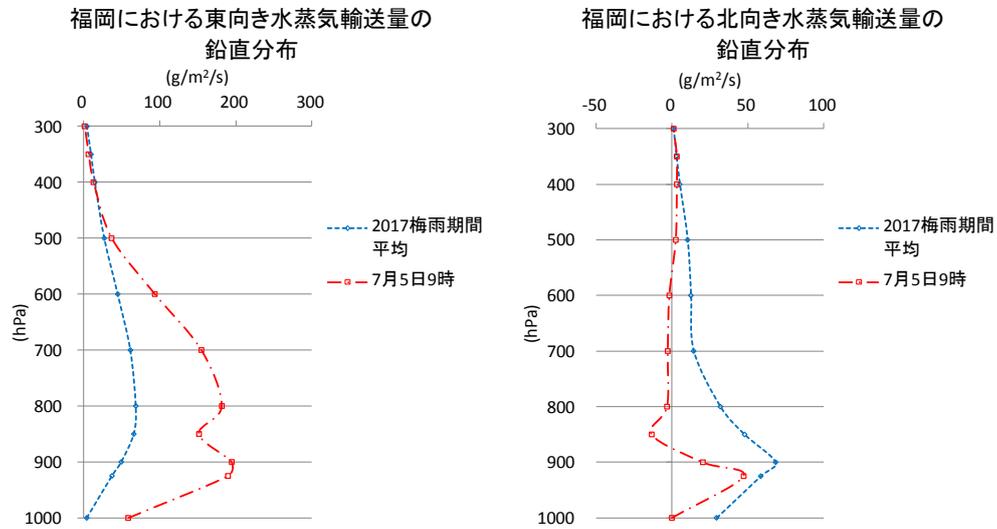
は、地表付近における北西風、西風、南西風の三者によってもたらされる水蒸気がほぼ同じ空間領域で収束したことによって発生したものと推察される。降水イベントの発生前からのこれらの風向からの水蒸気輸送は、九州島北東部の梅雨前線に水蒸気を大量に供給し続けていたことを意味する。

ここで、熊本における南西風の発現について言及する。当降水イベント発生前より九州島における海面気圧は薩摩半島で最も高くなっており、北部および東部で低くなっている。これより、熊本の南西風は薩摩半島の高圧部の存在による気圧傾度の影響を受けていることが考えられる。

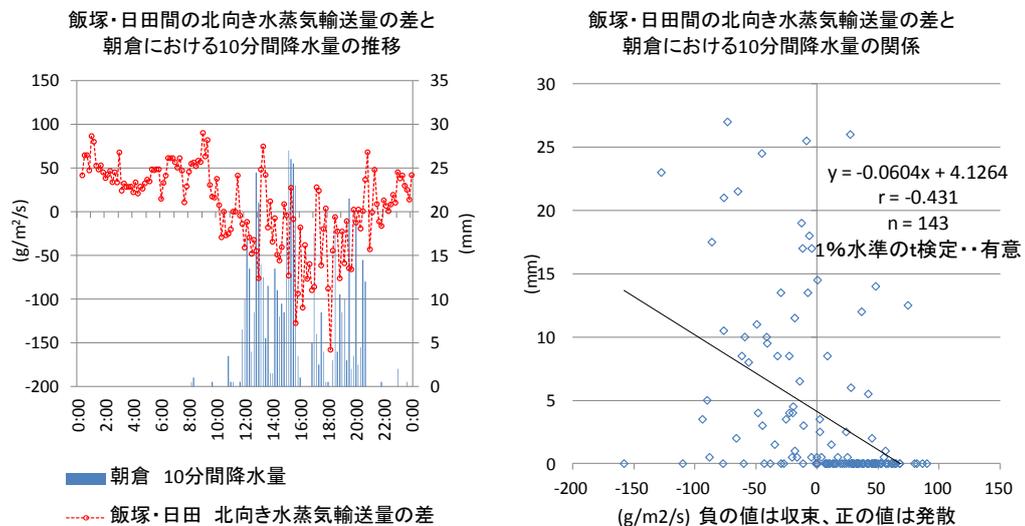
V まとめ

地上観測データの解析に基づくと、当事例の記録的豪雨は、九州島が広く暖湿気塊に覆われ、北東部に梅雨前線が存在する状況下で、福岡方面からの北西風、佐賀方面からの西風、熊本方面からの南西風のそれぞれが大量の水蒸気輸送を伴って福岡県筑後北部から大分県西部付近で収束したことによってもたらされたものと考えられる。

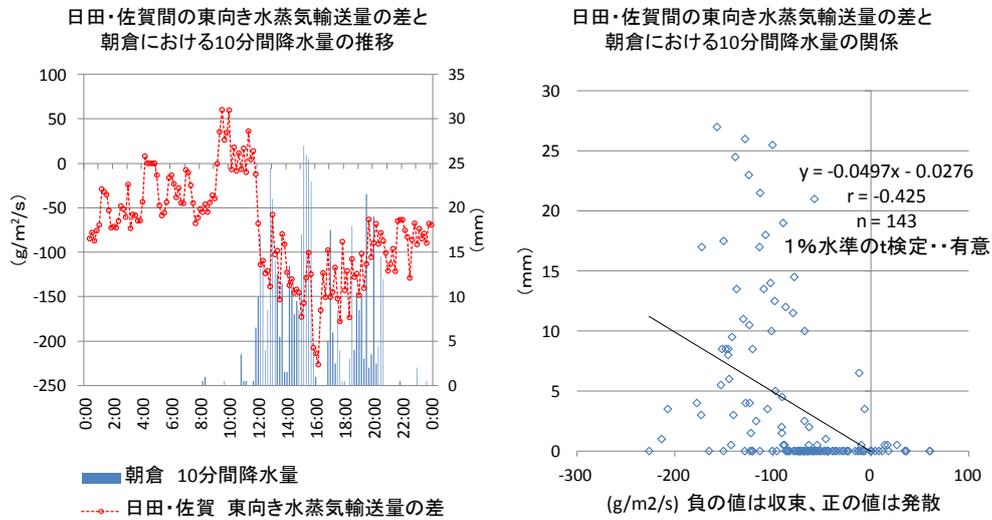
水蒸気輸送の鉛直構造



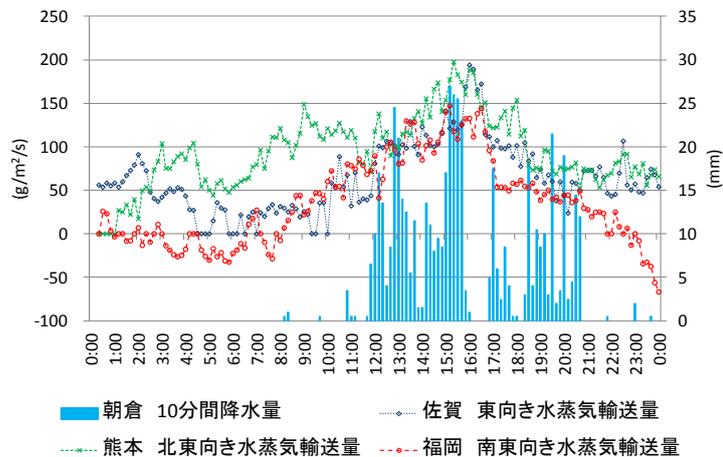
朝倉周辺の水蒸気輸送(南北方向)と降水の関係



朝倉周辺の水蒸気輸送(東西方向)と降水の関係



佐賀、熊本、福岡における水蒸気輸送量と朝倉の降水量の推移



四国における降雪の地域特性に関する解析

* 福田崇文(高知大院理) 村田文絵(高知大理)

1. はじめに

西日本最高峰の石鎚山や剣山を擁する四国では山間部を中心に大雪に見舞われることもある。また、平野部においても降雪は見られ、交通障害や農作物への被害など社会生活に影響をもたらしている。しかし、世界的な豪雪地域として知られる北海道や本州日本海側地域に比べ、四国の雪に関連する研究はかなり少ない。

2015年関西支部第2回例会では、四国の県庁所在地4地点における降雪の経年変化と気温の関係を示した。その結果、特に1990年代以降はそれ以前に比べ、四国平野部では降雪が大きく減少していることが分かった。さらに、その減少の要因が90年代以降の急激な気温上昇に大きく依存していることが示された。そこで、県庁所在地以外の地点についても経年変化を調べるため、四国4県の气象台に所蔵されている気象月報の中から1951年以降の各地の積雪深のデータを収集した。本研究では、各地のより詳細な降雪分布とともに経年変化を調べた。

2. 使用データ

本研究では四国4県の气象台に所蔵されている気象月報に記載されている雪に関する項目の中から、積雪量の項目を解析に用いた。観測が行われていた地点の中から、積雪観測が終了する2002年までの比較的新しいデータが得られる56地点(愛媛県18、香川県6、徳島県10、高知県22地点)を中心として解析を行う。解析期間はおおむね1951-2002年の52年間とする。

