例会講演要旨集

第140号

目　次

詳細目次・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・表紙裏

例　会

1. 高知県の過去の雨量データから解析した豪雨の頻度分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・1
2. 地上気象データの日周期の季節変動の地域特性について:高知県の解析 ・・・・・・・・・・・・・・・・・3
3. 四国における降雪分布の地域特性に関する解析 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・4
4. 太平洋側の降雪特性についての研究 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・8
5. 高知市上空の水蒸気変動と大雨の関係～GPS 可降水量データを用いた予察的解析～ ・・・・・・・・・12
6. 2016 年 6 月 20 日の愛媛県南予地方の大雨～観測データからの発生要因の検証～ ・・・・・・・・・・14
7. 2016 年 10 月 5 日に発生した高知竜巻親雲のレーダー解析 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・17

特別講演

「2016 年の台風第 5～7 号と第 9～11 号の発生に関わるモンスーン渦の特徴」 ・・・・・・・・・・・・・・21
山田 広幸氏（琉球大学理学部物質地球科学科門　准教授）

2016 年 12 月 9 日（金）、10 日（土）

高知大学朝倉キャンパス共通教育棟 3 号館 2 階 325 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. 高知県の過去の雨量データから解析した豪雨の頻度分布 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・1
＊中前 久美・柴田 清孝（高知工科大学環境理工学群）
2. 地上気象データの日周期の季節変動の地域特性について:高知県の解析 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・3
＊柴田 清孝・中原 健太（高知工科大学環境理工学群）
3. 四国における降雪分布の地域特性に関する解析 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・4
＊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）
4. 太平洋側の降雪特性についての研究 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・8
＊三輪 雅史（高知大学理学部）・村田 文絵（高知大学自然科学系理学部門）
5. 高知市上空の水蒸気変動と大雨の関係～GPS 可降水量データを用いた予察的解析～ ・・・・・・・・・・・・・12
＊森 牧人（高知大学農学部）・坂出 知也・能島 知宏（高知大学大学院総合人間自然科学研究科）
6. 2016 年 6 月 20 日の愛媛県南予地方の大雨～観測データからの発生要因の検証～ ・・・・・・・・・・・・・・14
＊一 広志（日本気象予報士会四国支部）
7. 2016 年 10 月 5 日に発生した高知竜巻親雲のレーダー解析 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・・17
＊湯浅 惣一郎（高知大学総合人間自然科学研究科）・佐々 浩司（高知大学自然科学系理学部門）

（＊は講演者）

特別講演

「2016 年の台風第 5～7 号と第 9～11 号の発生に関わるモンスーン渦の特徴」 ・・・・・・・・・・・・・・・・・・・21
山田　広幸（琉球大学理学部物質地球科学科門　准教授）

高知県の過去の雨量データから解析した豪雨の頻度分布

中前久美、柴田清孝 (高知工科大学)

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いる (気象庁 異常気象レポート, 2014)。本研究では、高知県において過去に観測されたアメダスの降水量データを解析し、豪雨の頻度や年降水量などから、気候モデルによる過去再現や予測の精度を検証する。

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

気象庁の地域気象観測システム (Automated Meteorological Data Acquisition System; AMeDAS) は、1974 年から運用を開始しており、降水量、風向・風速、気温、日照時間の観測を自動的に行い、そのデータは気象庁の Web ページで公開されている。本研究では、このデータから、高知県内の降水データを日雨量にして用いる。気象台や測候所のある高知や室戸では、1986 年からのデータが蓄積されており、最近のものは 1 時間雨量で得られている。一方、新たに観測点として設置された地点は 1979 年からの 1 時間雨量データがある。また、モデルデータ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) の日本域ダウンスケーリングされたデータ (RCM; 1950.09-2010.08) も用いる。

3　解析

高知県は、四国山脈と太平洋に挟まれて、四国地方の中で雨の最も多い地域であり、特に、県の東側の雨量が多いことがわかっている。図 1 は魚梁瀬の、図 2 は高知の日雨量頻度分布である。これによると、魚梁瀬 (やなせ；標高 450m、四国山脈の南東部に位置する山間にある) は 2011 年 7 月 19 日に日雨量 851.5mm という、2015 年時点で日本国内最大値を記録した他、30 年以上解析期間の中で、日雨量 400mm を超える極端に多い雨量が何度か観測されていることがわかる。また、高知は海側に位置するが、同様に過去 30 年ほどの間に 400mm を超える豪雨を何度か観測している。しかし、室戸や大栃 (おおどち；標高 210m、魚梁瀬よりもやや西よりの物部川上流域の山間にある) では 400mm 以上の豪雨は観測されていない。高知県内の降水傾向は地形の影響が強いと考えられるが、これらの違いは他の要因も考慮しなければならないことを示唆している。

