

例会講演要旨集

第 145 号

目 次

詳細目次・・表紙裏

例 会

1. 平成 30 年 7 月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因について・・・・・・・・・・1
2. 水蒸気輸送に着目した平成 30 年 7 月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の特徴について・・・・・・・・5
3. 平成30年7月豪雨における高知県の降水システム・・・・・・・・・・・・・・・・・・9
4. 漏斗雲と飛散物による竜巻状流れの可視化・・・・・・・・・・・・・・・・・・13
5. 長期観測から得られた肱川あらしと谷筋の水平気圧傾度の関係・・・・・・・・・・16
6. 高知・五台山における雨滴粒度分布の季節変化・・・・・・・・・・・・・・・・・・20
7. 20 世紀初頭における西部北太平洋モンスーンとインド亜大陸北東部モンスーンの関係・・・・・・・・24

特別講演

局地気象研究のすすめ ―「肱川あらし」と「北岩手波状雲」の事例を中心に―・・・・・・・・28
名越 利幸氏（岩手大学教育学部理科教育科 教授）

2018 年 12 月 7 日（金）・8 日（土）

高知大学朝倉キャンパス 共通教育棟 3 号館 1 階 311 教室

（高知市曙町二丁目 5 番 1 号）

日本気象学会関西支部

詳細目次

例 会

1. 平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因について 1
*一 広志 (日本気象予報士会四国支部)
2. 水蒸気輸送に着目した平成30年7月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の特徴について 5
*一 広志 (日本気象予報士会四国支部)
3. 平成30年7月豪雨における高知県の降水システム 9
*西井 章 (高知大学大学院総合人間自然科学研究科理学専攻) ・佐々 浩司 (高知大学理工学部)
4. 漏斗雲と飛散物による竜巻状流れの可視化 13
*野田 稔 (高知大学理工学部)
5. 長期観測から得られた肱川あらしと谷筋の水平気圧傾度の関係 16
*三浦 悠・大橋 唯太 (岡山理科大学大学院生物地球科学研究科)
名越 利幸・那須川 徳博・黒坂 優 (岩手大学教育学部) ・寺尾 徹 (香川大学教育学部)
6. 高知・五台山における雨滴粒度分布の季節変化 20
*村田 文絵・佐々 浩司 (高知大学理工学部)
7. 20世紀初頭における西部北太平洋モンスーンとインド亜大陸北東部モンスーンの関係 24
*寺尾 徹 (香川大学教育学部) ・村田 文絵 (高知大学理工学部) ・山根 悠介 (常葉大学教育学部)
木口 雅司 (東京大学生産技術研究所) ・福島 あずさ (神戸学院大学人文学部) ・田上 雅浩 (芝浦工業大学)
上米良 秀行 (防災科学技術研究所) ・林 泰一 (京都大学東南アジア地域研究研究所)
井上 知栄 (首都大学東京都市環境学部) ・松本 淳 (首都大学東京都市環境学部/JAMSTEC)

(※は講演者)

特別講演

- 局地気象研究のすすめ ―「肱川あらし」と「北岩手波状雲」の事例を中心に― 28
名越 利幸氏 (岩手大学教育学部理科教育科 教授)

平成 30 年 7 月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因について

一 広志（日本気象予報士会四国支部）

1. はじめに

本考察は、平成 30 年 7 月豪雨における愛媛県南予地方の大雨の成因について、観測データの解析から明らかにすることを目的とする。

2. 総観場の特徴

1) 清水と松江の地上相当温位差に着目すると、7 月 6 日 9 時より同 8 日 9 時まで 15(K) を超えており、南予地方での降水イベントが活発であった時には日本海沿岸から太平洋沿岸に至る範囲における前線傾度が大きかったことがわかる。また、標記 2 地点間の絶対湿度差も 7 月 5 日 21 時から同 8 日 9 時まで $4.0(\text{g}/\text{m}^3)$ を上回っていた。

2) 愛媛県南予地方における降水イベントが活発化していた 7 月 6 日 21 時における鹿児島、福岡、松江の各地点での東向き、北向きそれぞれの水蒸気輸送量の鉛直分布に着目した。東向き水蒸気輸送量は鹿児島の 1000hPa 面と福岡の 900hPa 面、松江の 800hPa 面以下で負の値となっている。北向きの水蒸気輸送量は福岡と松江では下層から上層に至るまで絶対値が $100(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ に及んでいないが、鹿児島では 925hPa 面、900hPa 面、850hPa 面の各々において $300(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ を上回っている。これより、南予地方をはじめとする西日本各地に大雨をもたらした水蒸気は南日本の下層大気からもたらされたことが推察される。

3) 松江～鹿児島間の 850hPa 面の北向き水蒸気輸送量の推移に着目すると、7 月 6 日 21 時に鹿児島で最大値を観測するとともに松江では負の極小値を示している。これより、(松江の値－鹿児島の値) で表わされる 2 地点間の南北方向の水蒸気の収束・発散はおよそ $-330(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ の収束となる。

4) 南予地方での降水イベントを挟んだ期間における鹿児島、福岡、松江での相当温位の鉛直分布に着目すると、とりわけ鹿児島と福岡において 600hPa 面～700hPa 面に低相当温位気塊が流入しており、対流不安

定となっている。

以上より、西日本領域における前線傾度が大きく、対流不安定となっている条件下で、鹿児島の 850hPa 面以下の下層より大量の水蒸気が北向きに輸送され、これが西日本で収束することによって大雨が発生したものと考えられる。

3. 大雨の成因についての考察

1) 肱川上流の宇和では降水量と地上風の南風成分の間に正の相関関係が認められ、南風の流入が降水の生成に寄与していると考えられる。

2) 大雨発生時においては山陽から四国にかけて地上相当温位傾度が大きくなっており、梅雨前線が愛媛県地方を通過していたことがわかる。

3) 愛媛県地方周辺における水蒸気の収束・発散と宇和の降水との対応に着目すると、降水のピーク時付近に収束量が最大となっている。

4) 南予地方の多降水域周辺の松山、宇和島、大分における南予地方方面を指向する水蒸気輸送量と宇和の降水との対応について分析すると、宇和島における北向き水蒸気輸送のピークが宇和の降水のピークとほぼ一致して発現しているが、松山の南向き水蒸気輸送と大分の東向き水蒸気輸送については降水のピークに対応する輸送量のピークは認められない。これより、多降水域の南からの北向き水蒸気輸送が降水をもたらしたと見られる。

5) 松山～宇和島間の南北方向の水蒸気の収束・発散と宇和の降水量の推移に着目すると、降水のピーク時の水蒸気輸送は収束と発散を激しく繰り返している。

6) 松山～宇和島間における地上相当温位の差（前線傾度）は宇和の降水のピーク時に最大となっている。

7) 降水のピーク時における海面気圧分布に着目すると、松山を中心とする瀬戸内海沿岸部は低圧部となっている。これより、宇和で発現した降水の生成に寄与していると考えられる南寄りの風は等圧線を横切る方

向であり、傾度風であると考えられる。

以上より、瀬戸内海沿岸部が低圧部で梅雨前線が通過している条件下で、気圧傾度力によるものと考えられる南寄りの風がもたらす水蒸気が愛媛県南予地方付近で収束したことが豪雨発生の原因であると推察される。

4. 地形が降水に及ぼした影響についての考察

平成30年7月豪雨による愛媛県南予地方の大雨は、南寄りの風がもたらす水蒸気が南予地方付近で収束したことによって生じたと推察されることを踏まえ、南寄りの風が地形による強制上昇の作用を受けることに起因する降水量の増幅効果の有無について調査した。降水量と地形との関係については以下の手順で考察を行なった。

考察の対象とする各観測点において、地上における卓越風の風下側となる北方向における直近の海拔高度の極大点を国土地理院発行の1:50000地形図より読み取り、2点間の水平距離Dと高度差Hを求める。 $\tan^{-1}(H/D)$ で観測点と直近の海拔高度極大点とが高さ方向になす角度が得られる。これを地形の急峻度と定義し、降水量との相関関係を調べた。考察に用いた観測点は、西予市域とその周辺に展開されている気象庁管轄のAMeDASに県管轄、国土交通省管轄の観測所を加えた13地点である。なお、水平距離Dは 10^0 (km)、高度差Hは 10^{-1} (km)のオーダーであった。

考察の結果は以下の通りである。

1) 7月6日0時から同7日24時までの48時間降水量と観測点の北方向の地形の急峻度との間に相関関係は認められない。

2) 降水のピークが発生した7月7日の24時間降水量と観測点の北方向の地形の急峻度との関係に着目すると、 $r = 0.181$ の弱い正の相関関係が認められるが、5%水準のt検定の結果は有意でない。

3) 降水のピーク前の7月7日0時から4時までの積算降水量と観測点の北方向の地形の急峻度との関係に着目すると、 $r = -0.380$ の負の相関関係が認められる。5%水準のt検定の結果は有意ではない。この時間帯においては、観測点の北側の地形が急峻であるほど降水

量が少なくなる傾向がある。

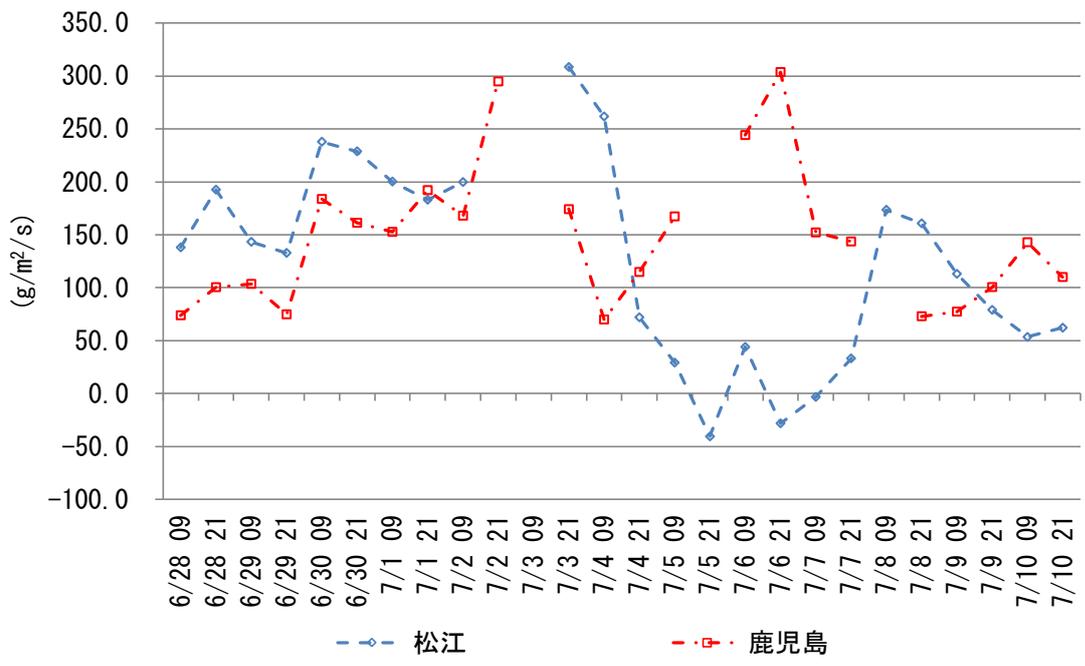
4) 降水のピーク時の7月7日4時から8時までの積算降水量と観測点の北方向の地形の急峻度との間には $r = 0.249$ の正の相関関係があり、観測点の北側の地形が急峻であるほど降水量が増す傾向があるが、このケースにおいても5%水準のt検定の結果は有意でない。

以上より、降水のピーク時には観測点の北側の地形が急峻であるほど降水量が増加する傾向が認められるものの相関関係は弱く、考察の対象とする時間スケールが長くなるにつれてこの二者の関係は弱まっていることがわかり、地形による降水量の増幅効果は、水平距離が 10^0 (km)、高度差Hは 10^{-1} (km)のオーダーで捉える限りにおいては、降水のピーク時に狭い範囲で発生したにとどまるものと考えられる。

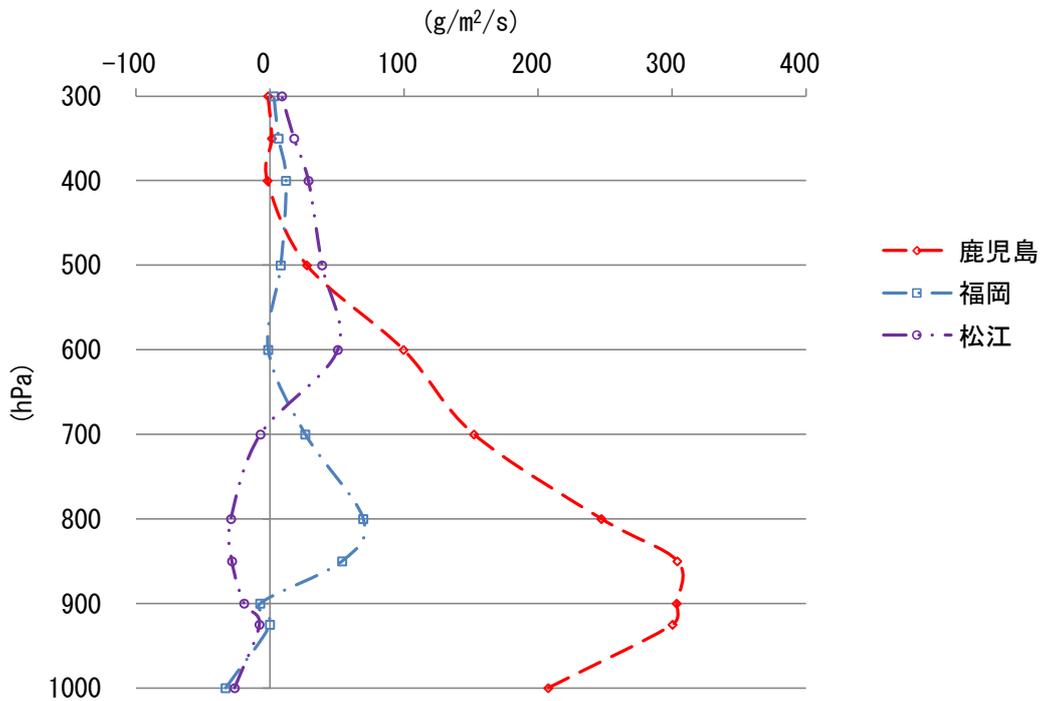
5. まとめ

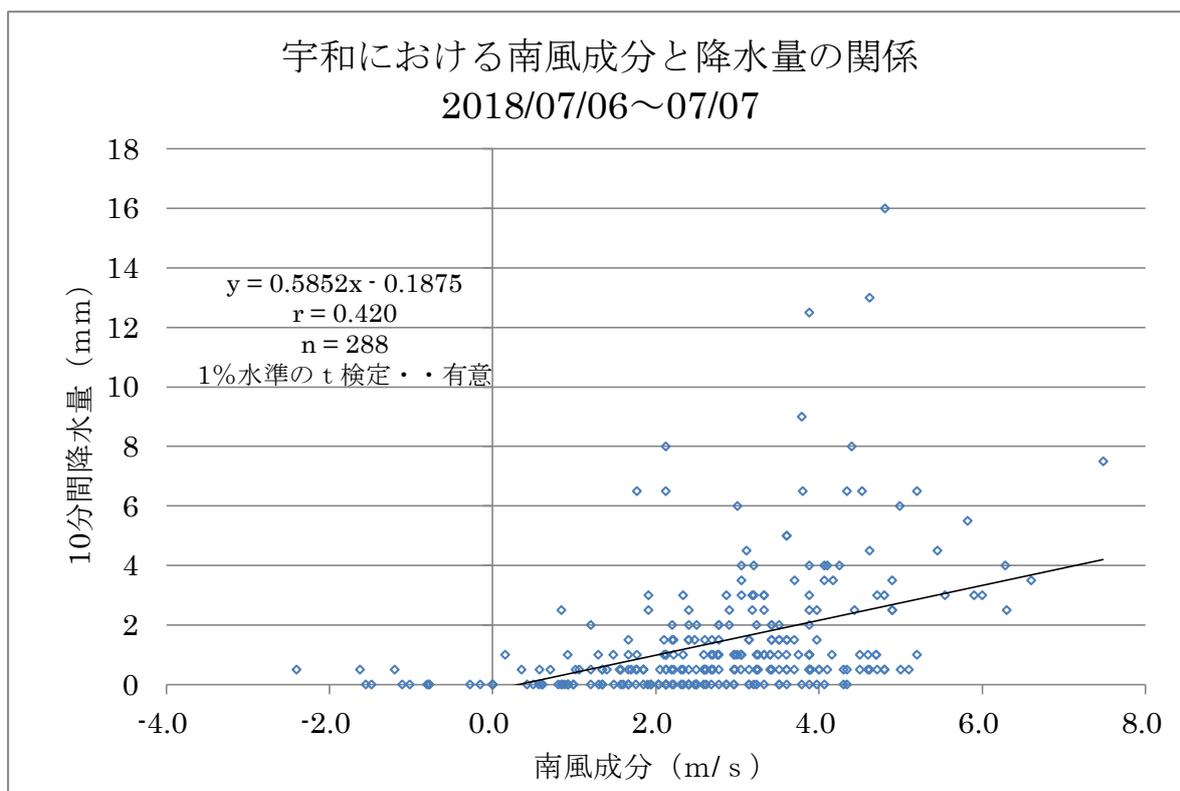
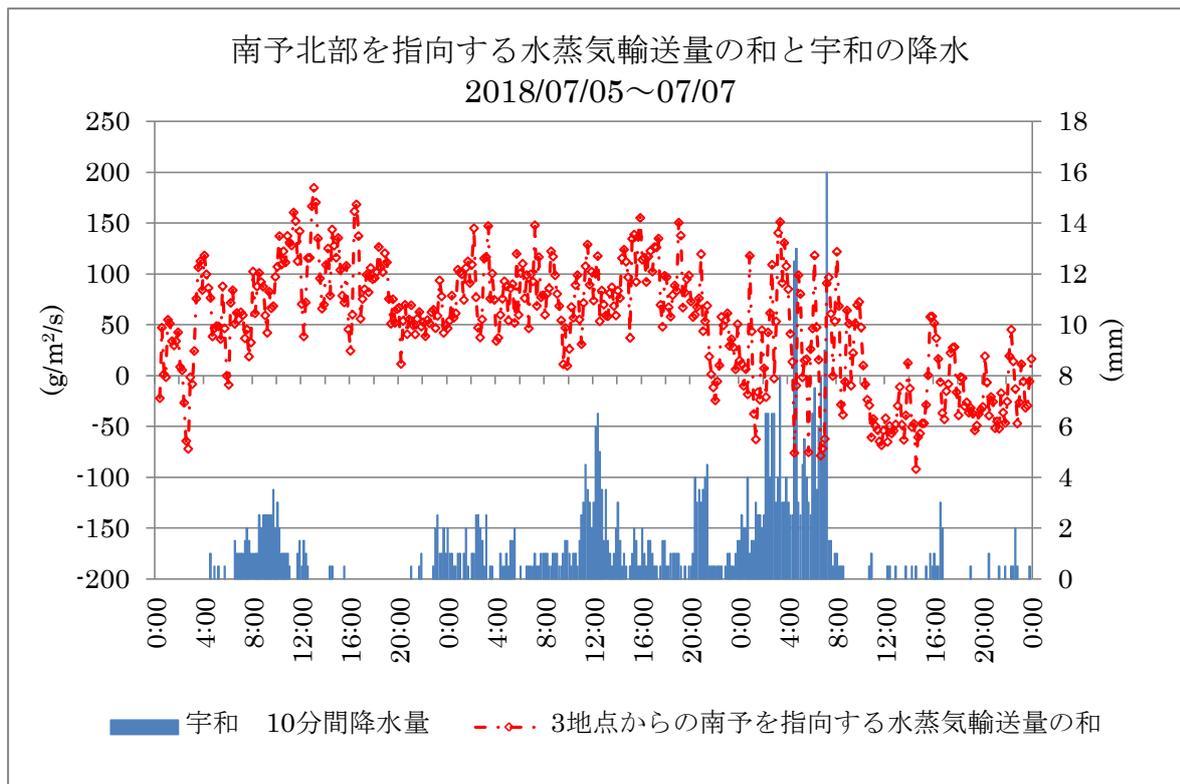
愛媛県南予地方の大雨は、西日本領域における前線傾度が大きく、対流不安定となっている条件下で、鹿児島島の850hPa面以下の下層より大量の水蒸気が北向きに輸送され、これが西日本で収束することによって生じており、気圧傾度力によるものと考えられる南寄りの風がもたらす水蒸気が愛媛県南予地方付近で収束したことが発生の原因であると推察される。地形による降水量の増幅効果は、水平距離が 10^0 (km)、高度差Hは 10^{-1} (km)のオーダーで捉える限りにおいては、降水のピーク時に狭い範囲で発生したにとどまるものと考えられる。