その他、観測空白地域を補うため、全ての期間のデータは無いが、観測期間が20年以上の地点である、野村、岩松、小田町(以上愛媛県)、豊浜、塩江、大檜(以上香川県)、鳴門、市場、小松島、鬼籠野(以上徳島県)、豊永、平石、夜須、富山、佐賀、三原(以上高知県)の16地点も一部の解析に加えた。また、観測期間の途中で観測点の変更或いは終了した地点は、その地点から半径10km程度以内の地形の近い地点であれば同一地点とみなした。

これら地点の前年12月および当年1-3月(以下冬季と呼ぶ)における積雪深のデータを用いて

解析を行う。

降雪の要因となる気圧配置の判断には気象庁地上天気図を用いた。また、降雪の経年変化と気温の関係を調べるため、四国の県庁所在地(気象官署:松山、高松、徳島、高知)の冬季の気温のデータも用いた。

3. 解析方法

(i) 降雪日の算出

本研究では積雪深に加え、実際に降った量に近い日降雪量も使い解析を進める。気象月報には各地の毎日午前9時の積雪深が記録されている。前日より積雪深が増加した日において前日との差を日降雪量とみなした。各観測点で日降雪量が1cm以上の降雪があった日を降雪日とする。

(ii) 気圧配置の判別と降雪回数の算出

(i)で求めた降雪日について、気象庁地上天気図を用いて、降雪時に最も近い時間帯の冬型と南岸低気圧を判定する。冬型による降雪の場合は、おおむね24時間以内に次の降雪がみられた場合はそれらを同一イベントとし、降雪回数1回とする。南岸低気圧による降雪の場合は、同一の低気圧通過時に降雪があるものはそれらを同一イベントとし、降雪回数1回とする。なお、日本海を通過した寒冷低気圧や南岸の停滞前線の影響によると思われる事例が数回程度見られたが、四国では冬型と南岸低気圧の合計が観測地点全てで降雪全体数の90%以上を占めており、冬型と南岸低気圧以外を要因とする降雪は極めて頻度が少なかったため本研究では省略した。

(iii) 降雪回数の経年変化と気温の関係

年別に地域毎でどの程度降雪量の変化がみられるのかを調べる。また、冬季平均気温のデータとも比較して傾向を推定する。継続的かつ長期的に気温のデータが得られる四国の県庁所在地の気温データを用いる。

県庁所在地における冬季平均気温の変動についてそれぞれの地点との相関係数と回帰直線の傾きを求めると(表1)、相関係数は0.9前後、回帰直線の傾きは0.95以上となり、四国の県庁所在地の冬季平均気温の変動はそれぞれ相関がかなり高いことが分かる。そこで、全ての平均気温を平均し、

四国の冬季平均気温として扱う。

降雪回数や降雪量は冬型によるものと南岸低気圧によるものに分別し、それぞれの降雪回数や経年変化、減少割合等を求めた。

	松山	高松	徳島	高知
冬季平均気温 の平年値(°C)	7.6	7.1	7.7	8.3
松山	-	0.979	0.983	0.967
高松	0.945	-	0.970	0.953
徳島	0.981	1.003	-	0.957
高知	0.884	0.893	0.877	-

表1 四国県庁所在地の冬季平均気温(1951-2002年)と相関係数(左下)、
回帰直線の傾き(縦の列の地点に対する横の行の地点の傾き)(右上)

4. 解析結果

4.1 各地の降雪回数と経年変化

図1に冬型と南岸低気圧による(a)降雪回数と(b)降雪量の割合を示す(冬型+南岸低気圧を100%として計算)。

四国では全体的に冬型による降雪が優勢の地域が多いが、愛媛県東予から香川県の瀬戸内沿岸部では南岸低気圧が降雪回数、降雪量の50%程度、もしくはそれ以上を南岸低気圧が占める地域が多い。太平洋側や愛媛県南予などでは冬型が降雪回数、降雪量の90%以上を冬型が占め、南岸低気圧による降雪はほとんど観測されない。四国山地中部から東部の山間部や徳島県北部では冬型が優勢ではあるものの、南岸低気圧による降雪も20~30%程度見られる。

続いて、各地の降雪回数の合計を10年毎に、冬型については図2(左)に、南岸低気圧については図2(右)に示す。冬型による降雪回数が最も多い地域は、愛媛県の久万や高知県の梶原、徳島県の京上といった四国山地上の高地となり、冬型では年間平均10回程度、南岸低気圧では2、3回程度の降雪イベントが見られる。内陸の平野部や沿岸部では冬型が年間平均5回程度、南岸低気圧が中部や東部で1、2回程度見られている。しかし、1990年~2000年にかけては、沿岸部を中心に冬型、南岸低気圧ともに年間平均1回を超える地域はかなり少なくなった。

一方で、最も降雪の少ない地域は、徳島県の日和佐や穴喰、高知県の室戸、田野、安芸を中心と

する四国南東沿岸平野部である。特に、徳島県の穴喰や高知県の田野では52年間の統計で、1cm以上の降雪量が観測された事例はなく、この地域では社会生活に影響が出るほどの降雪がもともと少なく、変化は見られない。

4.2 降雪の経年変化と気温との関連

四国の冬季平均気温と四国の平野部、内陸、高地の3地域の代表地点について年降雪回数の経年変化を冬型を図3、南岸低気圧を図4に示す。(以下1989年以前を前期、1990年以降を後期と呼ぶ)。冬季平均気温で前期と後期を比較し、有意水準1%でウェルチの検定を行うと、県庁所在地4地点すべてで前期に比べ後期の気温は約1°C有意に上昇している(各地の気温の値は省略)。

各地点の5年移動平均をとると、変動は大きいものの、高地の冬型降雪を除き、その他の地域では1980年代後半から大きく減少している。その他の地点についても同様の変動傾向が見られた(図省略)。四国の年降雪回数は地点によってかなり異なるものの、1990年頃を境に大きく減少しているように見える。1980年代後半の急激な気温上昇とともに前期よりも気温が高い傾向にあることと降雪の急激な減少はほぼ一致していると推定される。

また、各年の降雪回数と気温の関係から、冬型の場合は気温の低い年に降雪が多く、高い年に少ない傾向にあることも分かる。地域によっては一部例外も存在するが、全体的には寒冬が多雪、暖冬が少雪の傾向にあることが分かる。1963年や1968年、1970年、1977年、1978年、1984年、1986年などが寒冬多雪が特に顕著である。一方、南岸低気圧の場合は、冬型に比べ気温に対する降雪回数のばらつきはやや大きい、1980年代後半から降雪が激減していることは明らかである。

図5は降雪が大きく減少したとみられる1980年代から1990年代にかけての各地の降雪減少割合を示す。地域別に減少率をも見ても、冬型では平野部、内陸、高地の順で減少割合は大きくなる傾向がある。南岸低気圧では全域で減少割合が大きい傾向にある。

5. 考察

鈴木(2012)や中村ら(1998)によると、山陰や北陸、東北、北海道の各地で、1986年~87年の間に降雪が減少側に不連続的变化をしていることが

示されている。そして、四国における降雪の経年変化や減少時期、気温変動の傾向が、それら他地域と一致していることが分かった。これは、1980年代後半以降の気温の上昇により、固体降水粒子が解けて雨として降っていることが推測される。

また、気候変動監視レポート(気象庁 2016)によると、「日本を含む北半球の気温は、1940年代までは比較的低温の期間を経て、その後上昇に転じ、1960年頃を中心とした高温の時期、それ以降1980年代半ばまでのやや低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。これらの気温変動は地球温暖化の影響に、数年～数十年程度の時間規模で繰り返される自然変動が重なっているものと考えられる」とある。四国の冬季平均気温の経年変化とは類似した傾向が見られ、近年の四国の気温上昇も地球温暖化と自然変動の影響による要因が大きいと考えられる。