一方、図 3 と図 4 は過去モデル (d4PDF) で提供されている全てのデータ (50 メンバー、30 年間) を、各々高知市と魚梁瀬の観測地点の緯度経度に合わせたグリッドについて解析して日雨量頻度分布にした図である。高知市の場合は年総降水量の観点からみると再現できているようにみえるが、日降水量 500mm を超える極端な豪雨は再現できていない。また、魚梁瀬のように降水量が多く地形的な影響の大きい地点では、年総降水量も再現できていないことがわかる。高知県全体では、d4PDF データで示された降水量は、アメダス観測データよりも過小評価されていることが多い。図 5 と図 6 は、各々異なるメンバーの異なる年の年総降水量の分布を示したものである。実際の過去の極端気象現象を時系列的に妥当に再現しているわけではないが、極端に降水量の多い年があることは再現できているといえる。

今後は、アメダスで観測された降水傾向が、高知県内でどのように違うのかを地形の影響もあわせて検討し、d4PDF の過去モデルではどのように再現されているかについても解析してく予定である。

データソース

- 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
  https://www.jamstec.go.jp/sousei/jp/event/others/d4PDFsympo/index.html
- 気象庁 各種データ・資料 過去の気象データ
  http://www.jma.go.jp/jma/menu/menureport.html

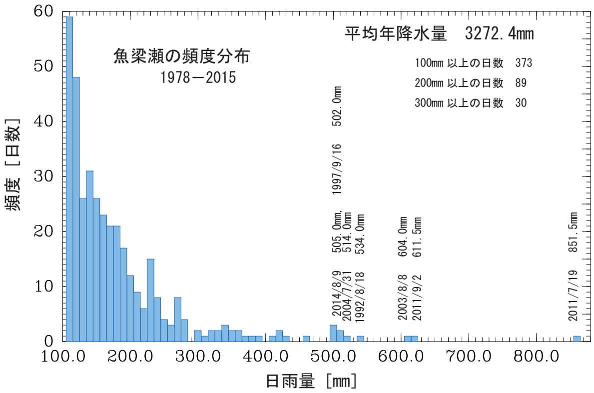


図 1　魚梁瀬の日雨量頻度分布。2011 年 7 月 19 日：815.5mm、2011 年 9 月 2 日：611.5mm、2003 年 8 月 8 日：604.0mm