松江と鹿児島における850hPa面の北向き水蒸気輸送量の推移



北向き水蒸気輸送量の鉛直分布
2018/07/06 21時





水蒸気輸送に着目した平成30年7月豪雨における 愛媛県南予地方の大雨の特徴について

一 広志（日本気象予報士会四国支部）

1. はじめに

本考察は、平成30年7月豪雨において愛媛県南予地方で発生した大雨について、南予地方を指向する水蒸気輸送と南予で記録された降水量との関係に着目して発生の特徴を明らかにすることを目的とする。考察の目的の達成にあたり、他の大雨事例との比較を行なう。

2. 平成30年7月豪雨における水蒸気輸送と降水

宇和における10分間降水量と南予地方北部を指向する松山からの南向き水蒸気輸送量、大分からの東向き水蒸気輸送量、宇和島からの北向き水蒸気輸送量の三者の和との間には相関関係は認められない。この3地点からの水蒸気輸送量の和は宇和における降水がピークとなる前の7月6日0時から同21時にかけての時間帯においてもピーク時の7月7日の3時から同7時までとほぼ同等である $100\sim 150(g/m^2/s)$ を示している。降水のピーク時において水蒸気輸送は収束と発散を激しく繰り返していることに注目される。この水蒸気輸送量の和は松山～宇和島間の地上相当温位傾度との間に1%水準のt検定の結果有意であると判定される正の相関関係があるが、相関係数 r の値は0.19にとどまる。また、宇和における降水量と松山～宇和島間の地上相当温位傾度との間にも同じく正の相関関係が存在するものの r の値は0.238である。宇和における降水量と地上風との関係に着目すると、南風成分との間に1%水準のt検定の結果有意であると判定される $r = 0.420$ の正の相関関係が認められ、南寄りの地上風が降水の生成に寄与していることがわかる。降水のピーク時付近においては松山を中心とする瀬戸内海沿岸部は低圧部となっており、南寄りの地上風は等圧線を横切る方向であり、傾度風と考えられる。この時間帯における宇和島の絶対湿度は $20\sim 22(g/m^3)$ である。7月6日から同7日にかけての宇和の累加降水量と南予北部を指向する水蒸気輸送量の累加値との対応に着目す

ると、水蒸気輸送量の累加値がおよそ $11500(g/m^2/s)$ に達するまでは累加降水量の増加は比較的緩やかであるが、それ以降において降水量は大きく増加している。この累積降水量の増加する割合の変化点は7月7日の未明であり、降水イベントが最盛期に入ったときである。これより、降水イベントの最盛期以前においては、南予北部を指向する水蒸気輸送量が増加する割合に比べて降水量の増加が少ないことがわかる。改めて7月6日から同7日にかけての2日間における南予北部を指向する水蒸気輸送量について分析すると、宇和島からの北向きの累加値は $9500(g/m^2/s)$ を超えるが、松山からの南向きの累加値は $65(g/m^2/s)$ 、大分からの東向きの値は $1670(g/m^2/s)$ にとどまっており、宇和島からの北向きの輸送量だけで全体の85%に及んでいる。

3. 平成29年7月九州北部豪雨における水蒸気輸送と降水

朝倉における10分間降水量と朝倉を指向する飯塚からの南向き水蒸気輸送量、福岡からの南東向き水蒸気輸送量、佐賀と熊本からの北東向き水蒸気輸送量の四者の和との間には1%水準のt検定の結果有意であると判定される正の相関関係が認められ、豪雨発生地における降水量はそこを指向する水蒸気輸送量に比例する傾向がある。相関係数 r の値は0.585である。4地点からの水蒸気輸送量の和は東西方向、南北方向それぞれの地上相当温位傾度との間にも同じく正の相関関係が存在しており、前線傾度が大きくなるに連れて水蒸気輸送量も増す傾向も認められる。 r の値は前者が0.636 後者は0.650を示す。併せて、降水量は東西方向、南北方向それぞれの地上相当温位傾度が大きくなるに従い増加する傾向が認められる。 r の値は東西方向の地上相当温位傾度との間については0.425、南北方向のそれとの間については0.530である。これらより、降水量は前線傾度と水蒸気輸送量の増大とと

もに増加していることがわかる。累加降水量と水蒸気輸送量の累加値との対応に着目すると、若干の変化の緩急を繰り返しているが相関係数 r の値は 0.987 を示し、一次式でほぼ近似することができる比例関係にある。7月5日の飯塚からの南向き水蒸気輸送量の累加値は、朝倉での降水イベントの開始前と終了後においては南風成分が卓越するため $-830(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ となるが、福岡からの南東向き水蒸気輸送量のそれは $5100(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ を示し、佐賀と熊本からの北東向き水蒸気輸送量のそれについてはそれぞれが $13000(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ を超えており、南西寄りの風による水蒸気輸送量が大きいことがわかる。朝倉における降水量と地上風との関係を見ると、西風成分と南風成分との双方において1%水準の t 検定の結果有意であると判定される負の相関関係が認められ、北東寄りの地上風が降水の生成に寄与していることが推察される。

4. 近年における宇和での大雨事例

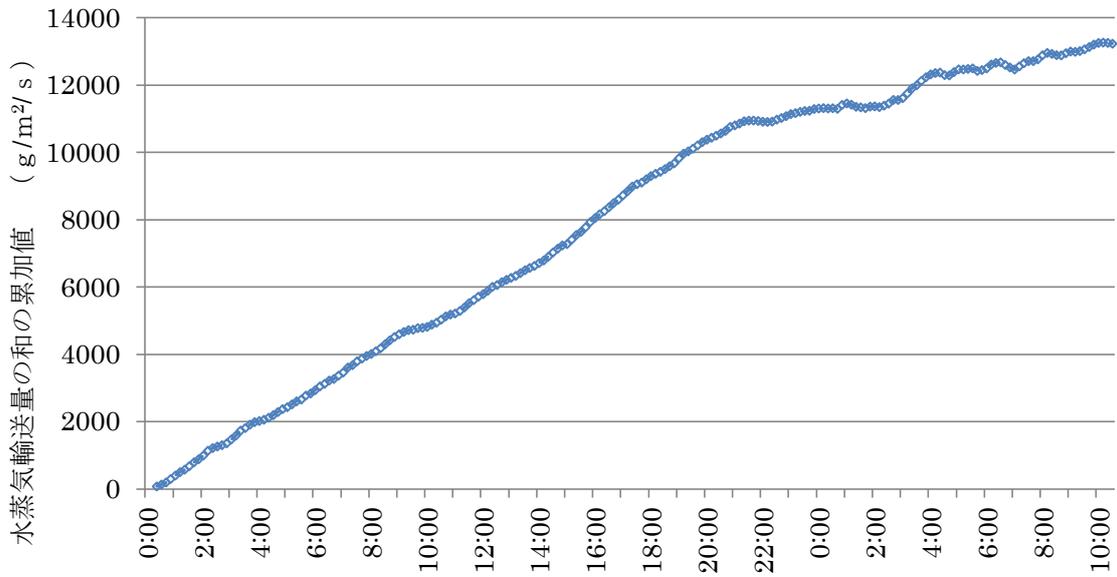
近年における宇和での大雨事例として、2010年5月23日、2011年9月20日、2016年6月20日の各ケースを採り挙げ、南予地方北部を指向する水蒸気輸送量と降水量との対応について考察した。2010年5月23日の事例では水蒸気輸送量の和の累加値が負の値、すなわち南予地方北部が発散の場となっている時点から降水が発生しており、南予地方北部が発散の場から収束の場に変化した時点での積算降水量は120mmを超えている。その後は収束が続くものの降水量の増加は鈍化している。2011年9月20日の例では水蒸気輸送量の和の累加値がおよそ $1000(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ に達するまでは降水量の増加する割合は小さいが、その後弱い発散の場に変化した後に降水量が増大している。2016年6月20日の例では水蒸気輸送量の和の累加値が小さい時点から降水量の増加する割合が大きくなっている。

5. まとめ

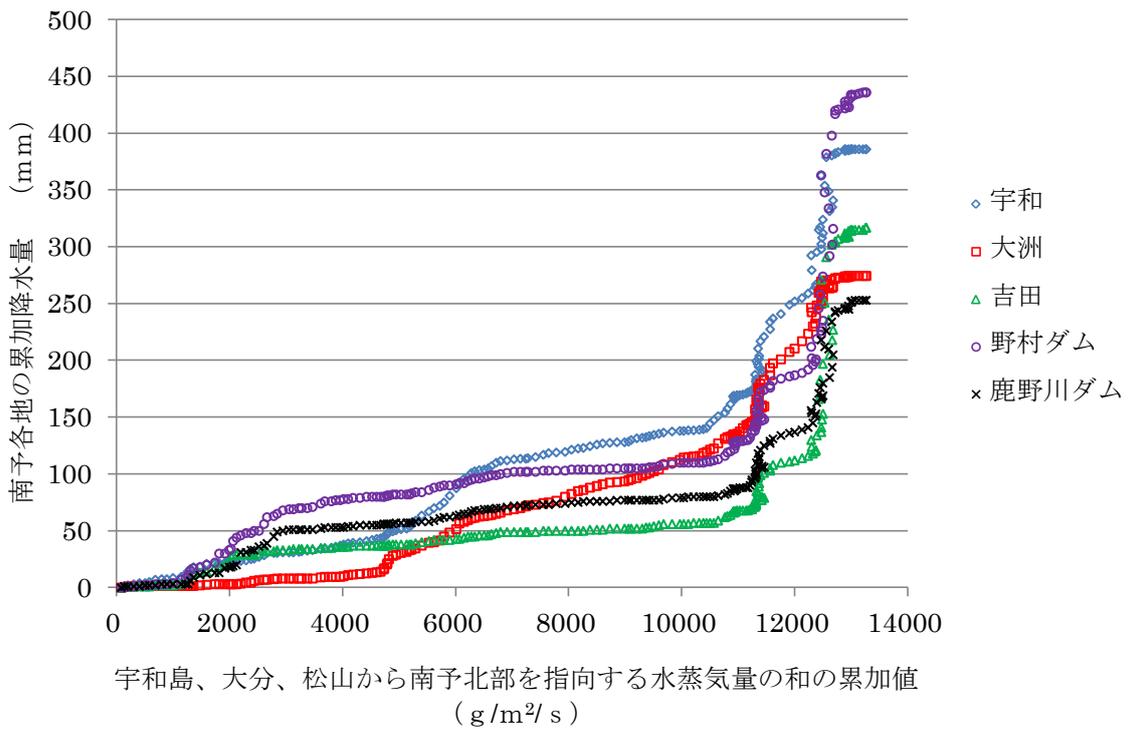
平成30年7月豪雨において愛媛県南予地方で発生した大雨では、降水のピーク以前から降水のピーク時と同程度の南予地方北部への水蒸気の流入が続いており、水蒸気輸送量の累加値がおよそ $11500(\text{g}/\text{m}^2/\text{s})$ を超え

た時点で降水量が大きく増加している。この降水形態から、大量の水蒸気が蓄積された後に大雨が発生したと説明できる。一方、平成29年7月九州北部豪雨においては、豪雨発生地での累加降水量とそこを指向する水蒸気輸送量の和の累加値とはほぼ比例関係にあり、流入した水蒸気が長時間留まることなく降水となっているものと解釈できる。

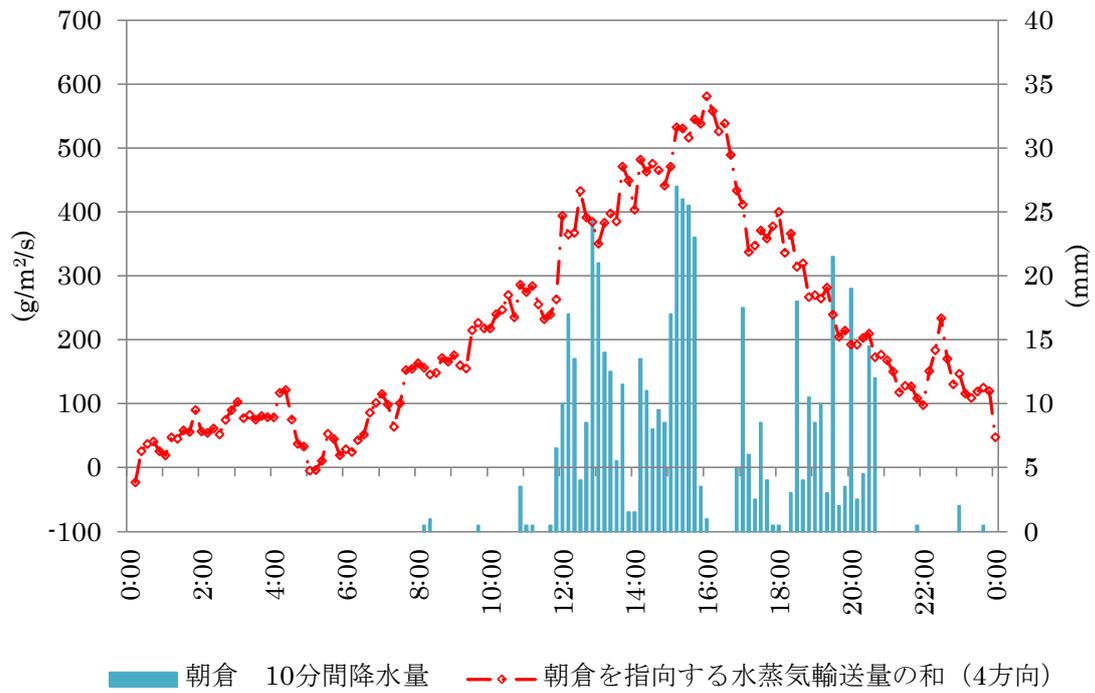
宇和島、大分、松山の各地点から南予北部を指向する
水蒸気輸送量の和の累加値の推移 2018/07/06 0:00 ~ 07/07 10:30



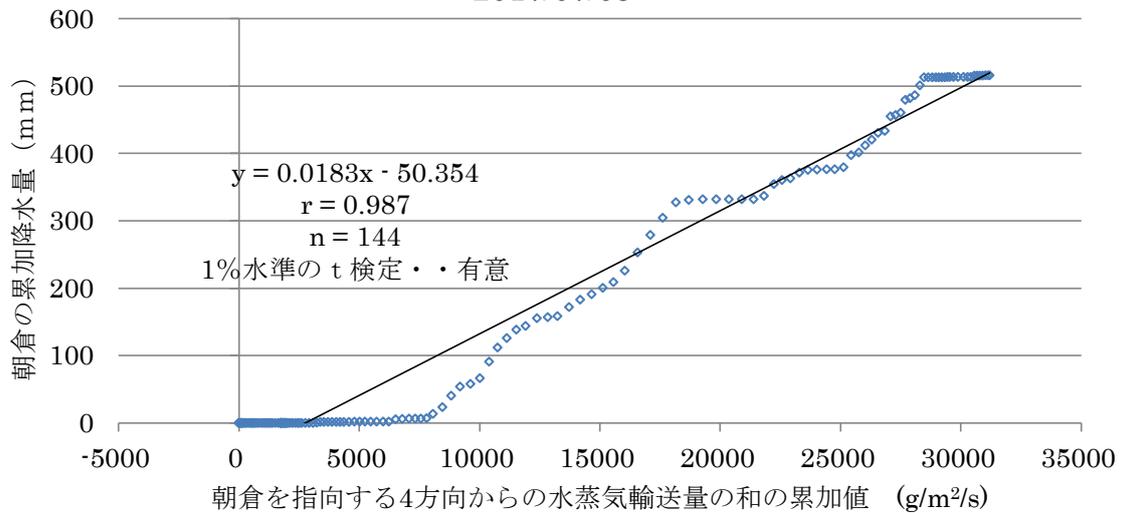
南予北部を指向する水蒸気輸送量の和の累加値と
南予各地の累加降水量の推移
2018/07/06 0:00 ~ 07/07 10:10
(水蒸気輸送量の和の累加値のピーク時まで)



朝倉を指向する地上の水蒸気輸送量と朝倉の降水
2017/07/05



水蒸気輸送量の累加値と累加降水量との関係
2017/07/05



平成 30 年 7 月豪雨における高知県の降水システム

* 西井 章(高知大学大学院理学専攻)・佐々浩司(高知大学理工学部)