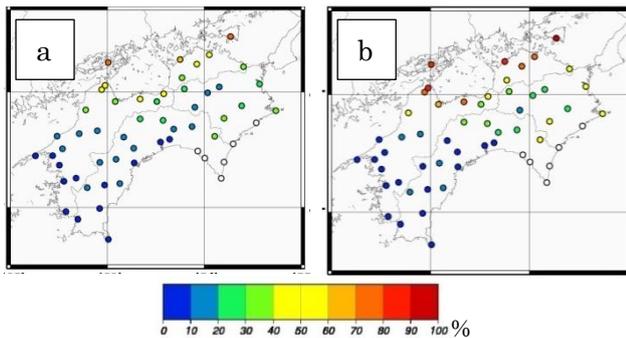


図1 降雪全体に対する南岸低気圧の割合。(a)降雪回数 (b)降雪量

寒色ほど冬型、暖色ほど南岸低気圧が多い。

白色は52年間の総降雪回数10回以下、総降雪量20cm以下。

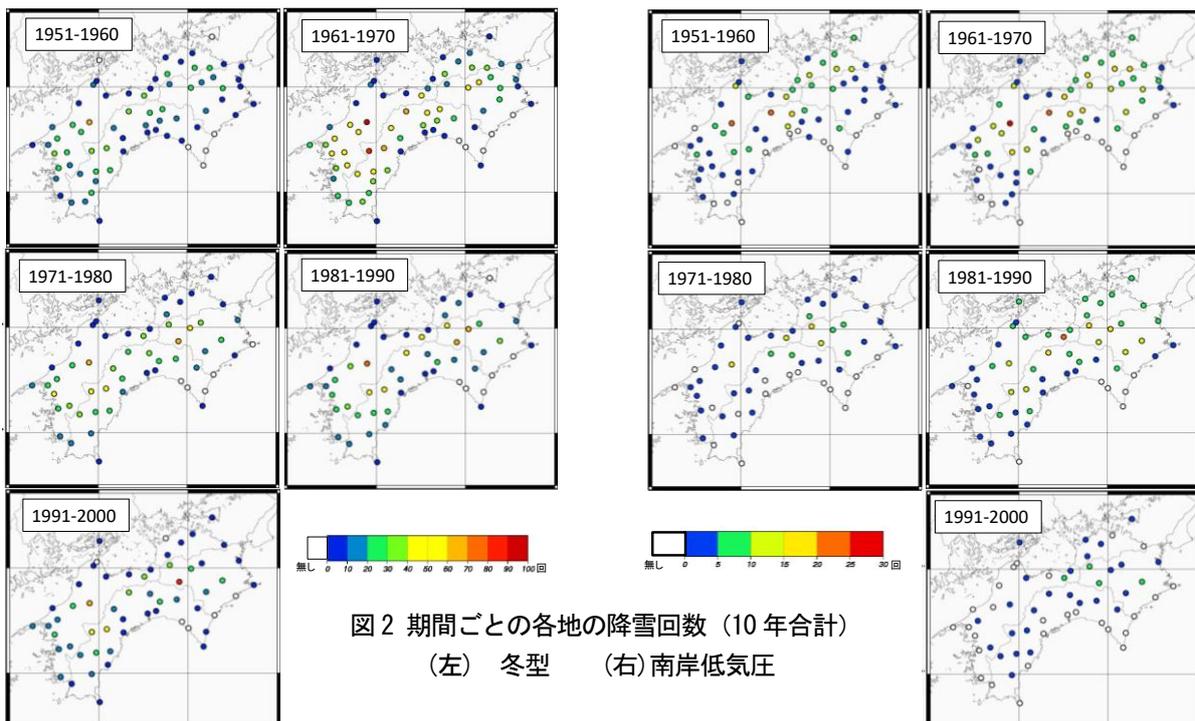


図2 期間ごとの各地の降雪回数(10年合計)
(左) 冬型 (右) 南岸低気圧

6. まとめ

本研究で四国の降雪の特徴について調査した結果、次のことが明らかになった。

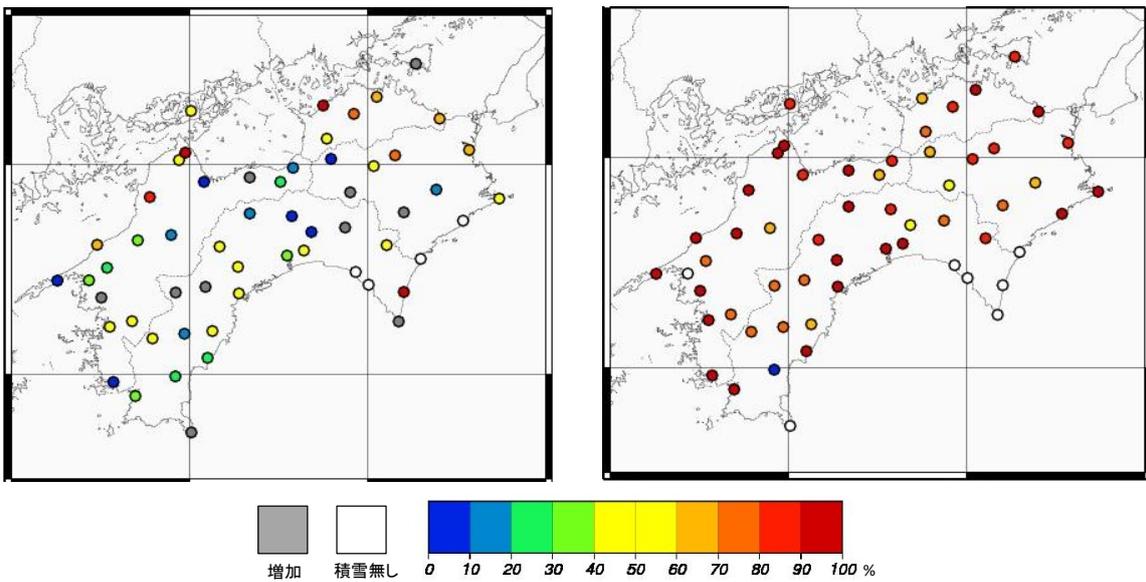
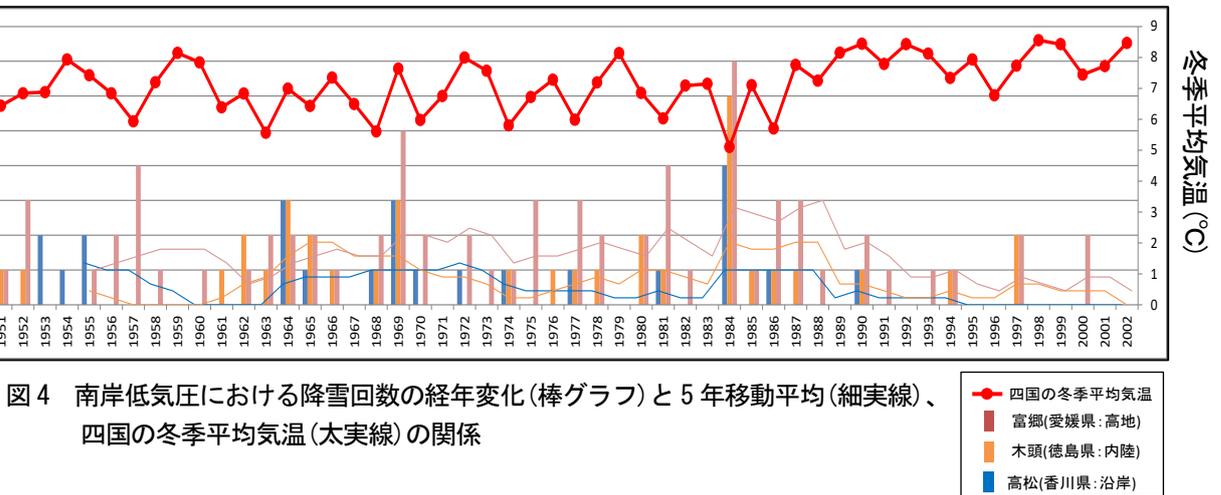
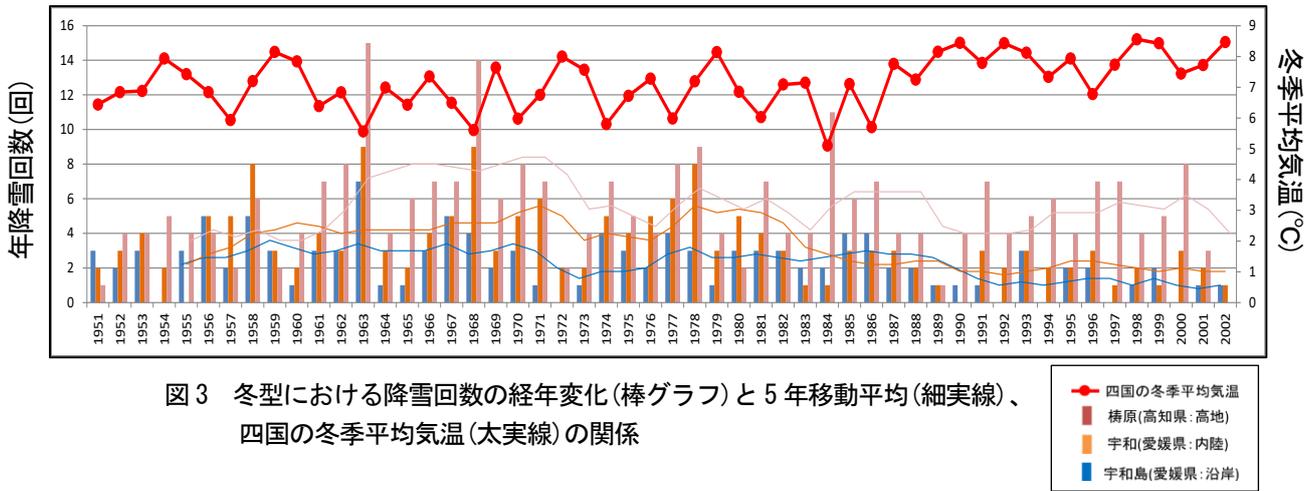
- ・近年四国の降雪は気温の上昇とともに1980年代後半頃を境に大幅に減少している。
- ・四国のほぼ全域で降雪は減少傾向にあるが、沿岸部ほど減少率は大きい。
- ・冬型と南岸低気圧の減少率を比べると、南岸低気圧の方がほぼ全域で大きく減少している。
- ・四国の降雪の経年変化は全国的な変動と同様である。