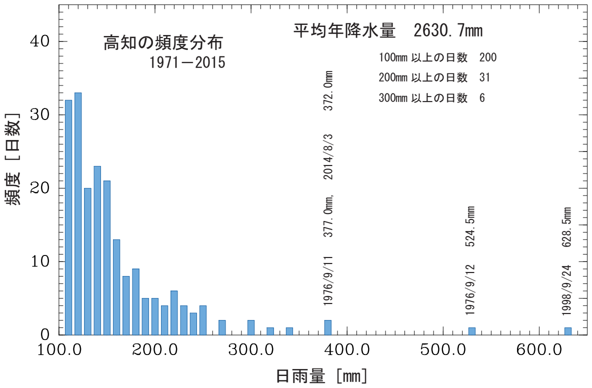


図 2　高知の日雨量頻度分布。1998 年 9 月 24 日：628.0mm、1974 年 9 月 12 日：524.5mm

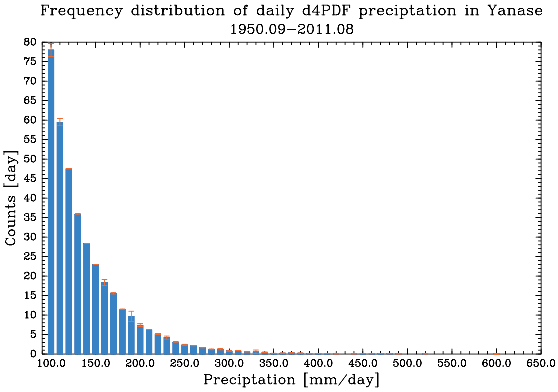


図 3　過去モデルにおける魚梁瀬の日雨量頻度分布。50 メンバー 1950.9 − 2011.8 の 30 年間

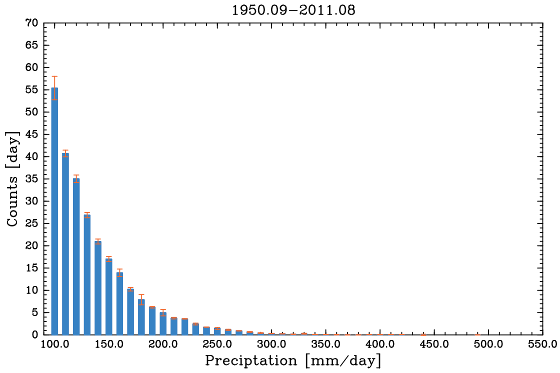


図 4　過去モデルにおける高知の日雨量頻度分布。50 メンバー 1950.9 − 2011.8 の 30 年間

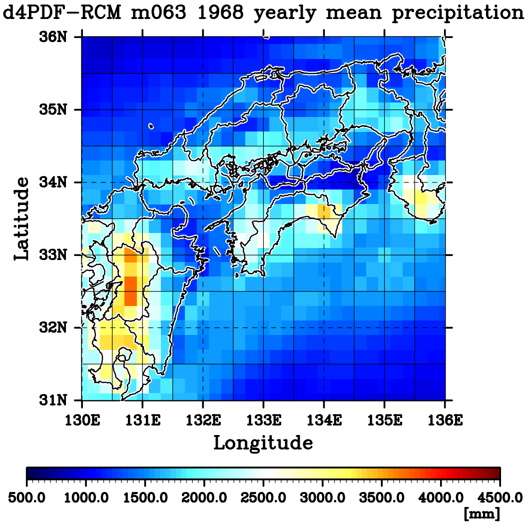


図 5　過去モデルの示す年総降水量の領域分布。63 メンバー、1968 年

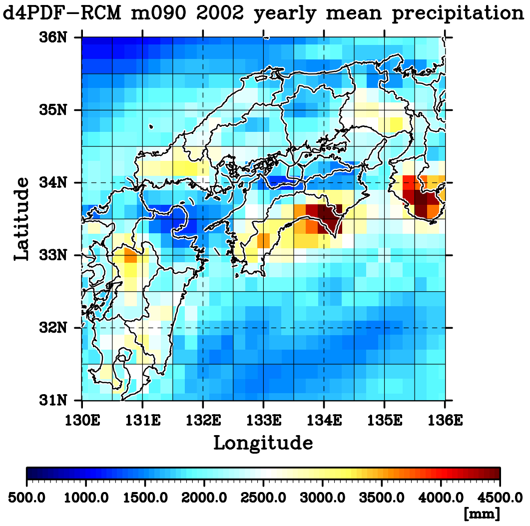


図 6　過去モデルの示す年総降水量の領域分布。90 メンバー、2002 年

地上気象データの日周期の季節変動の地域特性について：高知県の解析

柴田清孝*、中原健太（高知工科大学）

１．はじめに

故事「秋の日は釣瓶落とし」は、秋は日の暮れるのが早いことを表している。確かに、日照（可照）時間を年周期の正弦波とすると日々のその短縮速度は秋分が最大であり故事に符合するが、体感的な晩秋の日暮れはこの年周期計算の変化よりもっと早く、気温の日中からの急速な低下も絡んでいると思われる。本研究はそれを確かめるのが目的の１つである。

本研究はアメダス（と気象台）のデータを使って温度や風などの地上気象観測量の日周期変動 (diurnal variations) の季節依存性や地域特性を調べるものである。

2. 解析

長期間の短時間間隔のデータを扱うため、基本的に、アメダスデータは 1978 年から 2015 年までの 38 年間の 1 時間データ、気象台などのデータは 1 時間間隔になったのが 1990 年 6 月（高知）などかなり遅かったので、期間長を優先して電子ファイルが利用可能な 1961 年から 2015 年までの 55 年間の 3 時間データを用いた。

解析手順は以下の通りである。欠測値の自動的線形的な補間をした後、月・日・時間ごとの年を通したトレンド除去を行い、月・日・時間ごとに全年数間の平均と偏差を求め、1 時間（or 3 時間）間隔の 1 年間データを作る。このままでは変動が大きいので、季節変化を見る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。

３．結果

物部川最上流部の山間地にある大栃の 06, 09, 14, 18 時の季節変化は図１、四季の特定の日（1/21、7/21、10/21）の日変化は図２ようになる（春 4/21 の日変化は秋 10/21 にほとんど重なるので省略)。これらから例えば、14 時の気温が 12 時より高くなるのは寒季（11 月～3 月）であり、その他の季節は両者の差はほとんど無く真昼の変化がフラットになっていることがわかる。