1. はじめに

西日本を中心に記録的な大雨となった平成 30 年 7 月豪雨では、高知県においても 6 月 28 日夕方から 7 月 8 日にかけて最大で 2000 mm 近い総降水量を記録する大雨がもたらされた。この豪雨では、台風 201807 号通過後に南下した停滞前線による 7 月 4 日以降の大雨が顕著であったが、高知県ではこれ以前から断続的に激しい降水や複数の突風災害が発生していた。本研究では平成 30 年 7 月豪雨を総観場に基づいて 3 つのステージに分割し、高知県においてそれぞれのステージで観測された降水システムの分布の特徴および 7 月豪雨の総雨量に対する寄与について調べた。

2. 解析期間と使用データ

本研究で使用したデータは 1km メッシュ全国合成レーダー-GPV 及び高知県内に設置された気象庁ウィンドプロファイラ 2 地点の風向風速データ、アメダス 26 地点及び POTEKA 13 地点(図 1)の 1 時間降水量と本学レーダーデータである。解析期間は 6 月 28 日 18:00 JST から 7 月 9 日 0:00 JST とした。ただし、ウィンドプロファイラについては 2 地点とも 7 月 7 日および 8 日は欠測となっていた。

3. 高知県内の総降水量の分布

豪雨期間中における高知県内のアメダス及び POTEKA 地上雨量計による総降水量の平均値は 738 mm であった。総降水量が最多となった魚梁瀬では 1845 mm となった一方、最も少ない室戸岬は 124 mm に留まり、7 月豪雨によっても県内でもたらされた降水量に大きな地域差が見られた。全国合成レーダーによって観測された総降水量の分布(図 2)は高知県中部から東部にかけての中山間地域が最も多く、地形

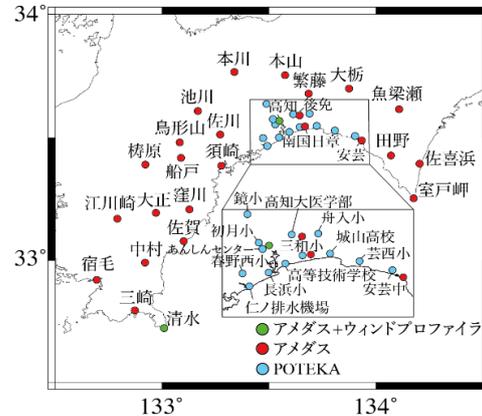


図 1 アメダス、ウィンドプロファイラ及び POTEKA 配置図

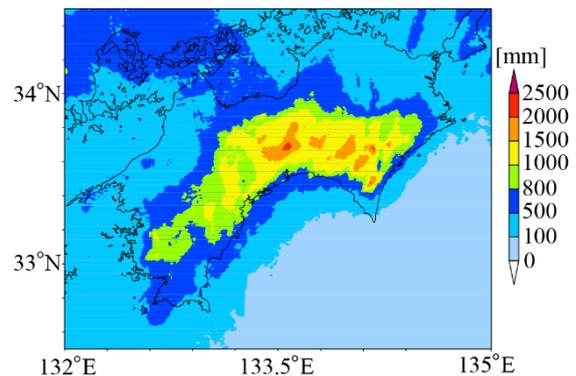


図 2 全国合成レーダーによる平成 30 年 7 月豪雨期間中の総降水量の分布

によって降水が強化されていたことが示唆された。総降水量の地域差は高密度の地上観測網が形成されている県中部の平野部においても見られ、海岸に近い観測点(アメダス南国日章, POTEKA 三和小学校)では総降水量が約 470 mm であった一方、北方向に約 4km 離れたアメダス後免では 684 mm, 約 6 km 離れた POTEKA 高知大医学部では 796 mm となり、数 km 内陸となるだけで、総降水量が大きく増すことが確認された。また、高知県中山間地域では総降水量が 2000 mm を超す地域も認められ、地上観測点以外でより多い降水がもたらされ

ていた可能性が示唆された。

4. 豪雨期間中の降水システムの変化

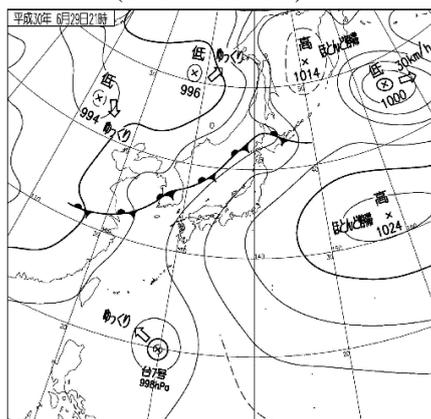
平成30年7月豪雨期間中は、図3に示すように大きくわけて3つの総観場が見られた。本研究ではこれらの総観場を基に豪雨を太平洋高気圧の縁辺流(ステージ1: 6/28 18:00 ~ 7/1 22:00 JST), 台風接近時(ステージ2: 7/1 22:00

~ 7/4 9:00 JST), 停滞前線(ステージ3: 7/4 9:00 ~ 7/9 0:00 JST)の3つに分類した。

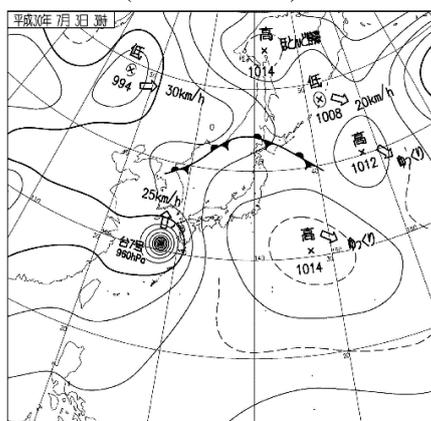
豪雨の前半にあたるステージ1では、6月28日 18:00 ~ 7月1日 22:00 JST頃にかけて太平洋高気圧の縁辺流が流入している際に線状エコーが並ぶ降水(7/3 0:00 JST)が見られた(図4)。このステージでは県中部で短時間強雨がもたらされ、アメダス佐川、POTEKA 鏡小、初月小では豪雨期間中最多の1時間降水量(佐川と鏡小は54.5 mm, 初月小は48.5 mm)を観測した。また、このステージで積算降水量が最多の地点はアメダス池川(270.5 mm)であった。

ステージ2では7月1日夜から7月4日朝にかけて台風201807号が沖縄の南から日本海にかけて通過しており、このとき台風がもたらす南風成分による地形性降水システムが見られた。台風が対馬沖を通過する7月3日 21:00 JSTまでは図5に示すような四国の南斜面に縞状に降水帯が見られる斜面ストリーク型(牧草・佐々 2014)が支配的であり、その後台風が日本海を北東進する際には図6に示すような台風南東側の収束線で形成された降水バンド型へ変化した。この期間(7月3日 9:00 JST ~ 4日 9:00 JST)における高知のウィンドプロファイラによる風速プロファイルを図7に示す。斜面ストリーク型の降水が支配的であった期間(7月3日 9~16 JST)は地表付近では南東風であ

ステージ1 (6/29 21:00 JST)



ステージ2 (7/1 22:00 JST)



ステージ3 (7/5 9:00 JST)

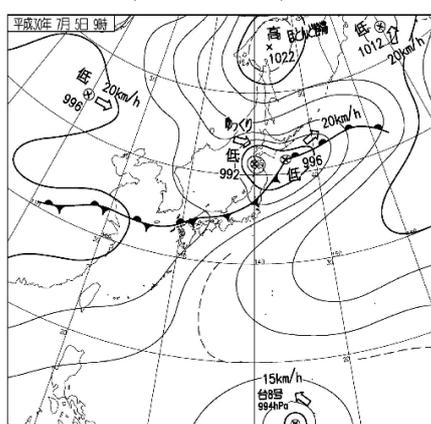


図3 3つの総観場の地上天気図

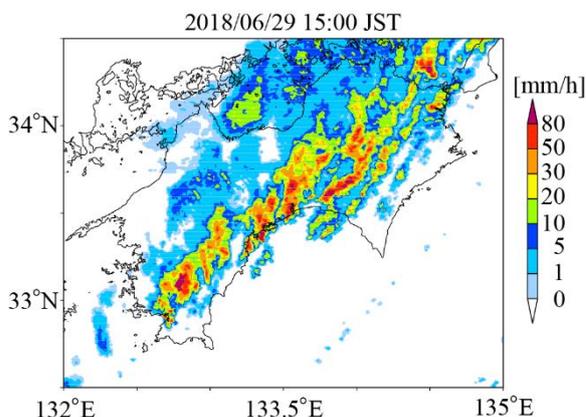


図4 ステージ1の全国合成レーダー降雨強度

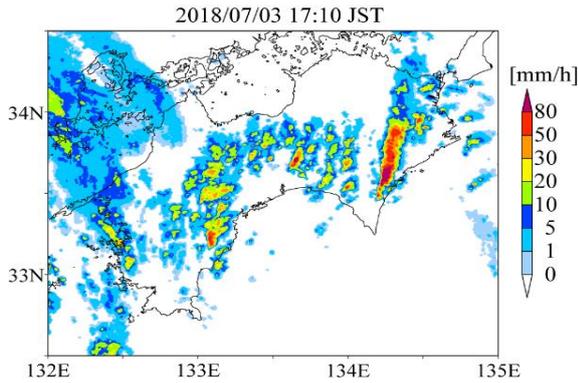


図 5 台風接近に伴う斜面ストリーク型の降水

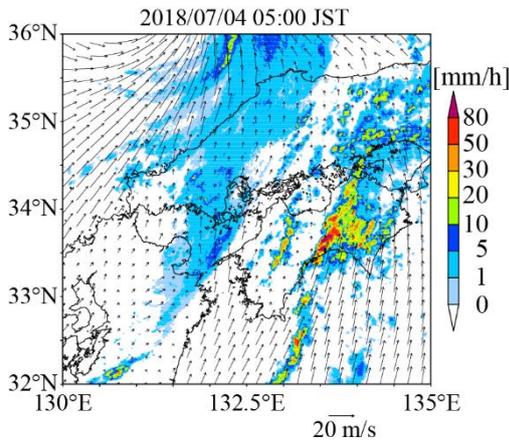


図 6 台風接近に伴う降水バンド型の降水

った一方、高度 1 km~5 km 付近では図 5 の斜面ストリーク型の走向とほぼ同じ南南西の風であった。12:20JST 頃には斜面ストリーク型を構成する降水帯南端に渦が形成され、安芸市穴内地区に竜巻被害をもたらした。この様子は安芸レーダーにより詳細に捉えられている(図省

略)。この後、南西風成分に徐々に風向がシフトするに従ってエコーの走向も変化した。4 日 6:00JST までは斜面ストリーク型が維持された。地上付近まで南西風となったこれ以降は、一本の線状降水帯へと降水システムが変化した。なお、土佐清水ウィンドプロファイラにおいても高知より 3 時間ほど早い風向について同様の变化傾向が見られた(図省略)。

台風 1807 号通過後は停滞前線による降水が長時間もたらされた。南西方向から停滞前線に向かって湿潤な空気が流入し続けた結果、広い範囲で大雨がもたらされた。このステージでは図 8a に示すような線状降水帯が少しずつ位置を変えながら形成され続け、これらによりほとんどの地域で平成 30 年 7 月豪雨中で最多の降水がもたらされた。特に県内で初の特別警報が発表された県西部の豪雨(図 9b)が顕著であり、宿毛では 7 月豪雨全体の総降水量(651.5 mm)の 4 割に相当する 263 mm の降水が 8 日 4 時から 6 時の 3 時間に観測された。

これら 3 つのステージそれぞれで観測された総降水量について、平成 30 年 7 月豪雨の総降水量に対する寄与率を図 9 に示す。全ての地点において停滞前線による降水の寄与が最も高く、特に県中部の平野部~県東部と県西部の特別警報が発表された地域(宿毛、三崎)は降水

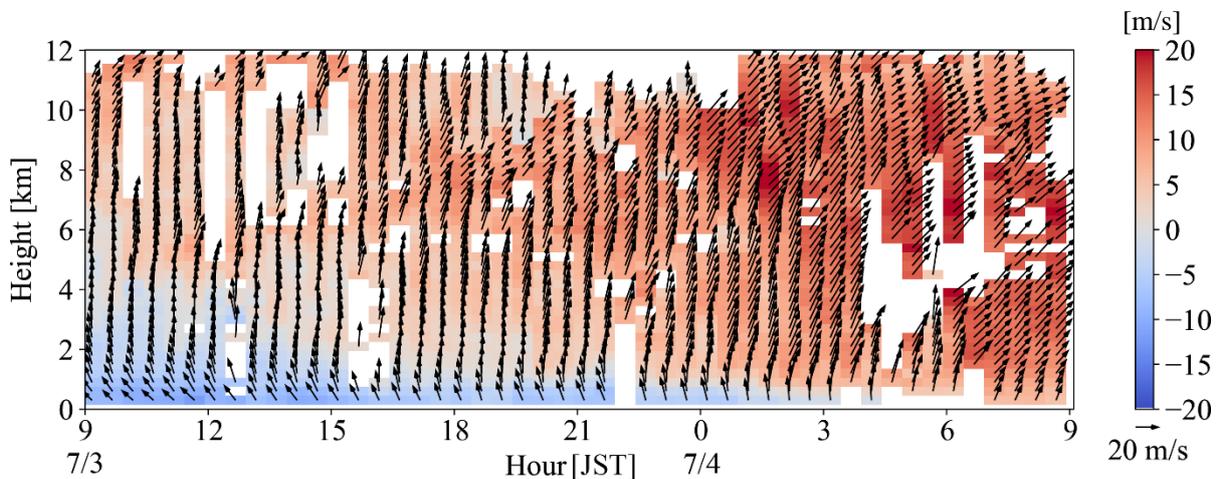


図 7 7 月 3 日 UTC における高知のウィンドプロファイラによる風の鉛直分布(30 分毎) 矢印は水平風(真上が北)、コンターは風の東西成分の大きさ(プラスが西風)を示す。

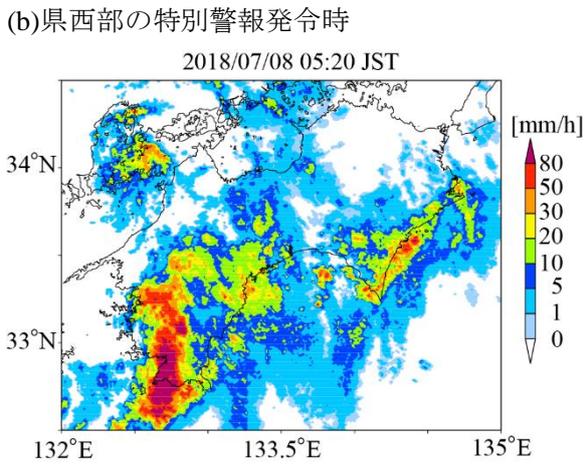
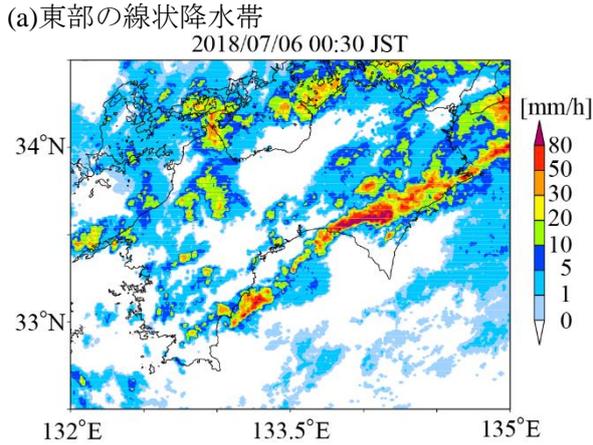


図 8 ステージ 3 における降水

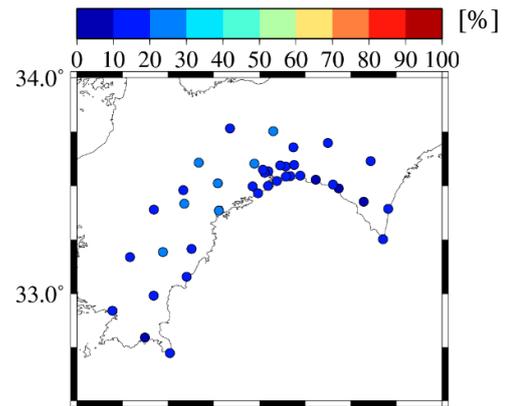
量の 7 割以上が停滞前線に伴うものがあった。一方で県中部や県西部の内陸部を中心にステージ 3 の寄与が顕著でない地域も見られ、これらの地域では長期間に渡り比較的強い降水が観測され続けていたことが示唆された。

5. まとめ

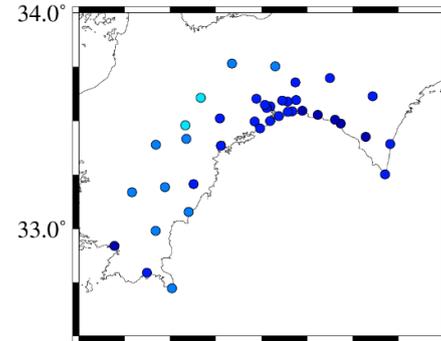
平成 30 年 7 月豪雨による高知県の総降水量は中山間地域で多い傾向にあったが、これらは太平洋高気圧の縁辺流、台風、停滞前線の 3 つの総観場によるものであった。西部の山間部を除くほとんどの地点で台風通過後の停滞前線に伴う降水が豪雨の総雨量に最も寄与しており、多いところでは 8 割以上を占めていた。

今後、よりそれぞれのステージにおける降水システムのより詳細な構造や気流場について明らかにしていきたい。

ステージ 1



ステージ 2



ステージ 3

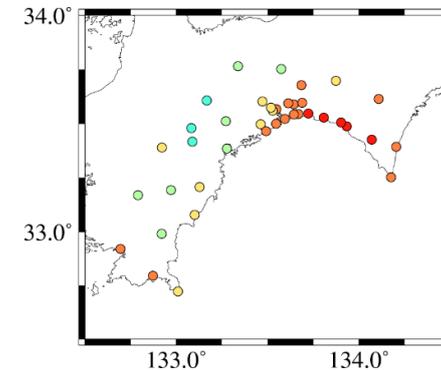


図 9 地上雨量観測点における 7 月豪雨全体の総降水量に対する各ステージの寄与率

謝辞

本研究は総務省 SCOPE の委託を受けるとともに、科研費 18K19951 の支援を受けました。全国合成レーダー GPV のデータは京都大学生存圏研究所データベースから取得しました。

引用文献

牧草・佐々, 2014, 2013 年度台風研究会報告書, pp.29-32.