謝辞

降雪等のデータは四国4県の各気象台より提供を受けた。ここに謝意を表す。

参考文献

- 1) 鈴木博人, 2012, 日本における大雪の経年変化とその環境場との関係, 天気 59 巻 5 号 3-20 頁
- 2) 中村勉・阿部修, 1998, 新庄における過去60年間の積雪深、冬期降水量および冬期平均気温の変動, 防災科学技術研究所研究報告第58号 1-14 頁
- 3) 気象庁, 2016, 気候変動監視レポート 34-35 頁



四国上空の対流圏中下層の風の日変化の気候値：ウィンドプロ ファイラーの解析

片野 陽登* (高知工科大学)

柴田 清孝(高知工科大学)

1. はじめに

2002年頃から始まったウィンドプロファイラーの観測によって対流圏中下層の短時間インターバル(10分)の連続的な風の鉛直プロファイルデータが蓄積され、その気候値的な解析が可能となっている。本研究はそのデータを使い、対流圏下層の海陸風循環を含め、中層までの風の気候値的な日変動(diurnal variation)の季節変動(依存)を解析することを目的にしている。本報告では中四国と近辺の観測点のデータを使い、四国上空を解析したものである。

2. 解析データ

地点は高松(香川県)、高知・清水(高知県)、浜田(島根県)、鳥取(鳥取県)と美浜(和歌山)の6点である。期間は高松、高知、清水、浜田は2002年3月-2016年12月の約15年、鳥取と美浜は2003年3月-2016年12月の約14年である。1000hPaのデータとして同期間同地点のアメダス地上風を付加したが、美浜はアメダスの観測点が存在しないので川辺町(北東へ直線距離約7.5km)のアメダスデータを使用した。

3. 解析手法

10分間隔のウィンドプロファイラー観測値を正時の前後30分の値を平均して正時の1時間値とし(欠測回数を減らすため)、これにアメダスの1時間データを付加した。欠測値の内挿の後、月・日・時間・高度ごとの年を通したトレンド除去を

行い、月・日・時間・高度ごとに全年数間の平均を求め、1時間間隔の年データを作る。この長期間平均により傾圧擾乱などトランジェントな成分はかなり除去されるがなお残っているため、ゆっくりとした季節変動を取り出すため、同一時刻の日々データに4週間カットオフのローパス(ランチョス)フィルターをかけた(これらの操作は各時刻のデータは独立であることに注意)。最後に、このデータから各日の日平均風の値を引いた値を月ごとに平均することで月ごとの日変動を解析した。

4. 解析結果

4. 1. 日変化の共通的特色

最初に各地点の日変化に一般的に見られる特色を括りだす。対流圏下層の海陸風循環はそれぞれの地点の局地的な海陸の分布に従って風(特に風向)の日変化は大きく異なる(後述)が、地表と同じ風系の海陸風(下層の海陸風と記す)の到達する高度は夏季に850hPa付近まで高くなり、秋季には950hPa付近まで低くなるという共通の季節変動を示した。ただし、直上のリターンフローの厚みは秋ごろに厚く(900h~700hPa)、夏に薄く(800~700hPa)になっており、前述した下層の海陸風の高度変動と逆になっている。

海陸風のリターンフローの上層に海陸風循環とは異なる風の日変化が見られた。この日変化は、下層の海陸風循の風向が局地的な海陸分布に依る(日中の海風は高知では南風、高松では北風)のに対して、全地点で同じ風向変化を示していた。

各地点の 435hPa までの日変化 (図 1～6) に示すように、700hPa から 600hPa 付近で未明から夜明けにかけて南寄りの風、夕方から夜のはじめ頃にかけて北寄りの風が吹くというのは、微細な違いはあるけれど、6 地点全てで共通しており、海陸風循環でない大規模な構造が見られる。

4.2. 個別の日変化

対流圏下層の海陸風循環と中層の構造が比較的明瞭に現れている 9 月の図を基に各地点の個別の特色を述べる。

高松 (図 1) では地上から 900hPa 付近まで 9 時から 20 時頃に北風 (海風) が吹いており、1 時から 8 時に南風 (陸風)、21 時から 23 時に東風が吹いている。また、700hPa から 600hPa の間で 2 時から 5 時まで南寄りの風が吹き、17 時から 20 時まで北寄りの風が吹いている。

高知 (図 2) では地上から 900hPa 付近まで 11 時から 18 時頃に南風 (海風) が吹いており、1 時から 10 時と 19 時から 23 時に北風 (陸風) が吹いている。また、700hPa から 500hPa の間で 2 時から 4 時に南寄りの風が吹き、17 時から 19 時に北寄りの風が吹いている。

清水 (図 3) では地上では 8 時から 18 時に南風 (海風)、1 時から 7 時と 19 時から 24 時に北風 (陸風) が吹いているのに対して 900hPa 付近では 6 時から 20 時に北風 (陸風)、1 時から 5 時と 21 時から 24 時に南風 (海風) が吹いており、風向が逆転しているのが分かる。また、900hPa から 600hPa の間で 2 時から 4 時に南寄りの風が吹き、16 時から 20 時に北寄りの風が吹いている。

浜田 (図 4) では地上から 900hPa 付近まで 12 時から 19 時頃に北風 (海風) が吹いており、1 時から 10 時と 22 時から 24 時に南風 (陸風) が吹いている。また、700hPa から 600hPa の間で 1 時から 5 時に南寄りの風が吹き、15 時から 18 時に北寄りの風が吹いている。

鳥取 (図 5) では地上から 850hPa 付近まで 10 時頃から 20 時頃に北風 (海風) が吹いており、1 時

から 9 時と 21 時から 24 時に南風 (陸風) が吹いている。また、700hPa から 600hPa の間で 1 時から 4 時に南寄りの風が吹き、18 時から 20 時に北寄りの風が吹いている。

美浜 (図 6) では地上では 10 時頃から 17 時頃に西風 (海風) が吹いており、1 時から 9 時と 18 時から 24 時に東風 (陸風) が吹いているのに対して 900hPa 付近では 6 時から 18 時に北風 (陸風)、1 時から 3 時と 19 時から 24 時まで南風 (海風) が吹いている。また、800hPa から 600hPa の間で 1 時から 3 時に南寄りの風が吹き、16 時から 20 時に北寄りの風が吹いている。

5. まとめ

下層の海陸風を見ると高松、高知、浜田、鳥取の 4 地点でアメダスの風とウィンドプロファイラーの風が連続的に繋がっているように見える。一方、清水と美浜はこの連続性が見られない。

原因は、清水は海に突き出した長さ数キロ・幅約 2 キロの足摺半島 (岬) の先端にあり、地表の風はこのきわめて局所的な地形に大きく左右されることにあると考えられる。他方、上層の風はそれなりの連続性が見られ、半島の後面 (北) の広大な山系 (陸地) の海陸風循環などを表している。

美浜ではウィンドプロファイラーとアメダスの観測地点が異なるので海岸線との相対的位置関係が変化し、海陸風の風向に連続性が見られなくなったと思われる。

どの観測地点でも概ね 700hPa から 600hPa の間で未明から明け方にかけて南風が吹き、夕方から夜のはじめ頃に北風が吹いている。この現象はローカル時間に固定した潮汐に依るものなのか、または別の原因なのかの解析は今後の課題である。

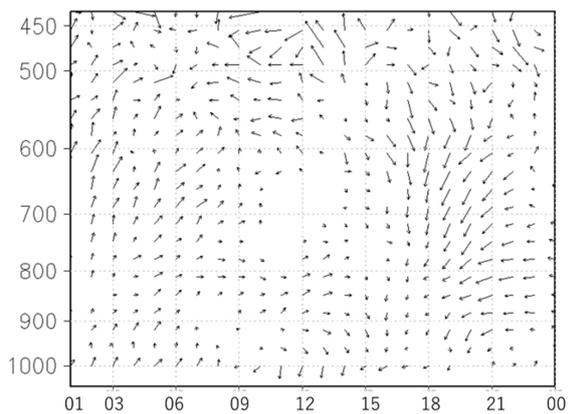


図 1. 高松の9月の風の日変化の気候値.
横軸は時間(h)、縦軸は気圧(h Pa).
風速 0.2m/s 以下は非表示.

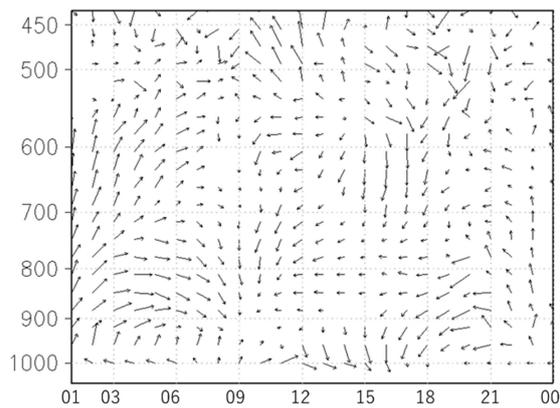


図 4. 浜田の9月の風の日変化の気候値.
横軸は時間(h)、縦軸は気圧(h Pa).
風速 0.2m/s 以下は非表示.