時刻差による温度差（図３）はより詳細な日変化の季節変化を表し、例えば、14 時と 18 時の差は 9 月半までの約 3 度から 1ヶ月後の 10 月半ばには 4.5 度と急速に拡大し 12 月半ばまでフラットになっており、これが冒頭に述べた晩秋の日暮れどきの急速な気温低下に対応している。

14 時と 6 時の差（～日較差）は夏季より冬季が小さい（梅雨期を除く）が、海岸近くの平野部の高知（12 時と 6 時の差、図略）では逆になっており明瞭な地域特性を表している。

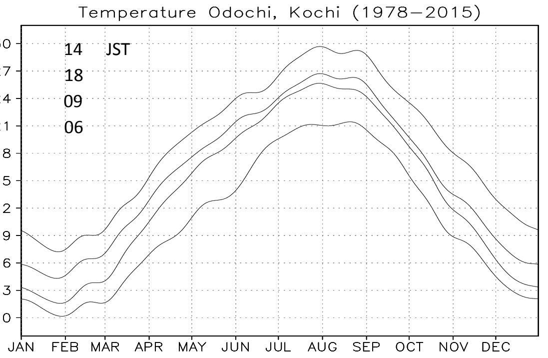


図1. 大栃の（上から順に） 14、18、09, 06時の気温の季節変化。

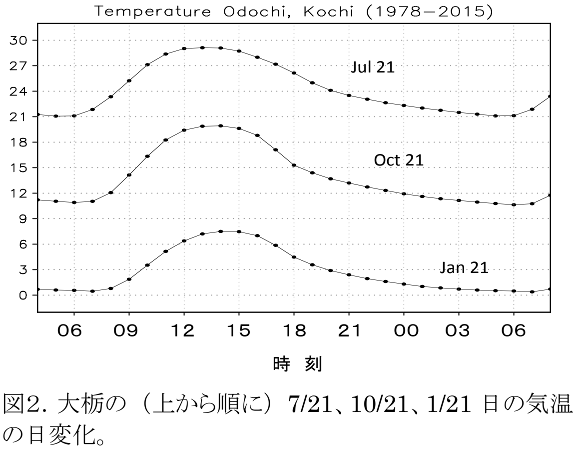


図2. 大栃の（上から順に）7/21、10/21、1/21 日の気温の日変化。

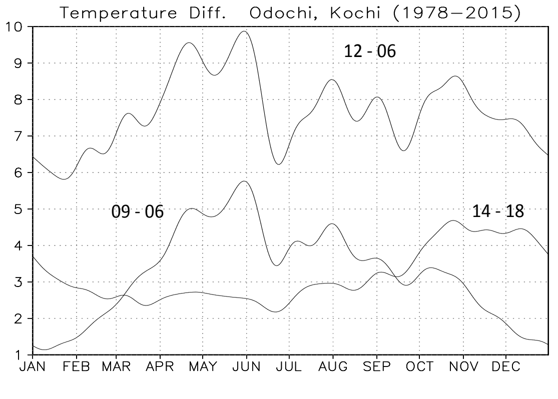


図3. 大栃の時刻差による気温差（上から順に、夏季）の季節変化。12 時と 6 時、9 時と 6 時、14 時と 18 時。

四国における降雪分布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。日下部(1968)によると、山間部も含め、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。

昨年 2015 年度の第 2 回例会では四国平野部の降雪の地域特性について報告した。この解析では四国の平野部にある限られた気象官署と測候所のデータを用いた。

本報告では、前回の解析の空白地域を補完するため、四国 4 県の気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量のデータを収集した。このデータを用いて、沿岸部から山間部にかけて広範囲のより詳細な四国の降雪の地域特性を調べた結果を報告する。

2. 使用データ

本研究では四国 4 県の気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 年までのデータが得られた 58 地点(愛媛県 18、香川県 7、徳島県 10、高知県 23 地点)について解析を行う。解析期間は 1951－2002 年の 52 年間とする。ただし、解析地点の空白を補うため、観測期間が 20 年以上ある豊浜(1951−1978 年)、京上(1964−2002 年)、大栃(1977−2002 年)、佐賀(1977−2002 年)の 4 地点のデータも使用する。また、観測期間の途中で観測点が変更或いは終了した地点は、その地点から半径 10 ㎞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 月を 1 冬季とした。

また、気圧配置の判断には気象庁地上天気図を用いた。

3. 解析方法

気象月報には各地の毎日午前 9 時の積雪量が記録されている。前日より積雪量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。