漏斗雲と飛散物による竜巻状流れの可視化

野田 稔* (高知大学)

1. はじめに

建造物や社会基盤施設、あるいは人に与える竜巻やダウンバーストなどの突風の脅威を検討するために、発生した突風現象の規模や強さなどの基本特性を評価することは極めて重要である。

現在用いられている方法の一つは Enhanced Fujita Scale (MacDonald, et al., 2004) や日本版改良藤田スケール (奥田ら, 2015) などによる風速推定である。これらの方法は被害の程度が明確に評価できる場合には非常に有効である。また、被害指標 DI (Damage Index) はその強度が安定的であることが好ましいため、設計基準を定められている物やそれに準ずる人工物の方が安定した推定精度が期待でき、かつ対象物が多く存在することが望ましい。そのため日本版改良藤田スケールには、自動販売機や電力柱、道路のアスファルト剥離 (Noda and Nagao, 2013) など米国の EF スケールには含まれていない DI も含まれている。ただし、評価に十分な被害が残っていないければ、突風現象の規模や強さを正しく推定することはできない。

被害に依存しない突風現象の評価方法となると、米国で実施されている VORTEX2計画のような DOW などを用いた直接的な観測 (Wuman and Gill, 2000) が理想的ではあるものの、観測機器を迅速かつ安全に移動させることが困難な日本では、不可能に近い。

近年、インターネットの整備とスマートフォンなどのカメラ付き携帯端末の爆発的普及により、突風現象の動画や写真が多くの人によってアップロードされるようになり、筆者はこれらの画像情報を突風現象の評価に利用できないかと考えている。特に竜巻は、その姿を可視化しているのは漏斗雲や飛散物であることが明確である。竜巻の見え方については、竜巻の流れ場を2次元 Rankine 渦で仮定して竜巻の最大風速と漏斗雲の形状を調べた例 (Paul Dergarabedian and Fendell, 1970) はあるものの、実際の竜巻流れは三次元構造であるため、十分な検討とは言えず、飛散物による見え方に関する検討は皆無である。

そこで、筆者は竜巻の見え方に着目し、漏斗雲や飛散物によって竜巻の特性を評価するこ

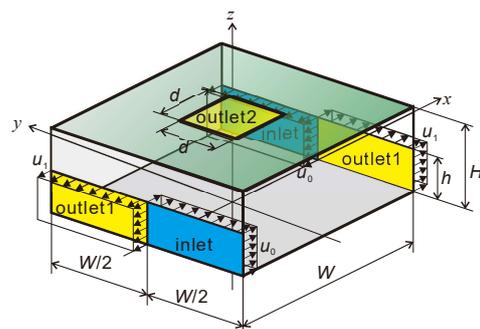
とが可能かどうかを検討するために、数値流体解析で生成した流れ場の特性を把握できる竜巻状流れ場を使って、漏斗雲や飛散物によってどのように可視化されるのかを検討した。

2. 竜巻状流れの生成

本研究では、流れ場を確実に評価できるよう、数値流体解析によって竜巻状流れを生成した。ここで竜巻状流れと呼ぶのは、室内実験のように収束流に循環を与えることによって強制的に旋回上昇流を生成しており、竜巻の発生要因となるメソサイクロンなどは再現していないためである。ただ、漏斗雲を生み出す圧力場や飛散物の運動を決める地表面付近の流れ場を再現するためであれば、竜巻状流れの再現で十分と考えている。

実際の計算は、有限体積法ベースの数値流体解析ソフトである OpenFOAM (The OpenFOAM Foundation, 2018) で実施し、第1図に示すような幅 $W=12\text{ km}$ 、高さ $H=3\text{ km}$ の単純な直方体の計算領域によって、相対する一組の鉛直面 (ここでは $y-z$ 面) に高さ h の流入流出境界 inlet, outlet1 を互い違いになるように設けて、鉛直シア場を生成し、流入速度 u_1 と流出速度 u_2 に差を与え、天井中央に幅 d の自由流出境界 outlet2 を設けることで、収束流を生成した。ここでは、LES には標準 Smagorinsky モデルを用い、 $h/H=1$, $d/W=0.1$, $u_1=5\text{ m/s}$, $u_2=4\text{ m/s}$ の条件で50,000秒分の計算を行った。

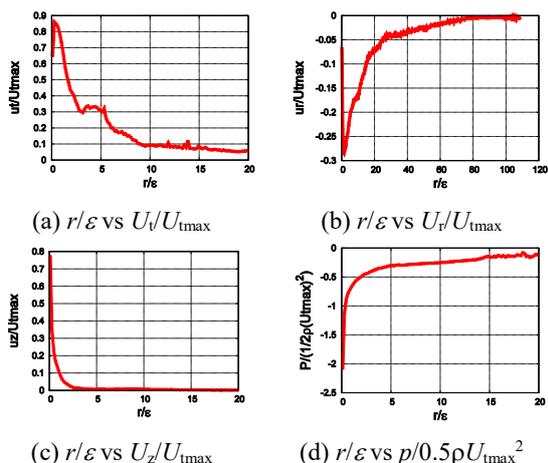
第2図に生成された流れ場の一例として、 $t=47500\text{ s}$ の瞬間場について、高さ $z=20\text{ m}$ の水平面における圧力が最低値の点を原点として、原点からの距離に対する原点から見た接線方向成分、動径方向成分、鉛直方向成分の各風速お



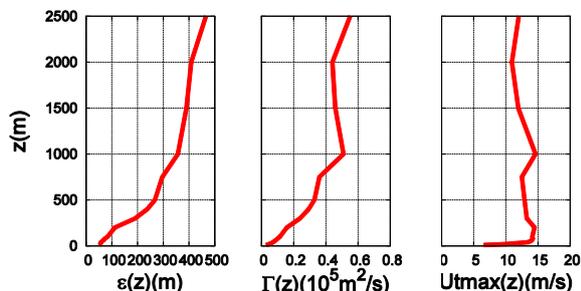
第1図 LES に用いた計算領域

よび圧力のアンサンブル平均値の分布を示す。ここで、 ε は接線成分風速分布に Burgers Rott 渦 (Burgers, 1948) の接線風速分布を近似させることで求めた渦のコア半径である。

また、各高さにおいて求めたコア半径、循環、最大接線風速の時間平均値の鉛直分布を第3図に示す。ここで生成された竜巻状流れが地表面近くでコア半径と循環を低下させ、最大接線風速はほぼ一様な縦渦構造を有していることが分かる。



第2図 水平面内の風速ベクトルと圧力分布 ($z=20\text{m}$)



第3図 コア半径・循環・最大接線風速の鉛直分布

3. 漏斗雲による可視化

本研究では、漏斗雲は空気中の水蒸気が高度変化および竜巻の流れ場による圧力変化に対する気温の断熱変化によって露点が低下し飽和することで水滴化し生じていると考える。第4図に $t = 47,500 \text{ s}$ の圧力場を最大接線風速 $U_{\text{tmax}} = 105 \text{ m/s}$ 相当に変換し、地表面における相対湿度を $RH = 30\%$ として求めた漏斗雲の生成面を示す。時々刻々の流れ場の変化に対して、漏斗雲形成面は変化するため、このように漏斗雲によって可視化すれば、非定常流れに対する漏斗雲の形状が把握できる。



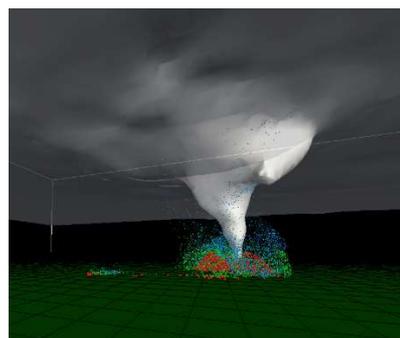
第4図 瞬間の流れ場に対する漏斗雲形成面

4. 飛散物による可視化

時々刻々の流れ場が分かれば、その流れ場の中を飛行する飛散物の運動も求めることが可能となる。ここでは、空気力として抗力のみを考慮した運動方程式

$$\dot{\mathbf{x}} = C_D Ta |\mathbf{U}(\mathbf{x}) - \dot{\mathbf{x}}| (\mathbf{U}(\mathbf{x}) - \dot{\mathbf{x}}) + \mathbf{G}$$

によって、飛散物の運動を求めた。ここで、 \mathbf{x} は飛散物の位置ベクトル、 $\mathbf{U}(\mathbf{x})$ は飛散物の位置における風速ベクトル、 \mathbf{G} は重力加速度ベクトル ($= (0, 0, -g)$) であり、抗力係数 C_D は球を仮定して 0.6 とし、重力に対する空気力の比である立川数 Ta を和瓦に相当する 16 から土埃相当の 22630 の範囲で変化させた。飛散物は、1秒当たり1万個の割合で、渦の中心から $\pm 500\text{m}$ の正方形の地表面の一様乱数で決めた射出位置から $U_{\text{tmax}}/2$ の鉛直初速度を与えて射出した。第5図は、求めた飛散物の飛行状況の瞬間的な図を求めた結果である。この図では併せて漏斗雲も示しているが、竜巻地表面付近に生じるデブリクラウドのように見える結果が得られた。



第5図 飛散物で可視化された竜巻状流れ

5. まとめ

ここでは、数値流体解析によって求めた竜巻状流れ場を用いて、漏斗雲および飛散物によって可視化された状態を再現した。今後は、漏斗雲の形状や大きさから竜巻の規模や強さを評価するための指標について検討を進める予定である。

参考文献

Jim MacDonald, et al., 2004 : A Recommendation for an Enhanced Fujita Scale (EF-Scale), Wind Science and Engineering Center, Texas Tech. University, 2004.

奥田泰雄ら, 2015 : 日本版改良藤田スケールの開発, 日本風工学会誌, Vol.40, No.2, 117-130.

M. Noda and F. Nagao , 2013 : Wind Speed of Tornado to Make a Road Damage, Journal of Disaster Research, Vol.8, No.6, 1090-1095.

Wuman J. and Gill S. 2000 : Fine scale radar observations of the Dimmitt, Texas (2 June 1995), tornado”, Monthly Weather Review, Vol.128, 2135-2164.

Paul Dergarabedian and Francis Fendell, 1970 : Estimation of Maximum Wind Speeds in Tornadoes, Tellus, Vol.22, Issue 5, 511-516.

The OpenFOAM Foundation, 2018 : <https://openfoam.org>.

J. M. Burgers, A , 1948 : Mathematical Model Illustrating the Theory of Turbulence, Advances in Applied Mechanics, Vol.1, 171-199.

長期観測から得られた肱川あらしと谷筋の水平気圧傾度の関係

三浦悠*・大橋唯太（岡山理科大学大学院生物地球科学研究科）

名越利幸・那須川徳博・黒坂優（岩手大学教育学部）

寺尾徹（香川大学教育学部）

1. はじめに

瀬戸内海沿岸部の伊予灘に面した愛媛県大洲市長浜地区では、秋から冬にかけて早朝に「肱川あらし」という局地的な強風現象が頻発する（図1参照）。この肱川あらしは、内陸の大洲盆地と沿岸の長浜地区（伊予灘）の気温差によって吹く陸風の一種であり、盆地から流れる肱川が大和地区で「gap」とよばれる峡谷となっていることで陸風が顕著に増強されたものといわれる（中田，1982）。盆地からの放射霧や肱川で発生した蒸気霧を伴って吹くことも、しばしばある。このような、谷や峡谷などの中もしくは出口で吹く強風は gap wind（地峡風）と呼ばれ（荒川，2006）、地上気象観測のほか、ドップラーレーダーを用いた立体観測や数値シミュレーションによる解析など、様々な手法で研究されてきている（名越・木村，1998；黒坂・名越，2014；重田ほか，2014）。

寺尾・大橋（2012）は、二台の微気圧計を用いて肱川あらしの地上観測を実施している。そこでは、大洲盆地の下層気温が低いほど、また大洲盆地と伊予灘沿岸の気圧差が大きいほど、肱川あらしの風速が大きくなることを示した。また Ohashi et al.（2015）も、大洲盆地と伊予灘沿岸の水平気圧差が、肱川あらしの風速と相関をもつ結果を明らかにしている。このように、大洲盆地と伊予灘沿岸（肱川河口）における気圧の差から肱川あらしの風速が決定しているが、そのあいだの gap を含む約 12km にわたる谷筋の気圧変動は明らかではない。また、先述した先行研究の観測では期間が短かったため、肱川あらしの発生事例を多く観

測するまでには至っていなかった。肱川あらしが発生する範囲は限局的で、時間スケールも短い現象であることから、気圧の微細な変動を捉える必要がある。

そこで本研究では、愛媛県大洲市で大洲盆地と伊予灘沿岸をつなぐ谷筋の複数地点において5か月に及ぶ長期観測を実施し、谷筋の中の水平気圧傾度の大きさが肱川あらしの発達にどのような影響を及ぼしているか調べた。

2. 観測方法

地上付近で観測される肱川あらしの特徴を把握するため、2017年10月25日～2018年3月25日に愛媛県大洲市内4箇所（大洲盆地から肱川河口までの谷筋に沿った順に、「大洲」・「白滝」・「大和」・「長浜」；図1参照）で地上気象観測を実施した。測定した項目は、大気圧・気温・風向・風速・相対湿度である（表1）。公共施設の敷地内や屋上（地上高2～12m）にウェザートランスミッター WXT520（VAISALA社）を設置した。大気圧は動圧の影響を避けるため屋内で測定することにし、白滝を除く3地点で微気圧計（61302V；YOUNG社）を用いている。測定した気圧は気象庁（1998）の方法に従って海面気圧に補正し、その値を解析

第1表 観測地点ごとの測定項目。

観測地点 (観測日数)	大洲 (152日)	白滝 (152日)
気温	10分間隔 (10分平均値を解析) 大洲アメダス	1分間隔 (1分平均値を解析) WXT520 (VAISALA社) 精度: ±0.3°C 欠測日数: 43日
気圧	5分間隔 (瞬間値を解析) 61302V (YOUNG社) 精度: ±0.2hPa	
風向・風速	10分間隔 (10分平均値を解析) 大洲アメダス	1分間隔 (1分平均値を解析) WXT520 (VAISALA社) 精度: ±3% (風速) ±3.0° (風向) 欠測日数: 2日
観測地点 (観測日数)	大和 (152日)	長浜 (152日)
気温		1分間隔 (1分平均値を解析) WXT520 (VAISALA社) 精度: ±0.3°C 欠測日数: 9日
気圧	5分間隔 (瞬間値を解析) 61302V (YOUNG社) 精度: ±0.2hPa 欠測日数: 16日	5分間隔 (瞬間値を解析) 61302V (YOUNG社) 精度: ±0.2hPa
風向・風速	20分間隔 (瞬間値を解析) Kestrel4500 (NIELSEN-KELLERMAN社) 精度: 3% 欠測日数: 32日	1分間隔 (1分平均値を解析) WXT520 (VAISALA社) 精度: ±3% (風速) ±3.0° (風向) 欠測日数: 9日



第1図 愛媛県大洲市の地形と肱川あらしの発生範囲（地形図は国土地理院HPより引用）。

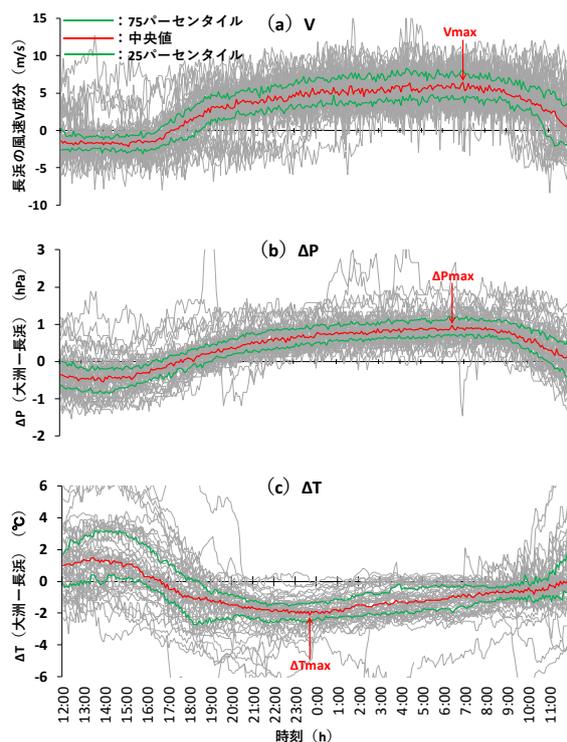
に用いた。各地点での測定項目とサンプリング間隔は、表1にまとめてある。機器の不具合による欠測もあり、最終的に観測期間152日中136日が解析対象となった。

前日の日没以降に風向が南寄りへと変化し、明け方午前5時から8時までの平均風速が4m/s以上であった日を、肱川あらしの発生日と判定した。その結果136日中55日が肱川あらしの発生日に相当し、発生率は40%であった。

3 結果と考察

3.1 肱川あらしの時間変化

肱川あらしが発生した55日間に長浜で観測された南北成分の風速Vと、大洲-長浜間の水平気圧差 ΔP ・気温差 ΔT （いずれも大洲の値から長浜の値を引いたもの）の時間変化を図2に示す。日没以降、翌朝にかけて南よりの風速($V>0$)が大きくなっている様子がわかる(図2a)。このとき ΔP も同様に、大洲が高圧となる $\Delta P>0$ の数値が徐々に大きくなっていった(図2b)。55日間のVの中央値は6時55分に最大値6.5m/sを記録しており、一般的な陸風と比べても強い。一方、 ΔT の中央値は23時40分に最小値 -2.1°C を記録しているこ



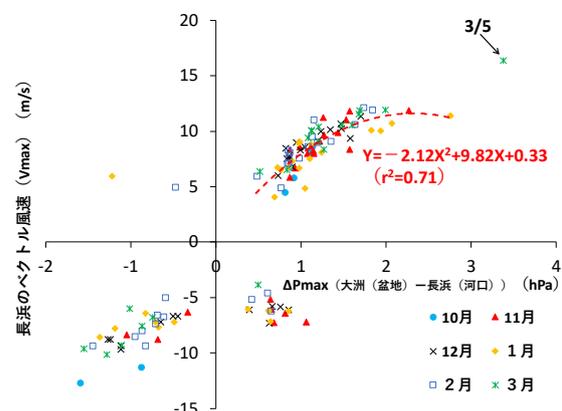
第2図 肱川あらしが発生した55日間に長浜で観測された南北風速Vと、大洲-長浜間の水平気圧差 ΔP ・気温差 ΔT の時間変化。赤線は中央値、緑線は75パーセントイルと25パーセントイルをそれぞれ示している。