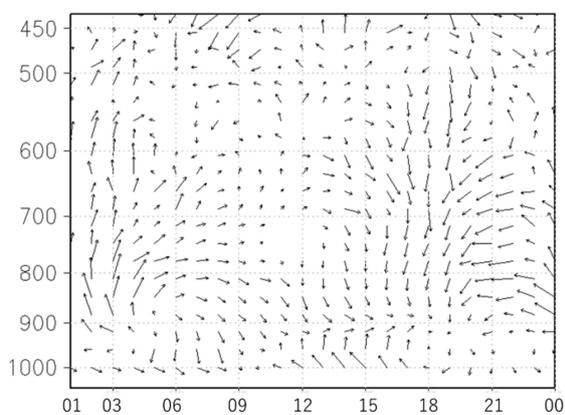


図 2. 高知の9月の風の日変化の気候値.
横軸は時間(h)、縦軸は気圧(h Pa).
風速 0.2m/s 以下は非表示.

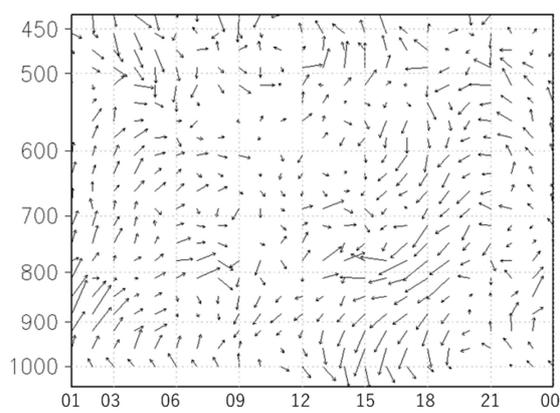


図 5. 鳥取の9月の風の日変化の気候値.
横軸は時間(h)、縦軸は気圧(h Pa).
風速 0.2m/s 以下は非表示.

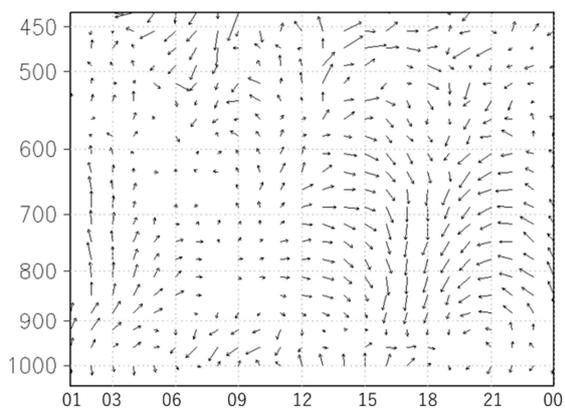


図 3. 清水の9月の風の日変化の気候値.
横軸は時間(h)、縦軸は気圧(h Pa).
風速 0.2m/s 以下は非表示.

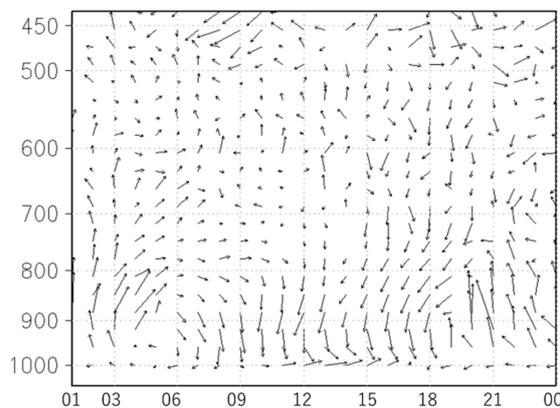


図 6. 美浜の9月の風の日変化の気候値.
横軸は時間(h)、縦軸は気圧(h Pa).
風速 0.2m/s 以下は非表示.

レーダーを用いた突風研究最前線

楠 研一 (気象庁 気象研究所 気象衛星・観測システム研究部 研究室長)

1. はじめに

—今必要とされている気象情報はなにか—

集中豪雨、局地的大雨、竜巻などの激しい大気現象をもたらす災害を防止・軽減できるようにならないだろうか？そう思って気象研究所の私たちの研究室は、主に気象レーダーを用いた研究に取り組んでいる。研究の背景には、近年報告されている顕著な気象災害がある。例えば 2014 年 8 月 20 日、集中豪雨に伴って発生した土砂災害では広島市で死者 77 名の人的被害が生じた。2008 年 7 月 28 日には神戸市の都賀川で、局地的大雨によりわずか 10 分で水位が 1m30cm 上昇し、増水した川に流され 5 人が死亡した。2012 年 5 月 6 日には藤田スケール F3 の竜巻により、茨城県つくば市で 1 人が死亡、住宅など約 300 棟が損壊、被害範囲は長さ 17km、幅約 500m に及んだ。これらの現象を素早かつ確にとらえ、災害リスクを減らすための気象予測情報が、今必要とされている。しかし集中豪雨、局地的大雨、竜巻は急激に発達するため詳細に観測することは難しく、不明点が多いのが現状である。

今回の講演ではその中で、竜巻のような激しい突風の仕組みとその災害をどう防ぐのか、取り組み始めている研究のいくつかのトピックを紹介する。

2. 冬季日本海側の竜巻等突風の観測

我が国の竜巻は、夏から秋に多い。竜巻をもたらす積乱雲の発生しやすい暖候期ということや台風に伴って発生する竜巻が背景と考えられる¹⁾。その一方で冬季の日本海側でも、日本海上に発生する様々なじょう乱に伴う竜巻被害が報告されている。竜巻を含め激しい大気現象は時間空間スケールが小さいため²⁾、突風やそれをもたらす気象じょう乱を観測する際には以下のような問題がある。

- ①アメダスや気象庁気象レーダーのような通常の気象観測では、観測そのものが難しい。
- ②そのため被害を起こすような少数事例を被害調査などを通じて散発的に扱わざるをえな

いため、系統的な知見として蓄積されにくい。

冬季日本海側で発生する竜巻をもたらすじょう乱（雪雲など）は、多くの強い竜巻の親雲であるスーパーセルと呼ばれる積乱雲に比べ、背が低く、水平スケールも小さい。そのため、とりわけ冬季日本海側の竜巻は、それを発生させる擾乱との関係を含め、未解明な部分が多い。

気象研究所は 2007 年から、日本海沿岸で冬季に発生する突風の観測的研究を山形県庄内平野において行っている。竜巻等突風を様々な角度からとらえる高密度観測網は、世界的にも極めて独特であると思われる。この研究を通じて、竜巻あるいはそれに類似した多くの突風現象を観測することができた。今回の講演の前半では、我々が構築した観測網と、それによる観測を通じて得られたこれらの現象についてドップラーレーダーによる観測結果を中心に紹介する。

2.1 高密度観測網

前述のように竜巻は観測データの取得そのものが難しく、特に地上観測は、偶然に恵まれない限り不可能だと考えられてきた。しかし竜巻をもたらす地上風や気圧変動は竜巻の基本特性として大事な要素である。そのため、地上の風向・風速・温度・湿度・気圧を観測する観測装置を、4 km 間隔で 26 機、なるべく一様な分布にするため正三角形の頂点に位置するように配置し、竜巻など突風に関する地上観測を行えるようにした（図 1）。観測装置は、実際に測定を行なう地上気象センサ、データを収録するロガー、データを転送するモデムから構成されており（図 2）、風向・風速は 1 秒間隔、その他は 10 秒間隔で測定している。センサは観測地点の空間代表性を維持するため、周囲が開けており、さらに地表面摩擦の影響の少ない地上 5.5-10m の高度に設置している。さらにエリアおよびその付近の日本海上をカバーする 2 台の研究用小型ドップラーレーダーが設置され（図 3）、地上気象観測装置と合わせて突風をもたらす現象の観測が行われた結果、観測網内で突風をもたらすじょう乱のほとんどは渦を伴うという知見が得

られている^{3) 4) 5) 7)}。図4にレーダーで見られた竜巻のような渦のレーダーによる観測例を示す。

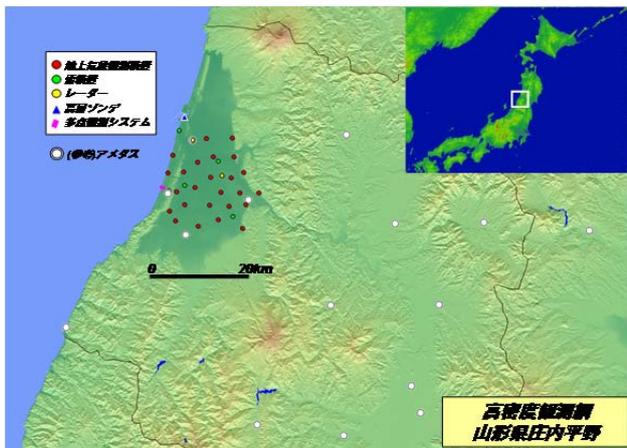


図1 山形県庄内平野に構築している高密度観測網



図2 地上気象観測装置



図3 可搬型ドップラーレーダー

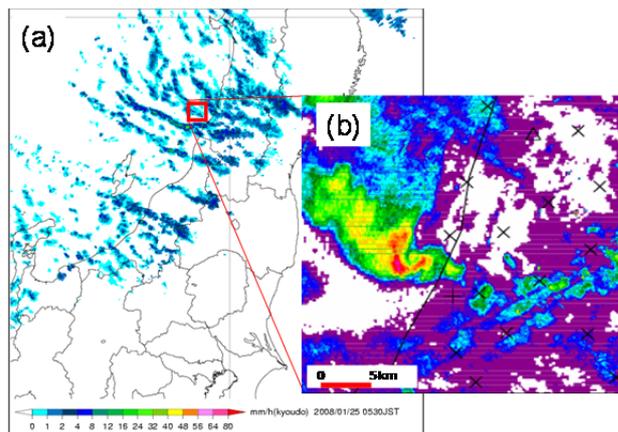


図4 (a)気象庁レーダーによる降雪バンド 2008年1月25日 05:20 JST。(b) JR東日本レーダーで観測された反射強度のPPI スキャン 2008年1月25日 05:24:12 JST⁴⁾。