とから、大洲盆地在最も冷え込む明け方よりも早い時間帯に大洲と長浜の気温差は最大となっている(図2c)。

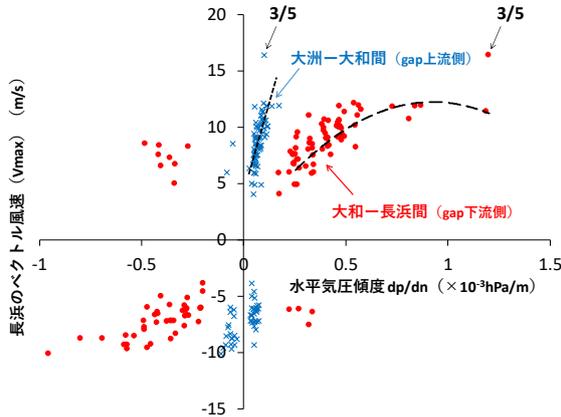
3.2 水平気圧差と肱川あらしの関係

1日ごとの最大風速と水平方向の最大気圧差の関係について、136日分を解析した。図3は、大洲と長浜の最大気圧差 ΔP_{max} (hPa)と長浜で観測されたベクトル風速(南北成分)の最大値 V_{max} (m/s)の関係を示している。ただし、肱川あらしは夜間から明け方にかけて発生する現象であることから、ここで示す最大値とは前日20時から翌朝9時までの時間帯とした。グラフの第1象限の近似曲線は、特異日3月5日を除く82日間に対して作られた式である。この象限に分布する日が肱川あらしの発生日に相当し、大洲と長浜のあいだの最大気圧差 ΔP_{max} が正の値で大きいほど、長浜の南風 V_{max} が強くなる傾向がみられる。 ΔP_{max} が+2hPaに近づいてくると、 V_{max} は10~12m/sで頭打ちになっている。また、肱川あらしと逆風向の日が集まっている第4象限との関係性からも、大洲と長浜の最大気圧差が1hPaを超える条件が成立してくれば、肱川あらしが発生できると考えられる。

次に、谷筋に沿った気圧変動を詳しくみるために、gap上流側の大洲-大和間($\Delta n=11,500\text{m}$)とgap下流側の大和-長浜間($\Delta n=1,600\text{m}$)それぞれの最大水平気圧傾度 dP/dn (hPa/m)と、長浜で観測された V_{max} の関係調べた(図4)。肱川あらしの発生日が集まるグラフ第1象限をみると、gap上流の大洲-大和間の気圧傾度のほうが、かなり小さいとわかる。ここではおそらくgap地形の影響を直接受けておらず、大洲盆地の冷氣溜まり



第3図 観測期間136日に対する大洲と長浜の最大気圧差 ΔP_{max} と、長浜で観測された最大ベクトル風速 V_{max} (南北成分)の関係。



第4図 大洲-大和間と大和-長浜間の水平気圧傾度 dp/dn と、長浜で観測された最大ベクトル風速 V_{max} (南北成分) の関係。

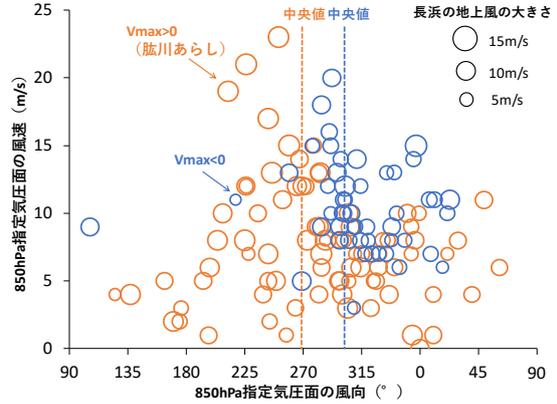
りと gap 上流側の谷部の熱的な気圧差によって、盆地の冷気が谷に向かって流出していると考えられる。一方で gap の下流にあたる大和-長浜間の水平気圧傾度は、図3の2次曲線に類似した分布となっていることから、肱川あらしがほぼこの2地点間の気圧傾度で説明できるとわかる。これは大洲からの冷気の影響で大和の地点の気圧が長浜よりも高圧になることと、gap 地形に起因する水平気圧差の強化が、肱川あらしの発達に重要となっていることを意味する。

3.3 一般風の影響について

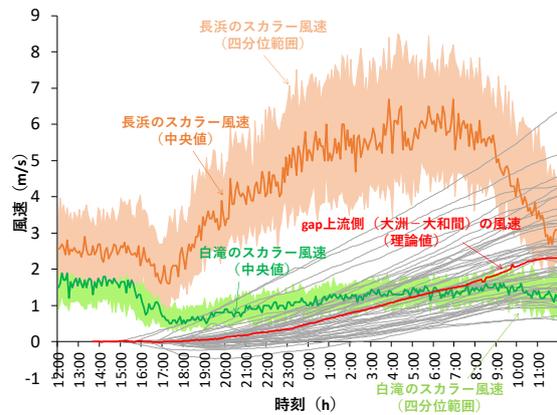
最後に、上空の一般風と肱川あらしの関係について分析した。一般風の指標として、福岡の高層ゾンデで観測された21時の850hPaの風向・風速を用いた。図5には、一般風の風向・風速と長浜で観測された V_{max} の関係を示している。円の大きさが長浜の V_{max} の大きさを表し、肱川あらしの発生日 ($V_{max}>0$) と非発生日 ($V_{max}<0$) にわけてある。肱川あらしに相当する地上で南よりの風 ($V_{max}>0$) の日は、一般風は西風成分が卓越し、風速も大きい日が存在する。しかし、その条件でも地上で肱川あらしが発生しているのは、肱川周辺が標高400-500mの山地に囲まれていることが、障壁効果として働いているためと考えられる。一方、肱川あらしの非発生日に相当する地上で北よりの風 ($V_{max}<0$) の日には、一般風も北西~北よりの風向が観測されている。これは肱川が盆地から北西方向に伊予灘へつながっており、河口から一般風が吹き込みやすいため肱川あらしが発達しにくい条件となる。

3.4 gap 地形の力学作用

観測で得られた3地点の気圧のデータから、運



第5図 観測期間136日間に対する上空850hPa(21時)の一般風の風向・風速と、長浜で観測された V_{max} (南北成分) の関係。 V_{max} の大きさをバブルチャートで表し、肱川あらしの発生日 ($V_{max}>0$) と非発生日 ($V_{max}<0$) にわけてある。



第6図 肱川あらしが発生した55日間における長浜・白滝のスカラー風速 (中央値と四分位範囲) と、大洲-大和間の水平気圧傾度から算出した理論風速。

動方程式を用いて風速の理論計算をおこなった。

$$\frac{dV}{dt} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial n} + F \quad (1)$$

dV/dt : gap 上流側 (大洲-大和間) の加速度 (m/s^2)

ρ : 空気の密度 (kg/m^3)

$\delta P / \delta n$: 大洲-大和間の水平気圧傾度 (Pa/m)

冬季の夜間であるため安定層が発達していると考え、ここでは F は考慮しなかった。図6は、肱川あらしが発生した55日間における長浜と白滝で観測されたスカラー風速 (中央値と四分位範囲) と、gap の上流側にあたる大洲-大和間の水平気圧傾度から算出した風速の理論値を示している。大洲-大和間の水平気圧傾度から算出した風速の理論値は、白滝で観測されたスカラー風速とも近い値となっており、白滝の地点での風速は運動方程式から説明することができる。しかし、長浜のスカラー風速と比較すると、早朝の時間帯 (6時

55分)には最大5.5m/sの差が生じている。これはgap下流にあたる大和一長浜間の風速がこの運動方程式だけでは説明できないことを意味している。

ここで、大和にみられるgap地形によって風の流路が狭くなることから、ベルヌーイ効果を考えた。ベルヌーイ効果によって生じる気圧低下の影響を、長浜で観測される気圧値は含んでいる可能性がある。

ベルヌーイの定理には位置エネルギーを含まない場合の式(2)と、含める場合の式(3)がある。風速については観測された中央値の最大値から、 $v_{大和}$ を1.6m/s、 $v_{長浜}$ を6.7m/sとした。位置エネルギーを含まない式(2)から、大和一長浜間の気圧差 ΔP は以下のようになる。

$$\frac{1}{2}\rho v_{大和}^2 + P_{大和} = \frac{1}{2}\rho v_{長浜}^2 + P_{長浜} \quad (2)$$

$$\Delta P_{大和-長浜} = \frac{1}{2}\rho(v_{長浜}^2 - v_{大和}^2)$$

$$\Delta P_{大和-長浜} = 21.2Pa \approx 0.2hPa$$

gap下流側である大和一長浜間の気圧差として0.2hPaが得られ、これは観測値の半分の大きさに相当した。

次に、位置エネルギーを含めた式(3)からは、肱川あらしに吹きおろしがあった場合の下降高度を推定できる。

$$\frac{1}{2}\rho v_{大和}^2 + P_{大和} + \rho gh_{大和} = \frac{1}{2}\rho v_{長浜}^2 + P_{長浜} + \rho gh_{長浜} \quad (3)$$

$$\Delta h_{大和-長浜} = \frac{1}{2g}(v_{長浜}^2 - v_{大和}^2) + \frac{1}{\rho g}(P_{長浜} - P_{大和})$$

$$\Delta h_{大和-長浜} = 6.4m$$

すると、大和一長浜間で吹きおろしがあった場合の高度は6.4mが得られ、周辺の山地に比べると100分の1とかなり小さい。このことから、長浜の気圧低下は水平2次元的なgap流路によるベルヌーイ効果も無視できない大きさで含まれており、肱川あらしにとっても重要と考えられる。

4. まとめ

本研究では寒候期5ヶ月の長期にわたって、強い局地風として知られる肱川あらしの地上気象観測を実施し、発生トリガーとしての水平気圧傾度と風速の関係を考察した。その結果、以下の点が新しい知見として明らかとなった(以下、「気圧」は、いずれも海面気圧を表す)。

- ・内陸盆地の大洲の気圧が肱川河口の長浜よりも高く観測されるほど、早朝に発生する肱川あらしは強くなる。このとき大洲と長浜の最大気圧差が+1hPa(大洲>長浜)以上となれば、肱川あらしが発生するとわかった。

しは強くなる。このとき大洲と長浜の最大気圧差が+1hPa(大洲>長浜)以上となれば、肱川あらしが発生するとわかった。

- ・肱川あらしの最大風速は、大洲と長浜の最大気圧差が+2hPa以上大きくなっても、11.7m/s(高度17.2m基準)で頭打ちになることがわかった。
- ・大和でみられるgap地形の下流側、大和一長浜間の水平気圧傾度によって、肱川あらしの最大風速をほとんど説明できることがわかった。これは、大洲の冷気の影響でgapの大和が沿岸の長浜に比べて高圧になることと、gap地形のベルヌーイ効果に起因する水平気圧差の強化が、肱川あらしにとって重要と考えられる。

したがって肱川あらしの予測には、谷筋の特にgap下流側の水平気圧傾度を直接観測することが必要といえる。

謝辞

大洲市教育委員会、大和公民館、大洲市立平小学校、大洲市立白滝小学校、大洲市立長浜中学校、大洲市文化スポーツ課、愛媛県大洲土木事務所の皆様には、長期にわたる観測にご理解ならびにご協力頂きました。ここに記して心より感謝に意を表します。

参考文献

- 荒川正一, 2006: gap wind について. 天気, 53, pp.161-166.
- 気象庁, 観測の手引き,
http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/kansoku_guide/hpc.html (2018年11月15日閲覧)
- 黒坂優, 名越利幸, 2014: 「肱川あらし」における定点観測データによる風の日変化. 日本科学教育研究会研究報告, Vol.29, No.2, pp.103-106
- 中田隆一, 1982: 肱川あらしの調査. 気象庁研究時報 Vol.34, No.3, pp.11-13
- 名越利幸, 木村龍治, 1998: 霧によって可視化された大気中のハイドロリック ジャンプ. 可視化情報学会誌 Vol.18, Suppl.No1, pp.229-232
- Ohashi, Y. et al. 2015: In situ observational research of the gap wind "Hijikawa-arashi" in Japan. *Meteorol. Atmos. Phys.*, Vol.127, pp.38-48
- 重田祥範, 大橋唯太, 寺尾徹, 大澤輝夫, 2014: 愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風「肱川あらし」の鉛直構造. 天気, 61, pp.91-96.
- 寺尾徹, 大橋唯太, 2012: 二台の気圧計による肱川あらしの観測. 日本気象学会関西支部例会講演予稿集, No.128, pp.39-42

高知・五台山における雨滴粒度分布の季節変化

村田 文絵・佐々 浩司（高知大学理工学部）

1. はじめに

雨滴粒度分布 (RDS) は気候や季節、降水システムの種類等によって変わることが知られている。RDS を知ることは、リモートセンシングにおける正確な雨量推定や、数値モデルの中でのパラメタリゼーションにとって必要とされている。Dolan et al. (2018) は雨滴粒度分布に関するパラメタの中から適当な6つを選んで EOF 解析を行うことにより、対流性、層状性のより客観的な同定や暖かい雨の同定を行っている。本研究ではこの手法を高知・五台山で実施している雨滴粒度分布計に適用し、高知における RDS の季節変化を調べた。

2. データ

使用した観測データは標高 146m の五台山の中腹にある牧野植物園で観測している OTT 社の光学式雨滴粒度分布計 Parsivel² である。使用したデータの期間は 2014 年 4 月から 2018 年 7 月である。時間分解能 1 分で観測しており、Dolan et al. (2018) において 1 分値を用いていることから、これをそのまま解析に用いた。EOF 解析に使用した雨滴粒度分布パラメタは降水強度 R 、 1m^3 あたりの雨水量 LWC と雨滴数 N_v 、

雨滴粒度分布をガンマ分布で近似するときのパラメタである D_m と N_w 、そして以下で示される質量分布の標準偏差 σ_m である。

$$\sigma_m = \left[\frac{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} (D - D_m)^2 N(D) D^3 dD}{\sum_{D_{\min}}^{D_{\max}} N(D) D^3 dD} \right]^{1/2}$$

D_m は以下で表される雨滴の大きさに関する指標である。

$$D_m = \frac{\int_0^{\infty} D^4 N(D) dD}{\int_0^{\infty} D^3 N(D) dD}$$

Dolan et al. (2018) では D_m ではなく median volume diameter D_0 を使っている。EOF 解析における第二主成分までの寄与率は D_m の方が若干良くなっている。 N_w は N_v と同様に雨滴数に関するパラメタであり、一般化切片パラメタと呼ばれる。

$$N_w = \frac{4^4}{\pi \rho_w} \left(\frac{LWC}{D_m^4} \right)$$

ここで ρ_w は水の密度である。EOF 解析は、標準化したデータに対して実施した。

3. 結果

図 1 に EOF 解析の結果を示す。第 1 モ

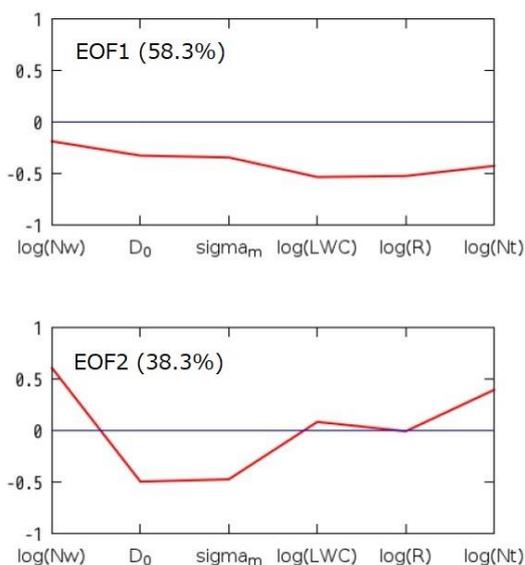


図1. EOF解析の第1モードと第2モード。カッコの中の数字は寄与率を示す。

モード(EOF1)が58.3%、第2モード(EOF2)が38.3%の寄与率となり、Dolan et al.(2018)の結果と同様に第2モードまでで分散のほとんどを説明している。EOF1は降水強度に関するパラメータ(R , LWC)を強く反映している。ただし、全てのパラメータが同じ負の値を示すことから、EOF1が負の大きい値をもつほど、降水強度が大きく、雨滴も大きくなり、雨滴数も多い傾向があることを示す。一方でEOF2は降水強度に依存せず、雨滴数に関するパラメータ(N_w , N_t)及び雨滴の大きさに関するパラメータ D_m を強く反映している。EOF2が正の大きい値をもつほど、雨滴数が多い粒の小さい雨滴であることを示す。

図2は、横軸にEOF1の時定数PC1をとり、縦軸にEOF2の時定数PC2を

とった散布図を月毎に分けて描いた。横軸は左に行くほど降水強度が大きい。縦軸は上ほど雨滴数が多く粒が小さい一方下ほど雨滴数が少なく粒が大きい。RSDSの特徴はかなり季節によって違いがあることがわかる。

11月から3月頃までの冬季は、PC1、PC2共に原点付近のRSDSの事例が多く、降水強度が大きくなる(PC1が負)と、PC2が負、つまり雨滴が大きく数が減る傾向がある。盛夏期の8-9月は冬季に比べて原点付近への集中度が少なく、中心が冬季に比べてPC2の正寄り、つまり数が多く雨滴が小さいところにある。しかし降水強度が強くなると冬季と同様に数が減って雨滴が大きくなる傾向がある。降水強度の増加と共に数が減って雨滴が大きくなるRSDSはDolan et al. (2018)において冷たい雨の過程を通して形成されたRSDSと分類されている。上空で冷たい雨の過程で成長し融解層で溶けて形成された大きな雨滴が落ちる過程で衝突併合によって数を減らすと考えられる。

梅雨期の6-7月は原点付近に集中するRSDSが多く、また降水強度が大きくなってもPC2の値は変わらず、数が減って雨滴が大きくなることがない。梅雨期の前の5月と盛夏期の後の10月は、他の時期と比べてPC2が大きい、つまり粒が小さく数が多い雨滴が多い傾向がある。PC2が大きい雨をDolan et al. (2018)は暖かい雨の過程を通して形成されたRSDSと分類している。暖かい雨は湿度の高い弱い上昇