さらにこの高密度観測網の一部では、竜巻内部の気流や気圧の構造を詳しく調べることも試みられている⁶⁾。図5(a)の写真がそれで、海岸沿いに、12台の風速計を100 m間隔、25台の気圧計を50 m間隔で1 kmにわたり直線上に設置したものである。この場所を通過した竜巻渦に伴って得られる風と気圧、さらにその時間変化などから、地上の渦の詳細な構造を調べたり、上空の渦と地上の突風の対応関係を詳細に把握したりすることが可能である(図5(b))。

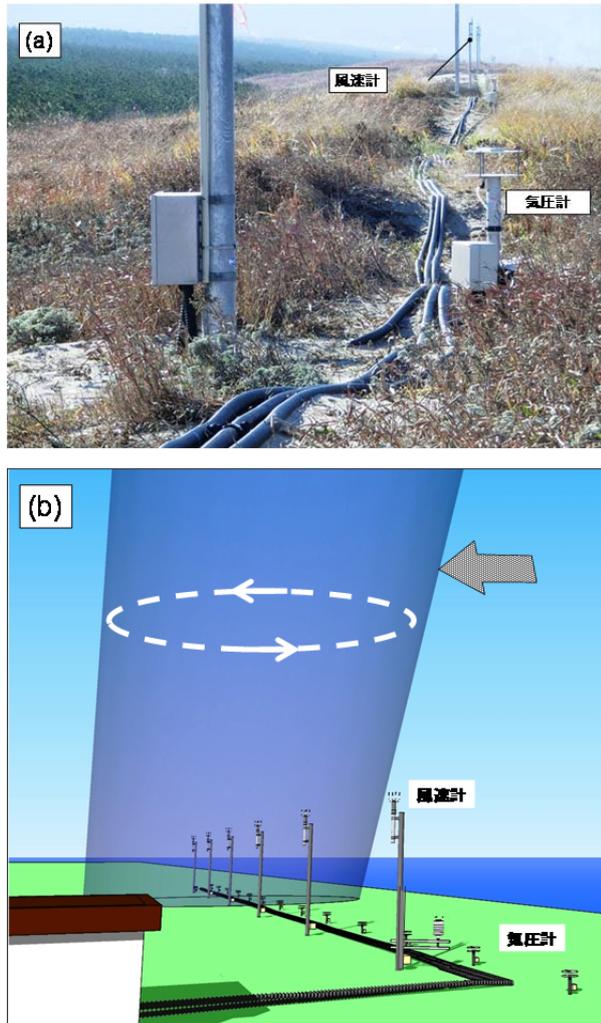


図5 多点型地上観測システム
(a) 装置外観 (b) 竜巻渦通過のイメージ

2.2 観測事例

2.1章でお話した観測エリアの中で、2007年12月2日に発生した突風の事例を示す⁷⁾。気象庁の突風被害調査⁸⁾によると、同日1時30分頃、山形県酒田市で藤田スケールF0の突風が発生し、倉庫のトタン屋根の飛散などの被害が発生したことがわかっている。図6はドップラーレーダーで観測された竜巻を発生させる可能性のある4つの渦の位置や大きさを示す。いずれの渦(図中ABCD)も日本海上から東進し、寿命は15~30分程度で、最も持続時間が長く最も渦度が大きい渦は渦Aで、最大風速直径400~1100m、最大接線風速10~18ms⁻¹、東南東へ約12ms⁻¹で移動し、この渦の移動経路の一部は地上の突風被害域とよく一致していたことがわかった。この事例のように、海上で発生した渦が、風に流されて移動して上陸するパターンが多くみられ、そのうちのいくつかは突風被害をもたらしたことがわかってきた。図7は高

密度観測網に設置されたレーダーで観測された上陸渦をマッピングしたものである⁹⁾。2007年10月~2015年3月までの7冬季、庄内平野の海岸線30kmで380事例という多くの渦が観測された。このような渦が多点型地上観測システム(図5)を通過した際に観測された地上付近の渦の様相を図8に示す。竜巻を発生させる可能性のある渦をドップラーレーダーで探知追跡し、将来の竜巻予測につなげる研究についても講演では紹介したい。

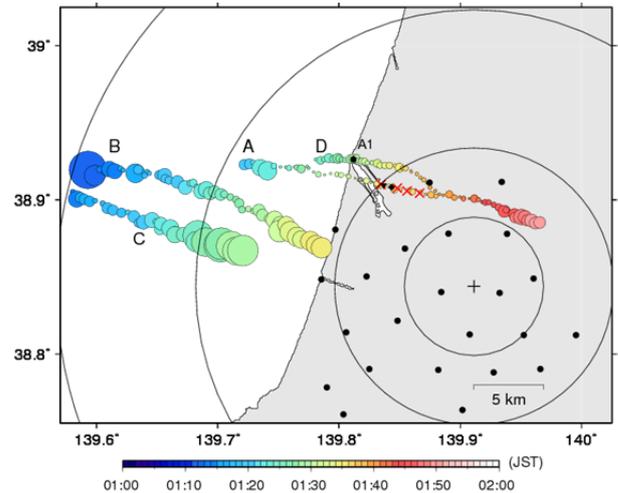


図6 ドップラーレーダーで観測された渦の大きさと移動経路。各円のカラーは時刻を示す。+と黒実線の円は気象レーダーの位置と気象レーダーから半径5,10,20,30kmの範囲を示す。赤い×印は被害が報告された地点を、●印は地上気象観測点の位置を示す⁷⁾。

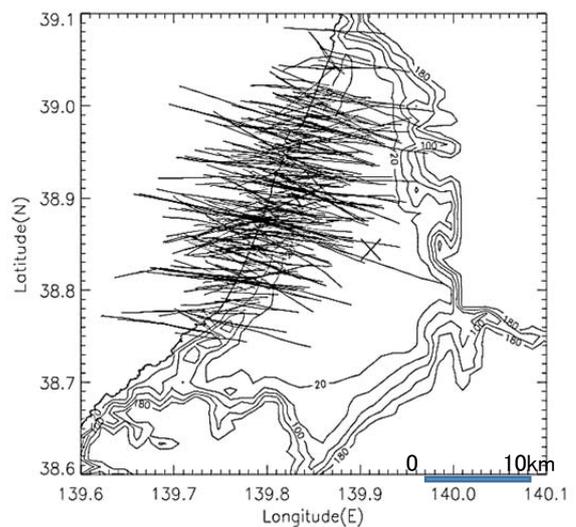


図7 高密度観測網に設置されたレーダーで観測された上陸渦のマッピング。2007年10月~2015年3月までの7冬季、庄内平野の海岸線30kmで観測された380事例を示す。図中×印はレーダーの位置。

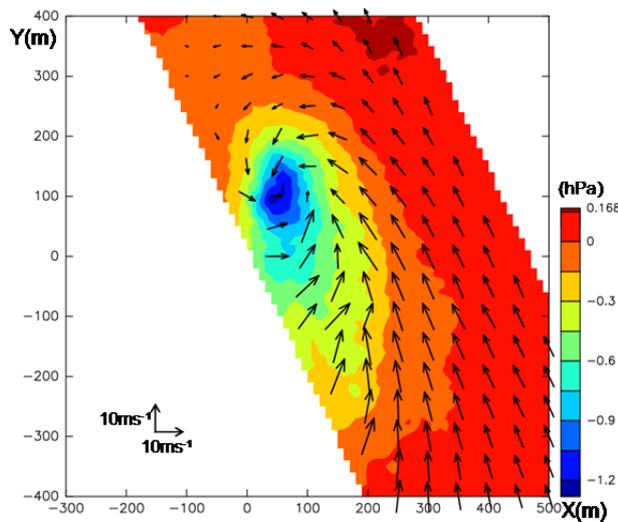


図8 多点型地上観測システムで観測された竜巻渦の地上風・地上気圧の様子⁸⁾。2012年2月17日09:43の例。

3. フェーズドアレイレーダー

ここまで山形県庄内平野のフィールドで行われている竜巻等突風の研究における最新の動向を紹介してきた。このような研究でも、竜巻やそれを引き起こす現象のメカニズムの詳細の解明が十分になされるとはいえない。たとえば強い竜巻の多

くは、スーパーセルと呼ばれる発達した積乱雲に伴って生じる。スーパーセルの内部には直径2～10 km くらいの中サイクロンという渦があって、それに伴う強い上昇気流が竜巻の発生・発達を助けていると考えられているため、中サイクロンは竜巻発生のシグナルとして着目されている。しかし中サイクロンには竜巻を発生させるものとそうでないものがある、その違いはわかっていない。地上付近から上空にかけておおよそ数分で起こっている立体的な変化の全貌をとらえることが必要と考えられているが、従来型の気象レーダーでそれを把握することは難しい。従来型の気象レーダーはアンテナ1回転で1枚の画像しか得られず、複数の断面を5～10分かけて取っているあいだに竜巻やそれに関する現象は大きく形を変えてしまい、全体像を推測することができないためである。そのことがさらに予測技術の開発の遅れにつながっている。これまでの気象レーダーより飛躍的に速い気象レーダー（高速スキャンレーダー）でこれらのプロセスを観測し、たとえば中サイクロンがどのように竜巻渦に作用してその発達を促すのか、それらの様子を目のあたりにできれば、竜巻発生のメカニズムをより理解でき、さらに発生・発達にかかわる重要な情報が得られ、予測技術の開発につながると考えられる。

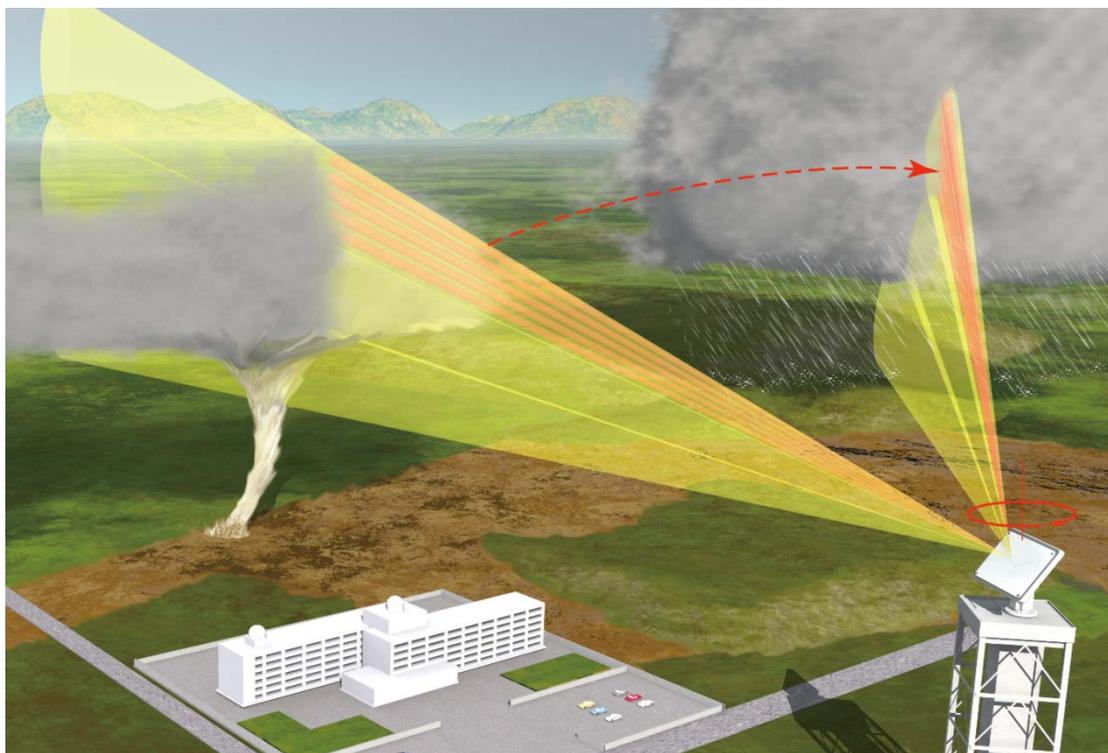


図9 フェーズドアレイ気象レーダーの観測イメージ

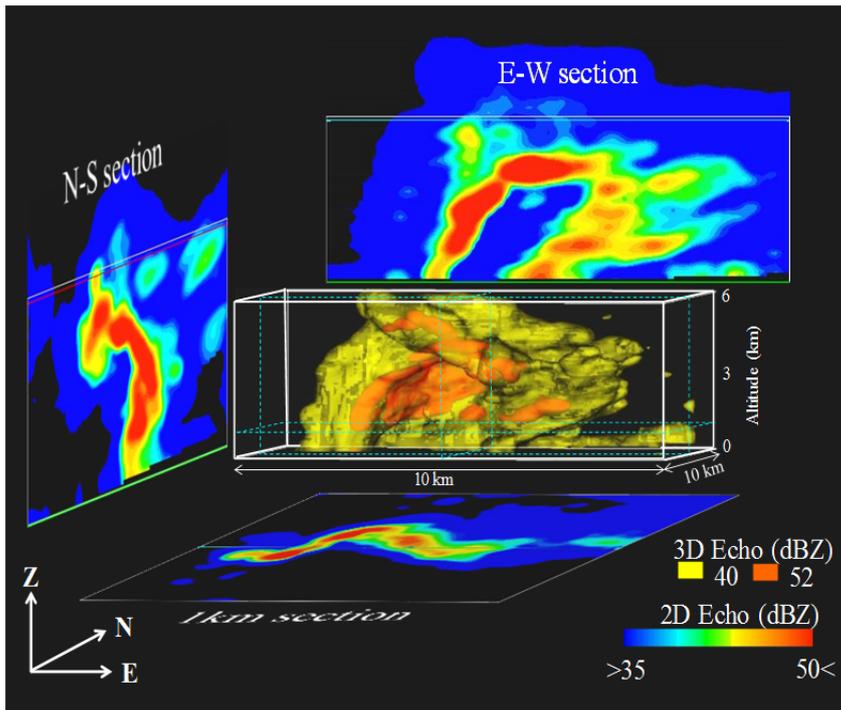


図 10 茨城県で観測積乱された雲内部の丸天井構造。南から北に向けて見た立体図。1枚の水平断面と2枚の鉛直断面を同時に示す(2015年8月12日18時11分)

この講演の後半は、最近登場したフェーズドアレイレーダーと呼ばれる高速スキャンレーダーを紹介する。

3.1 フェーズドアレイレーダーの特長と事例

従来型の気象レーダーとフェーズドアレイレーダーの違いは、アンテナにある。従来型の気象レーダーのアンテナから発射される電波のビームは、太さが1~3°と大変細いため、アンテナを水平あるいは垂直に回転させ、1回転あたり1枚のスライスした断面を取りながら広い空間を走査(スキャン)して現象を観測している。典型的なアンテナ走査は、仰角を一定にし、1回転15~30秒かけて水平方向にアンテナを回転させる走査(PPI)を、仰角を少しずつ変えながら繰返し行う方法である。一連のスキャンに要する時間は通常は5分から10分程度に設定されている(たとえば30の仰角をスキャンするのに10分かかる)。フェーズドアレイレーダーは、仰角を変えるためのアンテナの上下方向の首振り機構をすばやい電子スキャンに置き換えたところが従来と大きく異なる。水平方向に回転するアンテナから幅の広いビームを送信し、デジタルビームフォーミング技術を使って狭いビームを受信することによって、複数の仰角を同時に受信する。従来型の気象レーダーは、現象の断面30枚を取るのに5~10分かかるところを、フェ

ーズドアレイレーダーはわずか30秒で100近い数の断面をすきまなくスキャンすることができる(図9)。そのため集中豪雨、局地的大雨、竜巻、さらにそれらをもたらす積乱雲といった、短時間に目まぐるしく変化する現象を初めて立体的かつ連続的に観測できるようになった¹⁰⁾¹¹⁾。

図10は気象研究所のフェーズドアレイレーダーで2015年8月12日に観測された、積乱雲の中のメソサイクロン(前述)に伴って観測された独特の構造である。地上から高度4kmまで降水の弱い領域があり、その上に降水の強いドーム状領域が見られる。このような構造は丸天井構造(ヴォールト構造)と呼ばれ、スーパーセルによく見られる。この事例では竜巻の報告はなかったが、フェーズドアレイレーダーによってとらえたこれらの構造の時間変化は、積乱雲が竜巻を発生させるメカニズムの手掛かりとなる貴重なデータと考えられる。

3.2 防災への利用と課題

気象庁は現在、竜巻等の発生しやすい地域を、10km四方単位の分布図で知らせたり(竜巻発生確度ナウキャスト)、さらに今まさに竜巻等が発生しやすい気象状況となったことを府県単位で文章で発表している(竜巻注意情報)。そのような発生しやすいさの情報と別に、将来的にはフェーズドアレ

イレーダーによって、これまでとは異なる直接的なやり方で竜巻の予測ができると考えられる。例えば、竜巻に伴う渦を高速で追跡することによる、竜巻の短時間・超短時間予測の実現である。