流をもつ背の低い対流雲の中で形成されるとしている。

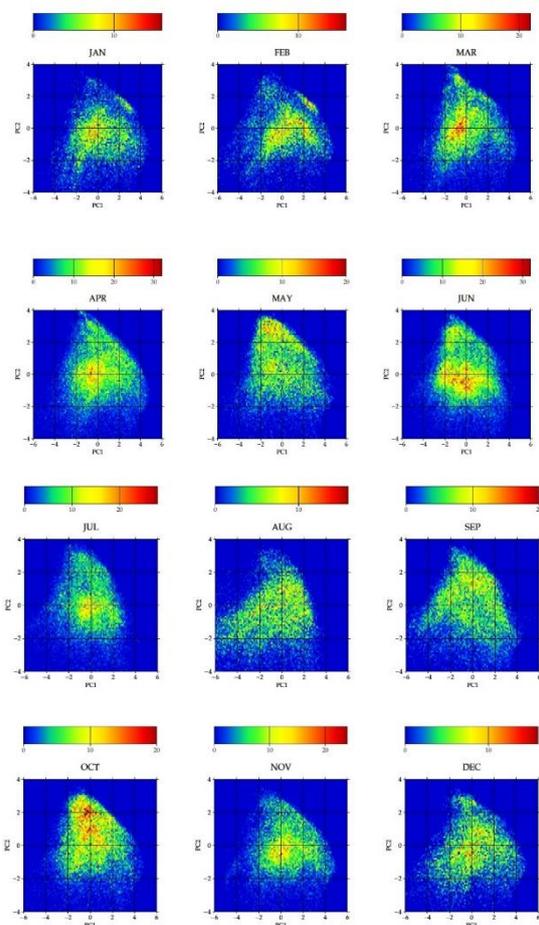


図 2. EOF1 の時定数 PC1 を横軸に、EOF2 の時定数 PC2 を縦軸にとった月毎の散布図。PC1 は負の値が大きいほど降水強度が大きい。PC2 は正の値が大きいほど雨滴の数が多く雨滴が小さい RDSD であることを表す。

本稿では、5 月や 10 月に卓越している PC2 が大きい雨について、どのような雨なのか事例解析を行った。図 3 は 2017 年 10 月 21 日の事例である。PC2 が 2 以上の期間が 11JST 頃まで続いた。このときの降水強度は 10mm/h か

それ以上と比較的大きかった。12JST 以降 N_w が大きく減少し、 D_m もやや増加して PC2 は負に転じた。観測地点から 3.5km 程度離れた高知のウインドプロファイラの鉛直流をみると、11JST まで降水は高度 2-4km 以下に観測されており背の低い降水であることがわかる。一方 12JST 以降は 4km 付近の融解層が確認され、層状性降水が生じていることがわかる。この時の地上天気図をみると、台風第 21 号が接近しており台風と高知の間には停滞前線がある。潮岬の 00UTC の高層観測をみると、高度約 2-5km に暖かく湿った南風が入っている。前日 12UTC には高度 4km 以上が乾燥していたが、00UTC では湿度が増加している。

4. まとめ

高知・五台山における 2014~2018 年の雨滴粒度分布計の観測データに Dolan et al. (2018) の手法を適用し、雨滴粒度分布の季節変化の特徴を解析した。Dolan et al. (2018) の結果と同様に、高知の雨も第 2 モードまでで分散のほとんどを説明する。RDSD の特徴は季節によってかなり違いがあることがわかった。冬季(11-3 月)及び盛夏期(8-9 月)は降水強度の大きな雨に冷たい雨過程が卓越していることが示唆された。一方梅雨期(6-7 月)の降水強度が大きな雨は冷たい雨過程による雨とは特徴が異なっていた。梅雨期の前の 5 月と盛夏期の後の 10 月に暖かい雨過程による数が多く雨粒の小さい雨が多くみられることがわ

かった。今後は高知大学の偏波レーダ

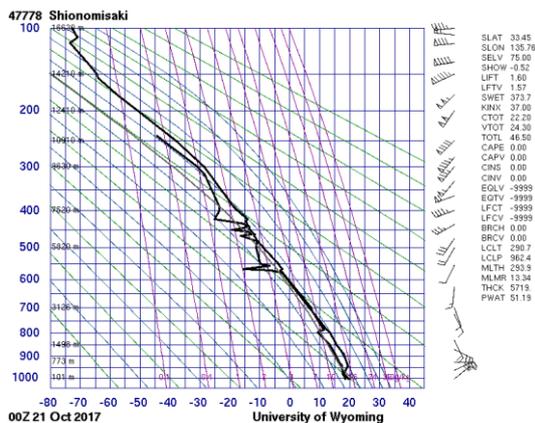
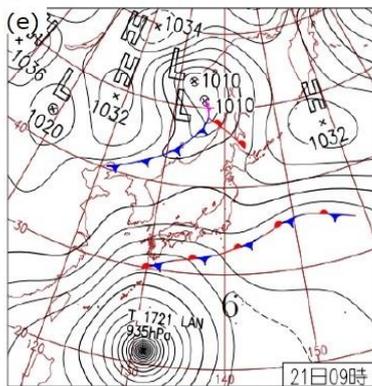
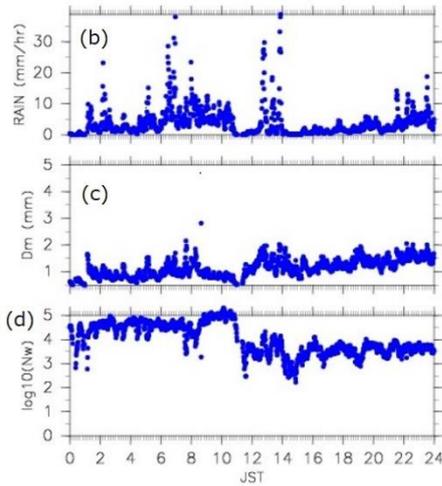
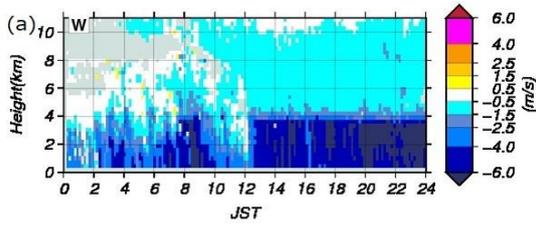


図3. 2017年10月21日の(a)ウインドプロファイラ高知の鉛直の時間高度断面、五台山における(b)降水強度、(c) D_m 、(d) $\log_{10}N_w$ の時系列、(e)00UTCの地上天気図、(f)00UTCにおける潮岬のエマグラム。

一でそれぞれの降水システムがどのような特徴をもった降水システムなのか、また偏波パラメータで同様の季節による特徴の違いがみられるか確認していく予定である。

謝辞

高知県立牧野植物園のご厚意の下雨滴粒度分布計を設置させて頂いている。地上天気図は気象庁の日々の天気図から、またエマグラムはWyoming大学からそれぞれ入手した。

参考文献

Dolan, B., B. Fuchs, A. Rutledge and E. A. Barnes, 2018: Primary modes of global drop size distributions, *J. Atmos. Sci.*, 75, 1453-1476.

20世紀初頭における西部北太平洋モンスーンと インド亜大陸北東部モンスーンの関係

寺尾 徹* (香川大教育)・村田文絵 (高知大理工)・山根悠介 (常葉大教育)・木口雅司 (東京大生産研)・福島あずさ (神戸学院大人文)・田上雅浩 (芝浦工大)
・上米良秀行 (防災科研)・林 泰一 (京都大東南ア研)・井上知栄 (首都大都市環境)・松本 淳 (首都大都市環境・JAMSTEC)

1. はじめに

チベット高原の南縁域に当たるバングラデシュやインド北東部メガラヤ州・アッサム州などのインド亜大陸北東部は、アジアモンスーン領域の中でも最も雨の多い地域の一つである。この地域の降水は、ガンジス、ブラマプトラ、メグナ(GBM)の三大河川を通じてバングラデシュの領域を通過してベンガル湾に注いでいる。これらの巨大河川が流れ込むバングラデシュでは、しばしば深刻な洪水に見舞われている。洪水面積は多い年には国土面積の半分以上に達する (Hofer and Messerli, 2007)。このような洪水をもたらすインド亜大陸北東部の降水量の変動メカニズムの解明は、これらの地域の社会にとっても重要な意味を持つ。

Chowdhury (2003)は、この洪水面積がエルニーニョからラニーニャへの急速な遷移と関係しているなど、インド北東部の降水や、バングラデシュの洪水面積は、東部熱帯太平洋の海面水温アノマリに代表される ENSO (エルニーニョ・南方振動) 現象と関係していることを示した。しかし、これらの研究の対象は、主としてこの両者の統計的関係性に限られていた。

Terao et al. (2013) は、冬期のエルニーニョから翌夏以降のラニーニャへの急速な遷移が、インド亜大陸北東部の 8 月のモンスーンに影響を与えるメカニズムについて解析した。エルニーニョからラニーニャへの急速な遷移が作り出す夏季モンスーン期の重要なパターンとして、熱帯インド洋から南シナ海にかけて正の、中部熱帯太平洋には負のアノマリを持つ、半球規模の海面水温変動パターンが見いだされた。この半球規模の東西海面水温アノマリパターンは、ケルビン応答としての赤道沿いの東風アノマリを介して、西部北太平洋からベンガル湾にまで東西に延びる高気圧性循環

アノマリを形成し、モンスーントラフを北偏させ、インド亜大陸北東部の降水量を増加させる。このように、インド洋から太平洋にかけての海面水温アノマリの東西コントラストは、インド亜大陸北東部モンスーンに対して重要な役割を果たしている可能性がある。

このように、バングラデシュの巨大洪水に関連の深いインド亜大陸北東部の降水量の変動メカニズムは、インド洋から太平洋にかけての海面水温アノマリや、ENSO システムと強い関係を持っている可能性がある。バングラデシュの巨大災害の気候変動に伴う変動を明らかにするためには、インド亜大陸北東部の降水量変動と、インド洋から太平洋にかけての大規模な大気海洋変動との関係性を明らかにする必要がある。

この間われわれは、現インド領でない旧英領インド域における日降水量データのデジタル化を進めてきた。インド気象局は過去の日降水量データをデジタル化しているが、それは現インド領に限られる。旧英領インドでは、19世紀から豊富な日降水量観測が行われてきたが、そのため、現インド領ではない地域では、これらの豊富な日降水量データは、紙媒体でしか存在していなかった。バングラデシュ域もそのような地域の一つであり、1940年代以前の日降水量データは利用できなかった。インド亜大陸北東部モンスーンの気候変動を明らかにするため、これらのうち、19世紀末以降の日降水量データのデジタル化を実施した。

このようにして得られる日降水量データは、信頼性も高く、質も均一である。これらのデータを最近のデータと接続することにより、100年以上の長期間にわたる気候変動の重要な指標を得ることができる。更に、長期間のデータが得られる海面水温データと、近年整備が急速に進んでいる 20

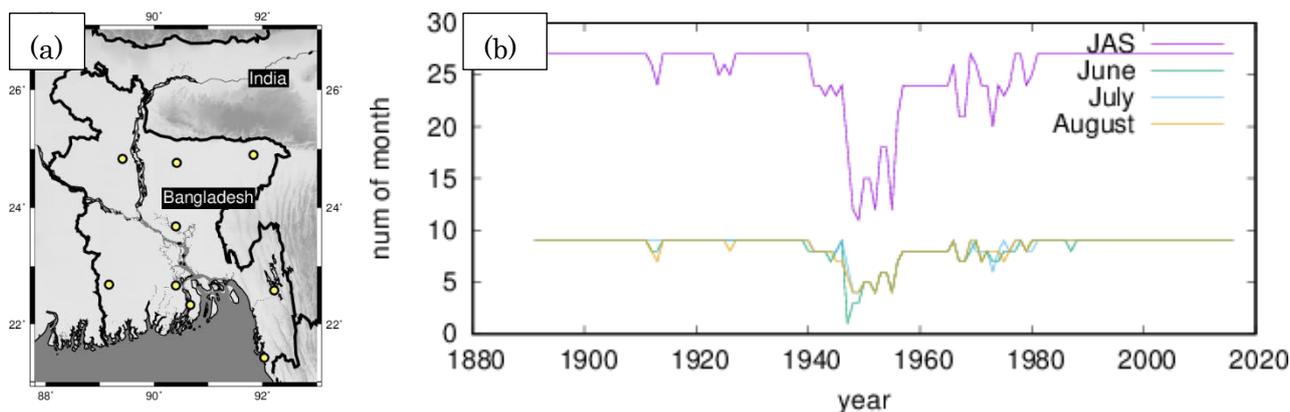


図 1 (a)バングラデシュにおける月降水量を代表する全バングラデシュ月降水量(ABMR)を計算するために用いた 9 つの観測地点。(b)これらの観測地点について、各月の欠測が 90%未満となる地点数の経年変動。

世紀再解析データを活用することにより、現在の気候状態において観測されているインド洋から太平洋にかけての海面水温アノマリとインド亜大陸北東部モンスーン降水量との関係性が、過去の気候状態においても同様に見られるのか、あるいは異なるのか検討する。

本研究の主目的は、長年のデータを用いることにより、インド亜大陸北東部モンスーンの降水量、インド洋から太平洋にかけての海域における海面水温アノマリの東西コントラストと、西部北太平洋からベンガル湾北部に達する下層の高気圧性循環アノマリの関係の変化を解析することである。

2. 使用したデータ

今回の解析には、上述の通り、旧英領インド気象局による、現バングラデシュ域における日降水量データをデジタル化して活用した。これらの観測された日降水量データをとりまとめた 1891 年以降の紙媒体の冊子”Daily Rainfall of India”は、NOAA の中央図書館にスキャンされたファイルとして保管されている。その当時の東ベンガル州とアッサム州の一部が現バングラデシュ域にあたる。観測地点は現在のバングラデシュ気象局の観測地点 (34 地点) よりも多く、例えば 1900 年 1 月のデータブックにおけるこれらの地域に含まれる観測地点は 117 地点に及ぶ。スキャンされたデータの品質は必ずしも十分ではなく、多くの読み取り困難なデータが見られたため、インド熱帯気象研究所の図書館や、英国気象局の図書館に出向き、原本と付き合わせてのデータチェックを行うことにより精度を上げ、1891 年から 1947 年にかけての日降水量データのデジタル化を実施した。なお、データが膨大であるため、現在のバングラデシュ気象局と名前が同じで、連続した観測地点である

と考えられる地点のみデジタル化を行った。これに 1950 年代以降のバングラデシュ気象局による日降水量データを接続することにより、2016 年までの日降水量データセットを得た。

本研究ではまず、これらのデジタルデータからモンスーン期のバングラデシュ域の平均的な月平均の降水量である、全バングラデシュ月降水量を求めた (以下 ABMR)。その際、均質な気候変動を示す指標を得るため、以下の方法を用いた。8 月を中心にしたモンスーン期の降水量に着目するため、7 月から 9 月にかけての日降水量の欠測状況について調べた。この長期間にわたってモンスーン期に欠測が少ない 9 地点を選んだ(図 1a)。さらに、これら 9 地点で 7-9 月について欠測が 10%以下となる年を選んだ。図 1b に見られるように、1940 年代から 1970 年代にかけて比較的欠測が多い。1891 年から 1939 年間の 1912, 13, 24-26 年を除く 44 年間と、1981 年から 2016 年にかけての 36 年間は、9 地点で 7-9 月の欠測が 10%以下となることがわかった。これらの地点の推定月降水量 P' を、欠測日を除いた総降水量 P と、月日数 N 、欠測日数 n を用いて、 $P' = P(N + n)/N$ とすることによって求めることとし、ABMR を、これら 9 地点の P' の平均として定義した。

20 世紀初頭以降のインド洋から太平洋にかけての海面水温と、循環場の変動を解析するため、以下のデータセットを用いた。

まず、海面水温のデータとして、COBE-SST2 データを活用した(Hirahara et al. 2014)。上空の循環場の変動を解析するため、ECMWF 20 世紀再解析データ ERA-20C (Hersbach et al. 2015)を用いた。ERA-20C は、地表気圧と海面気圧、海面風観測のみを同化に用いることによる、1900 年から 2010 年までの全球再解析である。また、可能な限

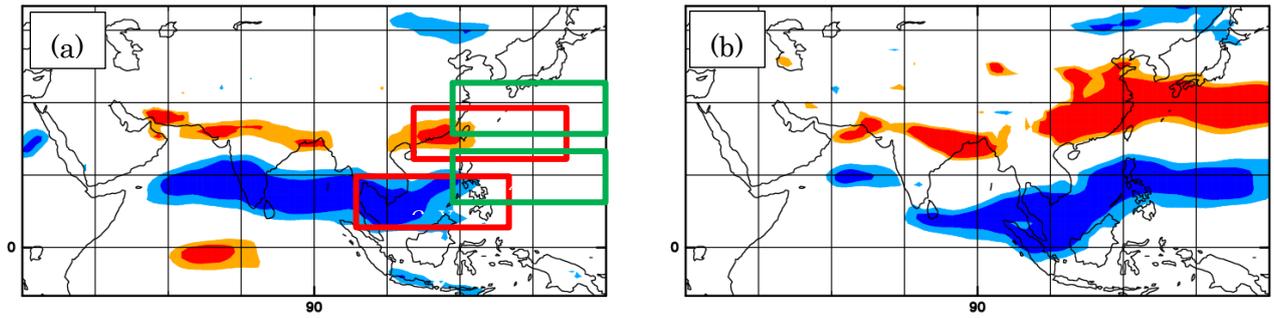


図 2 ABMR (8月) に対する ERA-20C の 850hPa 東西風の相関係数。1%, 5%有意な領域をそれぞれ淡い、濃い陰影で示した。正、負の相関をそれぞれ暖色系、寒色系の陰影で示した。(a)20 世紀初頭の結果(1901-1939 年)。WNPMI と e-WNPMI を計算する際に東西風の平均を計算する領域を、それぞれ赤、緑のボックスでしめしている。(b)最近の気候状態に対する結果(1981-2010 年)。

り観測を多く取り込んで同化した ERA-Interim も、ERA-20C の結果を評価するために用いている。解析は、これらのデータセットがいずれも利用可能な 1901 年から 1939 年の間の 1912, 13, 24-26 年を除く 20 世紀前半の 34 年間と、1981 年から 2010 年にかけての 30 年間の最近の気候状態を対照する形で行った。

3. バングラデシュ降水量とインド・太平洋域

8 月のバングラデシュ降水量と、インド洋から太平洋域にかけての循環場との関係について調べるため、20 世紀前半と、最近の気候状態のそれぞれについて、ERA-20C の 850hPa 東西風の ABMR に対する相関係数を図 2 に示した。

いずれの図にも有意な高気圧性シアアノマリが、インド洋から西部北太平洋にかけてみられる。ただし、20 世紀前半には、東経 120 度より東側の西部北太平洋のパターンは不明確になっている。そこで、高気圧性シアアノマリの領域による違いを明らかにするため、二つのインデックスを定義した。一つは西部北太平洋モンスーンを代表す

る WNPMI (Wang et al. 2001)であり、図 2 の赤いボックスの領域平均した東西風の差と定義する。もう一つは、より東側に発達する高気圧性シアアノマリを代表する e-WNPMI であり、図 2 の緑のボックスの領域平均した東西風の差と定義する。いずれも、南側のボックス内の東西風の平均値から北側のボックスの平均値を引いて求めるため、低気圧性シアアノマリの場合に正の値となる。

これらのインデックスは、ERA-20C と ERA-Interim について、それぞれ-0.5 を上回る大きな負の相関を持つ。一方、20 世紀前半には、WNPMI のみ、-0.38 の有意な相関が見られ、e-WNPMI には相関が見られない。

4. インド洋・太平洋の海面水温コントラスト

インド洋・太平洋の海面水温の東西コントラスト(インド洋(60-120E, 10S-10N)の海面水温から、中部太平洋(150E-150W, 10S-10N)の海面水温を引いたものとし、これを IO-CP と定義する)と、その間の領域(120-150E, 赤道-10N)の平均東西風

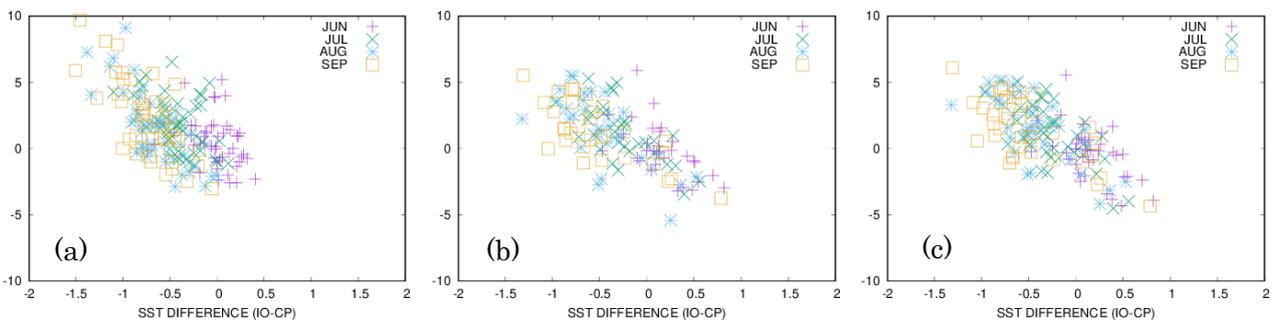


図 3 インド洋と太平洋中部の海面水温コントラスト IO-CP (横軸) と、その間の 850 hPa 平均東西風の関係を示す散布図。6 月から 9 月の各年の値をプロットしている。横軸の単位は°Cで、(a)-(c)いずれも COBE-SST2 から計算。縦軸の単位は ms⁻¹で、(a), (b)は ERA-20C, (c)は ERA Interim から計算。(a)は 20 世紀前半(1901-1939 年)、(b), (c)は最近の気候状態で、(b)は 1981-2010 年、(c)は 1981-2016 年についてプロット。

(ここでは Weq と定義する)の間には、年々変動、季節変化、季節内変動に関してはっきりした負の相関関係が見られることがわかっている(寺尾 2017)。この関係性のうち、年々変動に関する相関関係を確認するため、図 3 に、6-9 月の IO-CP と Weq との間の散布図を作成した。

図 3a は 20 世紀前半の散布図で、最近の図 3b と比較すると、IO-CP はより小さい方向に、Weq はより大きい方向にシフトしている。図 3b には、横軸が正となり、縦軸が負となるようなケースも多く見られるのに対し、そのようなケースは図 3a ではかなり減少している。特に、IO-CP が正の値となるケースは、図 3a ではほぼ 6 月に限られている。インド洋から中部太平洋にかけての海面水温コントラスト(IO-CP)と、その間の東西風(Weq)との関係は、ほぼ同じ比例関係の上に乗っているように見える。図 3c は、ERA-Interim による最近の気候状態における散布図である(寺尾(2017)と同様)。これも比例関係では共通している。

このインド洋と中部太平洋の 6-9 月の海面水温の差 IO-CP の経年変動を図 4a に示した。1970 年代以降になって、インド洋の海面水温が中部太平洋より高くなる (IO-CP が正の値となる) ケースが表れるようになった。注意深く見ると、通常 6 月から 9 月にかけて IO-CP は順調に減少していくのに対し、インド洋と中部太平洋の海面水温の差の逆転が起こる年は、6 月と 9 月の間の IO-CP の差が小さく、同じ符号を維持する傾向があることがわかる。このような状況は、20 世紀前半を含めて 1960 年代以前にはほとんど見られない。

この様子を各年の 6-9 月の時系列として検討した。図 4b は 20 世紀前半、図 4c は最近の気候状態のもとでの時系列を示した。図 4c より、もともとインド洋の方が高温の傾向がある年(太線)は、その後も IO-CP の現象は緩やかであり、結局 9 月まで符号が維持され、インド洋の高温状態が続いたままとなることがわかる。一方、図 4b より、20 世紀前半にはこのような事例がない。

5. まとめ

バングラデシュの 8 月の降水量と、インド洋から太平洋にかけての気候循環場との間には有意な相関があるが、相関関係は最近の気候状態において強まっており、20 世紀前半には見られない関係があることになる。

こうした対応関係の変化は、インド洋から太平洋にかけての海面水温の東西コントラストにも表

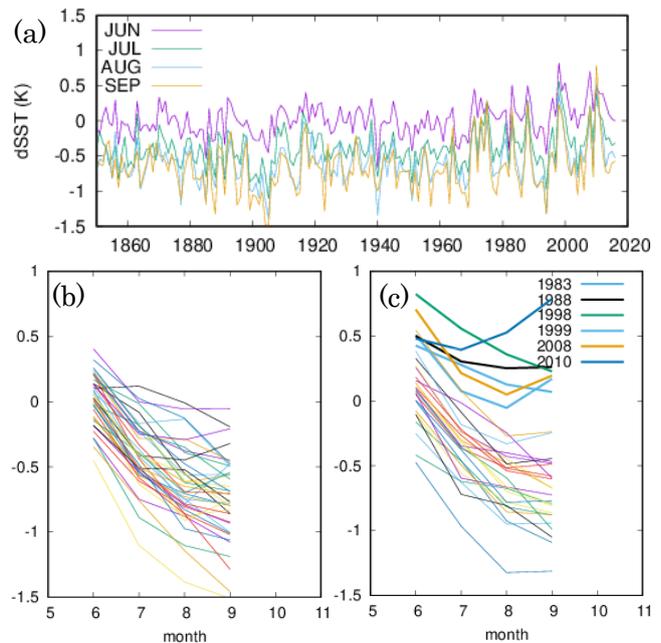


図 4 (a)インド洋と太平洋中部の海面水温コントラスト IO-CP の月ごとの経年変動。(b), (c)は、IO-CP の 6-9 月の変化。(b)は 20 世紀前半について。(c)は最近の気候状態についての図。6-9 月のあいだ正の値を維持するケースについて太実線で表した

れている。1970 年代の半ば頃から、インド洋の海面水温が 6 月頃から中部太平洋よりかなり高まり、その後も 9 月にかけて中部太平洋より高い状態が続く事例が生じるようになった。インド洋と中部太平洋の間の海面水温コントラストの変化にはヒステリシスが見られることから、インド洋の海面水温が高い状態には、自らを維持するメカニズムがあることが示唆される。

謝辞

本研究は、科学研究費補助金 26220202 (代表松本淳) の支援を受けています。描画には一部地球流体電脳ライブラリを使用しています。COBE-SST2 は、NOAA/OAR/ESRL PSD のウェブサイト <https://www.esrl.noaa.gov/psd/> から取得しました。

参考文献

- Chowdhury, M. R., 2003: *Theor. Appl. Climatol.*, 76, 105-124.
- Hirahara, S. et al., 2014: *J of Climate*, 27, 57-75.
- Hofer, T. and B. Messerli, 2007: *Bangladesh Floods*, UN Univ., pp. 450.
- Terao, T., et al., 2013: *J. Meteor. Soc. Japan*, 91, 1-21.
- Wang, Y., et al., 2001: *J. Meteor. Soc. Japan*, 79, 575-588.

局地気象研究のすすめ

－「肱川あらし」と「北岩手波状雲」の事例を中心に－

名越利幸（岩手大学教育学部）

1. はじめに

我々が生活している大気環境に関して、あまりにも身近であるが故に興味は薄れていた。しかし、昨今、気象現象が極端化し、地形が要因と見られる様々な気象現象により、自然災害が多く発生した。この事実は、我々にあらためて、局地気象研究の重要性を問いかけている。ここで、局地気象とは、大辞林によれば、「比較的狭い範囲に特徴的に現れる気象現象。例えば、湖や丘、山や谷、海岸や森林、都市などはそれぞれに特徴的な気象状態をもたらす。」とある。しかし、吉野（1986）によれば、「その地域だけの特殊な現象ではなく、条件が似ていれば、程度の差はあっても、同じ様な局地現象が生じるのである。・・・さまざまな局地現象を研究比較することで一般性を導き出せる。」と述べている。事例としてお話する「肱川あらし」の原理がわかってきたことで、同じ様な現象として、鹿児島島の「川内川あらし」も今注目されつつある。

局地気象の研究は、我々の身近な場所で起こる自然現象であり、その再現性や頻度、一般化など、多くの興味ある研究主題が見つかる。小倉義光イリノイ大学名誉教授がおっしゃった「気象学は、経験を積めば積むほど、新しい発見ができる稀有の学問領域である。」と言う通り、局地気象研究は一生研究しても飽き足らない研究領域と言える。その一端を、筆者の経験を交え報告したい。

2. 事例①「肱川あらし」の研究

愛媛県西部地域を流れる「肱川」は、愛媛県最大の1級河川である。水源は鳥坂峠の標高460mにある。伊予灘の河口までは直線距離で18kmであるが、大きく蛇行しつつ四国山地を横断するため、流路は103kmもある。支流は474本と非常に多く、流域面積は1210km²に達する。名前の由来として、川の流れが腕の肱のように曲がっていることから、肱川と名づけられたという説がある。盆地が閉じており、流路が肱川一本である点が「肱川あらし」

発生に大きく寄与している（図1）。「肱川あらし」は、愛媛県の大洲盆地に発生する霧を伴った陸風である。肱川の中流域にある大洲盆地には、春と秋に放射冷却により霧（放射霧）が発生することが多い。深夜半から早朝にかけて盆地で発生した霧を伴う冷気が、一つしかない大気の入出口である肱川に沿って流れ、河口付近で伊予灘に吹き出す現象、これが「肱川あらし」である。大洲盆地の北端である「五郎」から河口の「長浜」までの区間は、高低差が約10mと極めて小さく、両岸に山脚が迫り、白滝付近でV字谷的な地形となっている。霧（移流霧）を伴う肱川あらしの風は、この下流のV字谷により加速し、河口域では最大20m/s前後の強風となる。これを「だし」風（Gap Wind）と呼ぶ人もいる（Ohashiら, 2014）。大洲盆地内に放射冷却で発生した冷気は周囲の空気よりも重いので、重力流（gravity flow）として肱川に沿いかつ最峡谷を流れ出るゆえだ。また、冬季は霧によって流れが可視化されるので現象をとらえ易い。愛媛県大洲市長浜町の方々は、河口に現れるこの移流霧と蒸気霧を伴う強風を「肱川あらし」と呼ぶ。「肱川あらし」は、大洲盆地が移動性高気圧に



図1 肱川あらしガイドブック（表紙）

覆われ、よく晴れた穏やかな日の翌日に現れやすい現象で、特に秋（11月、10月）と春（3月）、また、冬の北西の季節風が弱まった時（12・1・2月）にも出現する傾向にある。大潮の時期になると、海風により海上の水蒸気と凝結核となる波が壊れることでできる海塩核が大洲盆地内に流れ込むため霧ができやすくなり、より大きな肱川あらしが出現する。このように、通年にわたって出現し、その発生頻度が高い局地風にもかかわらず、社会的な被害を及ぼすまでの強風ではないこと、また、肱川に沿う約10kmという非常に狭いエリアの局地風であったために、これまでの研究例は少ない。本稿では、これまで調査された研究内容から、「肱川あらし」の謎に迫り、その全貌を明らかにする。

3. 「肱川あらし」の研究調査観測

「肱川あらし」に関する気候学的な調査は、井上（1959）によってはじめて行われた。長浜高校で観測された1年間の風向・風速・気温のデータから「強い陸風」の月別発生回数や開始・終了・継続時間などを調査し、最大風速は夏季に弱く冬季に強いこと、吹きはじめがおおむね日没後1時間以内であること、終了時刻は夏季が10～11時、冬季が12～13時であると述べている。また、森・鎌田（1994）は、3年間のアメダス観測データを用い、大洲盆地や平地の風との比較から「肱川あらし」の気候学的特性を調査し、肱川河口にある長浜のアメダス観測点の風の日変化が瀬戸内海沿岸の平野部とは大きく異なり、日中に比べ夜間から早朝に風速が強くなり、陸風が顕著に発達すること、その条件として、総観場の気圧傾度が小さく、天気がいの場合に、10m/秒を越えるような強い陸風が吹くことを示した。また、西本（1978）は、河口から1km離れた海上で約10m/秒の風速を確認している。一方、中田（1982）、谷治ら（1992）、深石（1992）、名越（1998a）、名越ら（2007）、重田ら（2014）、Ohashiら（2014）は、1年の中で最も発生頻度の高い11月に現地で、特別観測を実施している。中田は、11月中旬に単身で移動観測を行い、「肱川あらし」の供給源は大洲盆地に堆積した冷氣であること、冷氣の流出にともなう霧は大洲盆地で発生した逆転層下の放射霧と川面からの蒸気霧であることを見出した。谷治らは、川筋に沿った13点で地上の風向・風速を、その中の2地点でパイロットバルーンを用い風の鉛直分布を、また、大洲盆地内で係留気球をあげ各気象要素の鉛直分布を観測した。その結果、肱川中流域の白滝を境に風速が急変すること、気温の逆転層高度は

400m弱にありその高度まではほぼ飽和していること、また、朝方、出石では300mぐらまで強風が吹き、その上では急激に減速することなどを見出した。重田らは、10月下旬から11月初旬にかけ4大学合同チームで大洲市長浜河口部において、パイロットバルーンと係留気球観測を同時に行った。その結果、肱川直上の新長浜大橋（高度約20m）で観測された風速がアメダス（長浜）*や肱川河口の堤防で記録された風速の約2倍になっていることから、摩擦抵抗の少ない川面で強風軸が形成されていることを示唆した。また、河口付近の夜間の気温逆転が、大洲盆地の冷氣の移流によって形成されることや上空の風の観測から、肱川あらしの最盛期が5時頃であり、肱川河口で観測された地上風速に比べ5倍以上、最大で22m/秒（高度150m）にもなり、この強風帯の厚さは200mに達したと報告している。しかし、その供給源である大洲盆地の冷氣や五郎から長浜河口部までの流れの変容に関しては未だ調査されていない。

筆者は、あらしが発生した肱川に沿う各地点で、気温、湿度、気圧、風速の移動観測を行い、河口から約4km上流側のV字谷（白滝手前の高圧送電鉄塔付近）を境に、風速が下流側で大きく増加すること、五郎と河口付近までの間で、気圧の上昇・下降が2回存在することを確認した。霧を伴わな

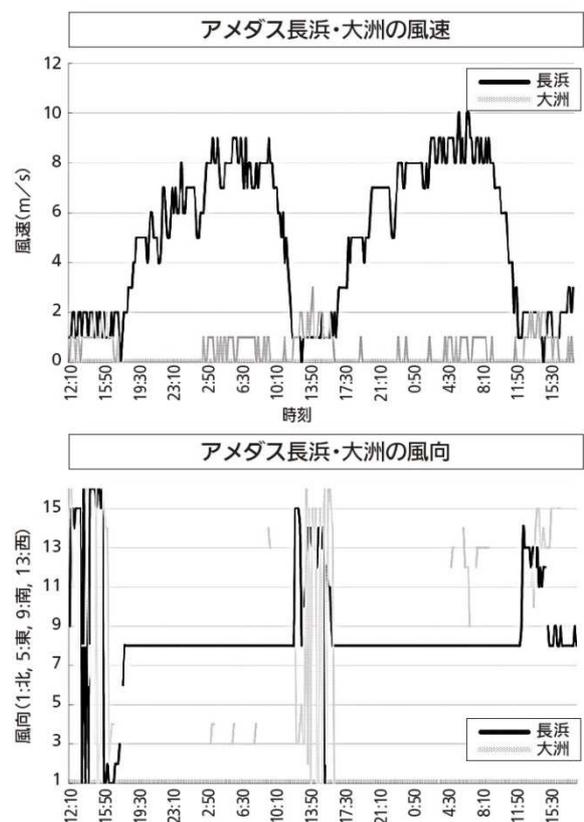


図2 アメダス長浜・大洲の風速・風向（1997, 11, 2～4）

い通常の海陸風は、一般にほぼ半日周期で交代する。その朝夕の交代時期に、風と言われる静穏な状態が出現する。ところが、図2に示すように、肱川上流の大洲盆地ではほとんど風が吹いていないが、肱川河口の長浜^{*}では、早朝、平均で約8m/秒～10m/秒の強風が吹いている。また、長浜の風向の特徴として、18時から翌日の12時までおよそ18時間陸風が吹き続けており、風向も一定である。海風は、12時から18時までの6時間しか吹かない。これらが「肱川あらし」の出現時の特徴である。

さらに、気温の逆転層のトップ（霧層の上限：350m～400m）より若干上部に、みかん農家がベルト状に立地している。みかん農家の方々に聞き取り調査したところ、霧層の影響を受けず、日射が十分に確保される高度に、みかん畑を耕作したそうだ。この事実は斜面下降風による斜面温暖帯の存在を示唆している。この様に、昔の人々は自然環境を経験則で捉え、それらを活用して生活してきたことがわかる。^{*}アメダス長浜は、2003年1月から長浜中学校から海岸より（長浜甲）に移設した。1978.1.31開始。

4. 大洲盆地の放射霧と肱川河口の蒸気霧

晴天の日、地面付近は日中、短波放射によって気温が上がり、太陽が沈むと日射による加熱はなくなる。一方、地面からは常に大気に向かって長波放射が出ている。日中は地面に吸収される短波放射の方が地面からの長波放射よりも多いため地面が温められ、地表面付近の気温は上昇する。しかし、日没から日の出までは、地面からの長波放射により地面が冷えて気温も下がる。この現象を放射冷却という。夜間の放射冷却は、地面付近の風が弱いほど進む。周囲を山に囲まれている盆地では、斜面下降風（冷気流）等の影響も受け、夜間は強い放射冷却により急激に気温が下がり、