しかしフェーズドアレイレーダーのような高速スキャンレーダーを、気象予測の道具として開発しようとする、様々な課題がある。フェーズドアレイレーダーで得られる情報は図10に見られるようにとても複雑である。一方で急激に発達する竜巻に対し、私たちが身を守る行動をとる時間は大変短いと考えなければいけない。そこで気象レーダーから得られるデータを瞬時に意味のある気象情報に落とし込むことがカギとなってくる。そのためには気象レーダーのシステムに知性を持たせ、レーダーエコーから、突風災害をもたらすと考えられる領域や強さを抽出し、それを追跡して進路上に自動的にアラートを出すなどの機能を持たせなければならない。今のところ技術はそこまで進んでいないのが現状で、私たちは、竜巻渦を自動探知し追跡するというシステムを開発し実験を始めたところである(図11)。とても骨の折れる取組みだが、竜巻災害を防ぐための重要なコア技術と考えている。

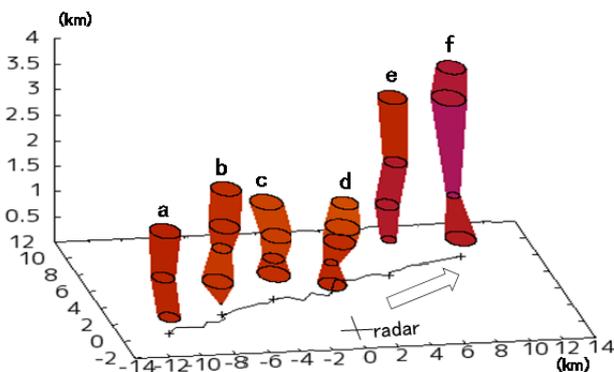


図 11 竜巻渦の自動 3 次元探知・追跡の動作試験例 (2016 年 1 月 19 日)。30-40 秒間隔の結果を間引いて表示。(a) 13:54:51, (b)16:59:22, (c)14:03:29, (d)14:08:03, (e)14:11:30, (f)14:16:12。白矢印は竜巻渦の進行方向。

4. おわりにー突風災害の軽減を目指してー

本講演では、気象研究所が取り組んでいる突風の最新の研究の一端を紹介した。これから竜巻などのメカニズムの解明がより進んでいくと考えている。

一方、フェーズドアレイレーダーのような高速スキャンレーダーによる竜巻の探知・予測という将来的な目標の実現には、多くの研究ステップを

踏まねばならない。例えば気象レーダーで観測されたどの部分に着目すべきなのか、そこからどの程度の情報をとりだせるのか、研究はこれからである。複雑なデータからパターンを自動的に抽出してそれを追跡するアルゴリズムの開発も並行して必要と考えている。このような研究を積み重ねていくことにより、将来的には突風災害がこれまで以上に防止・軽減される日が来ると考えている。

参考文献

- 1) Niino, H., T. Fujitani, and N. Watanabe, 1997: A statistical study of tornadoes and waterspouts in Japan from 1961 to 1993. *J. Climate*, **10**, 1730–1752.
- 2) Orlanski, I., 1975: A rational sub-division of scales for atmospheric processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **56**, 527–530.
- 3) Inoue, H. Y., K. Kusunoki, K. Arai, N. Ishitsu, T. Adachi, S. Yoshida and C. Fujiwara, 2016: Structure and evolution of misovortices observed within a convective snowband in the Japan Sea coastal region during a cold-air outbreak on 31 December 2007. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **94**, 507-524.
- 4) Kusunoki, K., K. Arai, R. Kato, and C. Fujiwara, 2017: Observations of the intensity and structure changes within a winter tornadic storm during landfall over the Japan Sea Area. *IEEJ Transactions on Fundamentals and Materials*, **137**, 141-146.
- 5) Onomura, S., K. Kusunoki, K. Arai, H.Y. Inoue, N. Ishitsu, and C. Fujiwara, 2017: Rapid intensification of a winter misocyclone under an isolated convective cloud after landfall, *SOLA*, (in press).
- 6) Kusunoki, K., K. Arai, R. Kato, E. Sato, and C. Fujiwara, 2016: A linear array of wind and pressure sensors for high resolution in situ measurements in winter tornadoes. *IEEJ Transactions on Fundamentals and Materials*, **136**, 286-290.
- 7) Inoue, H. Y., and Coauthors, 2011: Finescale Doppler radar observation of a tornado and low-level misocyclones within a winter storm in the Japan Sea coastal region. *Mon. Wea. Rev.*, **139**, 351–369, doi:<https://doi.org/10.1175/2010MWR3247.1>

8) 酒田市で発生した強風害の現地調査報告(平成19年12月26日 山形地方気象台)

9) Ishitsu, N., K. Arai, C. Fujiwara, K. Kusunoki, and H. Suzuki: “A statistical study on landfalling winter tornadoes observed with Doppler radar over the Shonai area”, *Preprints, Fall Meeting of Meteor. Soc. Japan, Kyoto, Japan, Meteor. Soc. Japan, D304 (2015)* (in Japanese) .

10) Adachi, T., K. Kusunoki, S. Yoshida, H. Inoue, K. Arai, T. Ushio, 2016: Rapid volumetric growth of mesocyclone and vault-like structure in horizontal shear observed by phased array weather radar. *SOLA*, **12**, 314–319, doi:10.2151/sola.2016-061.

11) Adachi, T., K. Kusunoki, S. Yoshida, K. Arai, and T. Ushio, 2016: High-speed volumetric observation of wet microburst using X-band phased array weather radar in Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **144**, 3749-3765.

やまじ風影響地域の関係性

高知県立高知追手前高等学校 三澤 遼

1. はじめに

やまじ風とは、低気圧が日本海を通過するとき、太平洋側から吹く風が四国地方中央を走る四国山地を越え、昇温を伴って(フェーン現象)愛媛県の、風下となる地域に強く吹きつける風のことである。

このやまじ風がもたらす影響を地域ごとに比較し、何らかの関係を見出し、考察をする。

2. 研究方法

気象庁のホームページにある過去のデータのうち2017年11月14日～2000年1月1日までのデータを、やまじ風の影響が及ぶとされている愛媛県の新居浜市について日ごとのデータを見て、目安として定めた最大瞬間風速 15m/sを越える日を見つけて、その日の10分ごとのデータを見て、前後と明らかな温度差があり、南方から相対的に強い風が吹く時間帯があれば、その日の天気図を確認し低気圧の位置を確認してやまじ風が吹いたのかどうかを決定する。決定できたらその日の新居浜市とやまじ風の影響が及ぶとされて

いる西条市、四国中央市、風上となる高知県側の本川町について時間が横軸、気温または風速が縦軸となるグラフをそれぞれ作成し、気温と風速の変化の整合性を確かめつつ、地域ごとに比較し、関係性を見出す。

3. 研究

図1は2016年5月11日3時ごろの天気図で日本海上に低気圧が存在し、この時刻以降2地点で図2に示すように温度が上昇し、風速の変化がそれに対応していることが上のグラフから分かる。

このようなことを現象が見られた12日間、4か所について行い、そこから見つかった関係性を発表する予定である。

4. 謝辞

今回の研究を行うにあたり、このセッションを紹介していただくとともに、研究方法まで丁寧にご指導いただいた高知大学 佐々 浩司 教授に感謝いたします。



図1 2016年5月11日3時の天気図

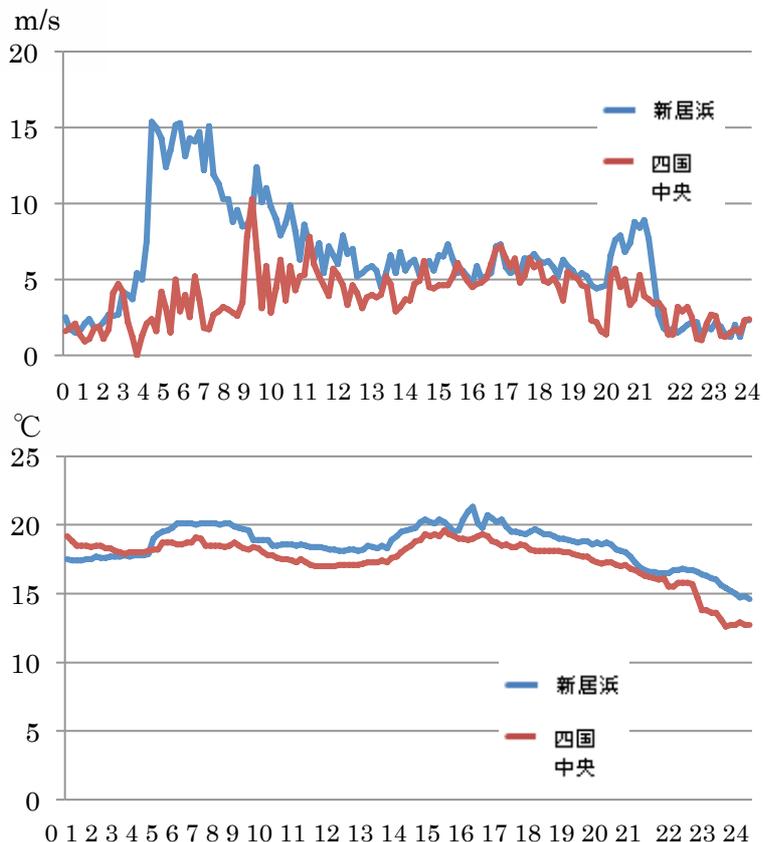


図2 2016年5月11日の風速と気温変化