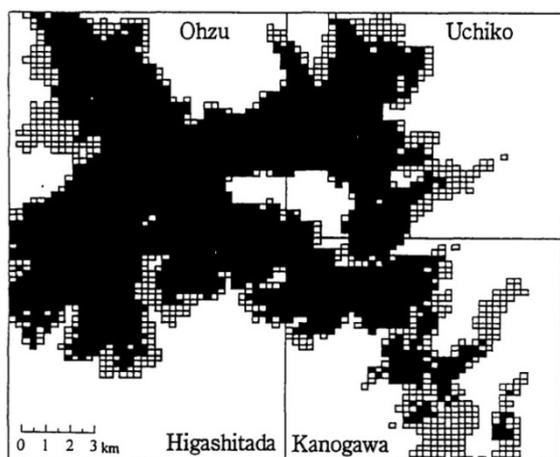


図3 ランドサットから算出した大洲盆地の霧の水平分布（1985, 12, 5, 13, ■：両日, □：1日）

冷気湖が形成される。このとき地面付近が適度に湿っていると、空気中の水蒸気は飽和に達し、霧が発生する。これが放射霧である。一般的には、発生した霧は盆地底で風が弱い流れされず留まり、日の出後しばらく残ることが多い。このように盆地は地形的に霧が発生しやすく、また霧が長く滞留し易いと言える。大洲盆地では、形成された放射霧が五郎から長浜河口へ向けてゆっくりと移動する。白滝付近の狭窄部（Gap）を通過すると、速度を速め滝雲のように流れ出る。これを移流霧という。一方、蒸気霧とは暖かく湿った空気が冷たい空気と混ざって発生する霧である。暖かい水面上に冷たい空気が入り、水面から蒸発が起こり、その水蒸気が冷やされて水滴となる。冬の季節風吹走時の日本海の蒸気霧は有名である。黒瀬ら（1998）は、大洲盆地における霧の観測を行いその水平分布と上限高度を求めた。図3は、ランドサットデータから得られた大洲盆地における霧の水平分布である。また、霧の上限高度は、200m～300mに有り、定点観測地点の高度320mを越えないと述べている。

忘れてはいけないのが蒸気霧の振る舞いである。2008年に愛媛県立長浜高等学校科学部は、第52回日本学生科学賞に応募し、見事環境大臣賞に入賞した。そのテーマが「「肱川あらし」の発生条件と塩水くさびの影響」という蒸気霧に関する内容である。この研究は、潮の満ち引きが蒸気霧の発生に大きく寄与することを確認した。また、大潮の時、海水が白滝付近まで遡上することを発見した。さらに、蒸気霧が発生する水温と気温との温度差を室内実験も含め研究し、温度差8.9度であることを見出した。また、齊藤（2014）は、蒸気霧に関して、あらし出現時、船からの観測も行った。

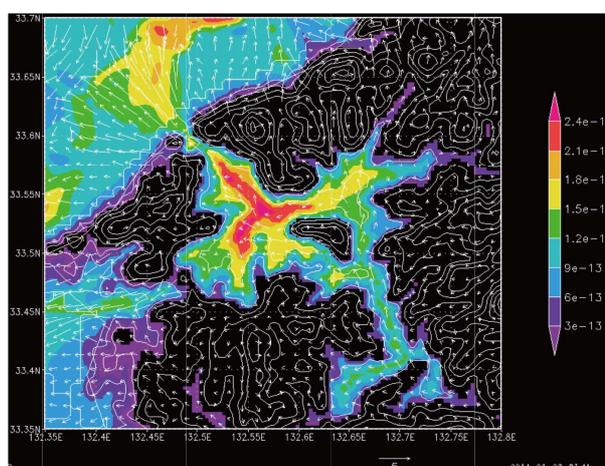


図4 数値実験による300mまでの霧の積算値と地表風（2010, 1, 19, 6時30分）

その際、赤外線サーモグラフィ (CPA-0170A, FLIR 製) により、霧の温度を測定したところ、 $4^{\circ}\text{C}\sim 6^{\circ}\text{C}$ の値を示した。また、あらし展望台から、移流霧が海上に下降する際、昇温することで霧が蒸発し可視化できなくなるが、サーモグラフィの映像からは、水蒸気が海面まで下降し拡散している様子を確認することができた。さらに、川面に注目すると、水面から発生した蒸気霧の対流は、川面を吹く冷気流により流され、冬の日本海に出現する筋状雲と同様に、流れに平行なロール状となり、流れに対して筋状 (縞模様を形成) になる。

しかし、大洲盆地での放射霧の発生や肱川に沿う移流霧、川面の蒸気霧の動態については未だ不明な部分が多い。

5. 「肱川あらし」の数値シミュレーション

数値的研究の経緯として、1990年代に、オクラホマ大学が開発した ARPS (The Advanced Regional Prediction System) を用い「肱川あらし」数値シミュレーションが複数試みられたが、再現することができなかった。筆者もその一人である。数値シミュレーションによるあらしの風に関する研究成果は、里村 (2003) が RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) を用いて行い河口での強風を初めて再現した。その後、重田ら (2009) がメソ気象モデル WRF-ARW Ver2.2 (Weather Research and Forecasting Model) を用い、扇状に吹き出している様子を再現した。だが、霧の再現には至らなかった。気象の数値シミュレーションで霧を再現することは現在でも難しい課題とされている。この様な状況の中、名越ら (2013) は、名古屋大学宇宙地球環境研究所坪木研究室が開発した雲解像モデル CReSS (Cloud Resolving Storm Simulator) による「肱川あらし」の数値シミュレーションを実施し、初めて「肱川あらし」の霧の再現に成功した。また、齋藤 (2014) は、2013年12月初旬に陸と海からの現地調査を実施し、数値実験結果と合わせ、「肱川あらし」の霧の謎に挑み、その全貌を明らかにしようと試みた。以下にそれら結果を述べる。

黒瀬らの霧の水平分布図 (図3) と比較するために2010年1月19日午前6時30分 (300mまでの積算値で最大) の雲水量と風ベクトルの水平分布図 (霧内部の放射過程を考慮) を図4に示す。ほぼ観測と同様の分布となっている。また、肱川の支流が合流し、河口に向かって流れ出す五郎付近が最も霧が濃いことがわかる。同時刻の地表面温度を

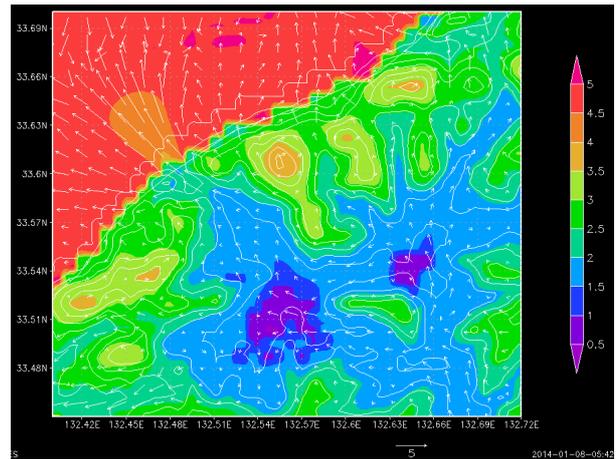
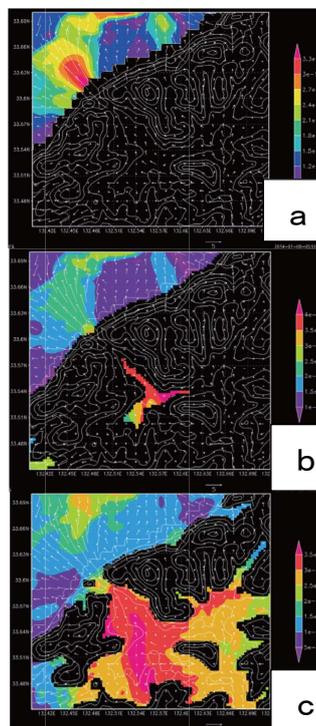


図5 数値実験による地表面温度と地表風 (2010, 1, 19, 6時30分)



低温域が生じており、冷気湖の形成を意味する。五郎から長浜河口までの肱川に沿う方向で眺めると、狭窄部 (Gap) の手前まで霧は濃く、下るといったん薄くなり、さらに濃くなり、河口部で再び薄くなるという風に波をうっている。これは前述した気圧の2回の上昇・下降と合致する。図6abcは、同時刻の20m, 100m, 300mの高度での霧と地表面の風ベクトルの水平分布である。

図6abc 同日同時刻の20m, 高度20m (図6a) では、100m, 300mの高度での霧と 陸上には霧がなく、海地表面の風ベクトル 上に「肱川あらし」と「須沢あらし」による扇状の蒸気霧と下降してきた移流霧が存在することがわかる。高度100m (図6b) では、肱川河口の扇の要部分に下降した霧の先端部が少し見える。また、陸地側では、図4で積算値が高かった地域に霧がみられるものの、ほとんどの地域で霧は見られない。すなわち、内陸部での現地観測で経験した様に、霧は地表から約100mまでは存在しない。高度300m (図6c) では、大洲盆地全体が雲海になっている様子が見える。この結果、陸上の霧は、100m~300mの間に存在することがわかる。一方、肱川に沿う軸で断面を切り、川に沿う河口付近の鉛直気流 (上昇・下降) の等値

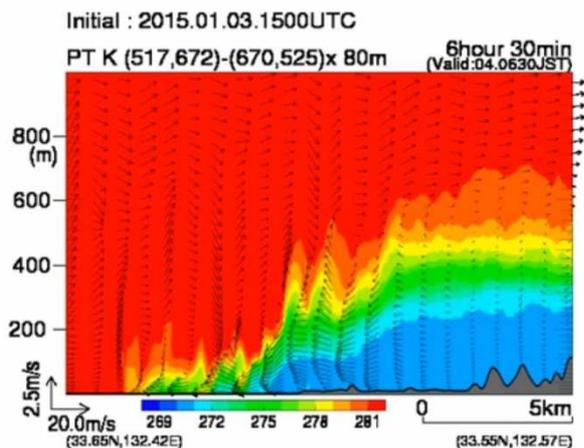


図7 河口に沿った温位の断面図と風ベクトル線図が、図7である。狭窄部から下流側で、300mぐらいから下降流、その後上昇流域を経て、河口で、高度100~200mで下降流のピークを示す。

以上、「肱川あらし」の全貌について、「風」と「霧」という観点で述べてきた。この全貌を調査するために、これまで多くの研究者が大洲市を訪れ、調査研究を行ってきた。私自身、今から22年前の11月に、初めて「肱川あらし」を眺め、幻想的な大洲の雲海、V字谷からの流れ出る滝のような霧、河口での霧を伴う強風やロール状の蒸気霧に直面し、その虜になってしまった。将来、新しい気象衛星「ひまわり」に搭載されている「高分解能の気象衛星雲画像」、「LES (Large Eddy Simulation) モデル」等の詳細な気象数値シミュレーションや谷地形に強い「ウインドプロファイラ (Wind Profiler)」などの登場で、より微細な霧を含めたあらしの力学的構造が明らかになるであろう。また、わずか約10kmというエリア内で、海陸風、だし風、重力流、冷気湖、斜面下降風、斜面温暖帯、ハイドロリックジャンプ、ロール状対流、K-H不安定、蒸気霧、移流霧等々、気象学のさまざまな現象が混在して発生していることに驚嘆する。世界に一つしかない局地風「肱川あらし」の今後の調査研究に期待したい。

6. 事例②「北岩手波状雲」の研究

「盛岡の人は傘をささない」。この著者の疑問を解く鍵は、お天気雨と風花にあった。単純な長い山脈の稜線に直交する気流に及ぼす影響に関して、大気が静力学的に安定な成層をしている場合、風上側の風速の鉛直分布によって山越え気流は4つの型に分類される。層流となるものや停滞渦となるもの、ローター雲を生じるものや乱流を伴うものである。吉野 (2008) は、奥羽山脈上に風枕雲

が、雫石上空に位置を留めるローター雲 (波状雲) が存在することを示した。筆者は、この山越え気流に伴う第2のローター雲が岩手大学上空にあることを発見した (図8)。



図8 北岩手波状雲 (2波から3波に遷移した様子)

そこで、高橋 (2011) は、「学校气象台」ライブカメラ映像から一年間の出現頻度を調査し、北西の季節風が強い冬場に多く、南風が多い夏場に少ないことを示した (図9)。また、ローター雲の出現条件は、風上側の風向が北西であること、風速の鉛直分布が単純増加であり、盛岡市上空の凝結高度が1200m前後であることを見いだした (図10)。

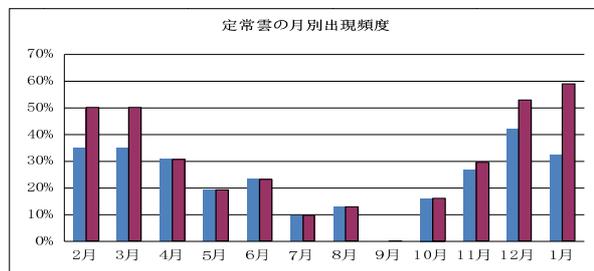


図9 月別出現頻度 (2011, 2. ~2012, 1)

赤色は、画像が雪で見えない場合を除いた出現頻度

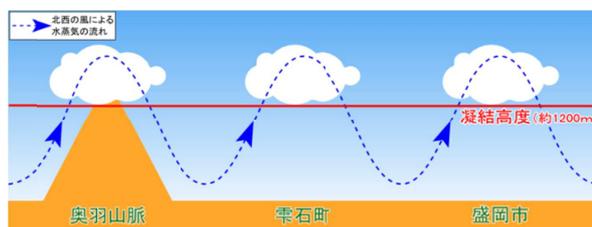


図10 北岩手波状雲のイメージ

その後、西山 (2015) は、名古屋大学の雲解像モデル CReSS を用いその力学的構造 (図11) と東北全域での波状雲を調査し、盛岡地域がローター雲出現の条件に最も適した領域であることを示した。さらに、雲は伴わないが、約100km以上東方の宮古まで波の影響が及んでいることがわかった。この雲を吉野正敏筑波大学名誉教授の助言もあり、

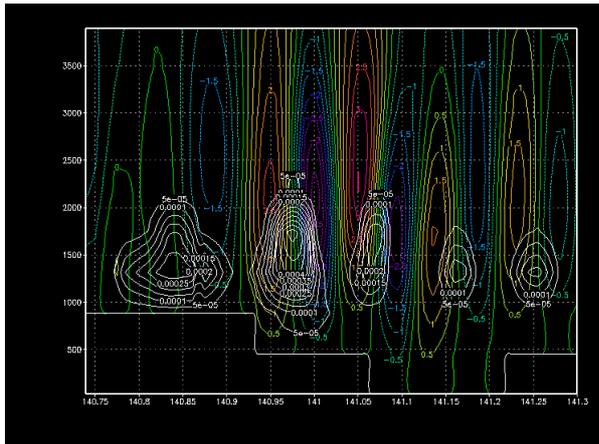


図 11 国道 46 号線に沿った断面，鉛直流と雲水量

「北岩手波状雲」と名付けた。この様に，北上盆地内は，奥羽山脈越え波状雲の影響を大きく受け，停滞したローター雲の領域と晴天の領域がほぼ東西方向に縞状に発生する（図 11）。雲の領域での降水や降雪が晴天域に流されてくる為，お天気雨や風花となる。また，北上盆地は，朝日が昇るとき西側の空を見ると，ローター雲の降水が原因で虹が発生する頻度が高い。これら気象現象を現地の人々は生活経験として小さい頃から体感し，傘をささないのである。

引用・参考文献

「肱川あらし」

- 井上 基（1959）「肱川あらし」について，昭和 34 年度 四国地区研究会誌，高松地方気象台。
- Houghton ,D.D and Kasahara ,A（1968）Non-linear shallow fluid flow over an isolated ridge,Commun.Pure Appl.Math,21, 1-23.
- Arakawa,S（1969）Climatological and Dynamical Studies on the Local Strong Winds,Mainly in Hokkaido,Japan,Geophys.Mag,34-4,359-425.
- 西本洋相（1978）肱川あらし,海の気象,24,(2), 17-21.
- 中田隆一（1982）肱川あらしの調査，研究時報，34,3, 135-139.
- 黒瀬義孝・深石一夫・林 陽生・大場和彦（1998）愛媛県大洲に発生する盆地霧の気候学的な特徴，農業気象 54（1），13-21.
- 吉野正敏 小気候 1986 298p. 地人書館
- 深石一夫（1992）愛媛の気候,財団法人愛媛県文化振興財団,319 頁。
- 谷治正孝，岡本智順，深石一夫（1994）大洲盆地の霧と肱川あらしの垂直構造，日本地理学会講演予稿集，100-101.

森征洋，鎌田章司（1994）肱川河口における風の日変化特性について—強い“陸風”の例—。天気，41，79-88.

名越利幸・木村龍治（1998c）霧によって可視化された大気中のハイドロリック ジャンプ,可視化情報，18 巻，1 号，229-232.

里村雄彦（2003）第 15 回 日本気象学会夏季特別セミナー—気象夏の学校講演

名越利幸他（2007）肱川あらし出現日の特定に関する研究，日本流体力学会年会論文集。

名越利幸（2009）立体地形模型を用いた局地風の流体実験教材—霧を伴う陸風「肱川あらし」を事例として—，地学教育 62 巻 3 号，65-77.

Houghton ,D.D and Kasahara ,A（1968）

Non-linear shallow fluid flow over an isolated ridge,Commun.Pure Appl.Math,21, 1-23.

Saito,K（1992）Shallow water flow having a lee hydraulic over a mountain range in a channel of variable width,J.Met.Soc.Japan,70,775-782.

重田祥範・石原慧太・大橋唯太・寺尾徹（2009）愛媛県大洲市で発生する局地風「肱川あらし」—地上気象観測と数値シミュレーションによる解析—，日本気象学会春季大会講演予稿集。

名越利幸・齊藤菜・井上祥史・吉岡真由美・加藤雅也・坪木和久（2013）「肱川あらし」の霧の数値シミュレーション—名大雲解像モデル-CReSS を用いた試み—，日本気象学会秋季大会講演予稿集。

重田祥範・大橋唯太・寺尾 徹・大澤輝夫（2014）愛媛県大洲市沿岸部で発生する局地風”肱川あらし”の鉛直構造，天気，61,2,13-18.

Ohashi,Y・Terao,T・Shigeta,Y・Ohsawa,T(2014) In situ observational research of the gap wind "Hijikawa-Arashi" in Japan. Meteorol Atmos Phys.

名越利幸他（2015）Great Nature Story 肱川あらしガイドブック，愛媛県大洲市，p95 .

「北岩手波状雲」

- 吉野正敏（2008）世界の風・日本の風，成山堂書店,140p.
- 高橋由衣（2011）「学校气象台」ライブカメラを用いた波状雲の出現に関する観測的研究，岩手大学卒業研究論文（理科）
- 西山純美（2015）奥羽山脈越え山岳波の数値的研究，岩手大学卒業研究論文（理科）