気圧配置別の分類は、地上天気図から、降雪時に最も近い時間帯の気圧配置を判断し、降雪の要因を冬型、南岸低気圧、日本海低気圧、南岸前線、その他と分類した。冬型降雪の場合は、おおむね 24 時間以内に次の降雪がみられた場合は同一イベントとした。南岸低気圧・日本海低気圧・南岸前線の降雪の場合は、同一の低気圧または前線による降雪であるものを 1 回のイベントとした。なお、寒冷前線や高気圧の縁辺の影響によると思われる事例が数回程度見られたが、降雪における全体数に比べ、極めて頻度は少なかったためその他とした。降雪回数と降雪量の解析において、観測期間の短い地点について観測期間の 52 年間に対する割合を乗じて、豊浜を 1.8 倍、京上を 1.3 倍、大栃と佐賀を 2 倍とした。

次に、55 地点(期間が短く一定ではない豊浜、大栃、佐賀を除いた)の降雪の有無についてクラスター分析法を適用した。全国の降水量分布についてクラスター分析法を用いて地域分類を行った草薙(2016)を参考に、四国の降雪域を地域区分することを試みた。

クラスター分析では、ユークリッド距離を指標として各 1 個のサンプルを含むクラスターから既形成クラスターのペアを探して集団化する作業を繰り返し、順次新たなクラスターを作ってゆく手法である階層的クラスタリングを用いた。クラスター分析に用いたデータ量は、55 地点の日毎の降雪の有無であり、「無」を 0、「有」を 1 とした。地点 i の降雪の有無を X_{i1}, …, X_{ip}、地点 j の降雪の有無を X_{j1}, …, X_{jp}、ここで p=6248 は 1951 年 1 月 1 日から 2002 年 3 月 31 日までの期間の冬季日数とする。地点 i と j の類似度を表すために(1)式で定義されるユークリッド距離 d_{ij} を用いた。

$$d_{ij}{}^2=\sum_{k=1}^{p}(X_{ik}-X_{jk})^2 \qquad (1)$$

クラスターを作ってゆく手法にもいくつかの計算法が存在するが、本研究においては Ward 法を用いた。55 地点の降雪の有無の時系列の類似度を数値化して樹形図を描き、クラスター化された各クラスターの降雪の特徴について調査する。

4. 解析結果

4. 1 降雪回数・降雪量・気圧配置による特性

四国での降雪の要因は冬型、南岸低気圧、日本

海低気圧、南岸前線、その他(寒冷前線、高気圧の縁辺)によるものに分類ができる。

各県ごとの気圧配置別平均年降雪回数を図 1、気圧配置別平均年降雪量を図 2 に示す。降雪回数・降雪量が四国で最も多い地域は、愛媛県の久万や高知県の梼原を中心とする四国山地中西部山間部や徳島県の京上を中心とする四国山地中東部山間部となり、地域的に 2 つのピーク地点が見られる。平均年降雪回数(平均年降雪量)は久万 9.8 回(70.0cm)、京上 7.9 回(74.3cm)、梼原 6.7 回(65.6cm)が続く。次いで、四国山地中部にあたる愛媛県の富郷 5.5 回(32.6cm)や高知県の本川 5.7 回(31.1cm)や船戸 5.6 回(37.3cm)、徳島県の池田 5.1 回(28.1cm)、四国山地西部の平野部にある愛媛県の宇和 3.7 回(25.1cm)や大洲 3.1 回(19.4cm)などが続く。

一方で、最も降雪回数・降雪量の少ない地域は、徳島県の日和佐や宍喰、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となった。特に、徳島県の宍喰や高知県の田野では 52 年間の統計で、1 ㎝以上の降雪量が観測された事例はなく、52 年間の総降雪回数(総降雪量)でも安芸は 1 回(1cm)、佐喜浜は 2 回(4 ㎝)、日和佐は 6 回(11cm)、室戸は 8 回(19cm)のみの観測となっており、この地域では社会生活に影響が出るほどの降雪はまれであるとみてよい。次いで、瀬戸内中西部沿岸平野部の今治 15 回(55cm)や大三島 23 回(91cm)、太平洋側中部沿岸平野部の後免 14 回(26cm)、高知 25 回(67cm)などが続く。

気圧配置別にみると、四国ではどの地点においても降雪のほとんどが冬型または南岸低気圧によるもので、日本海低気圧や南岸前線、寒冷前線、高気圧の縁辺によるものは統計期間中に数%(数回)程度の頻度であることが分かる。四国では全体的に冬型による降雪が優勢であるが、瀬戸内地域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。

県ごとに詳しくみると、愛媛県は久万や富郷を含む中・東予の山間部で特に降雪が多く、四国有数の多降雪地域となっている。また、南予は四国内の他の地域に比べ沿岸部まで降雪が多い傾向にある。一方、中・東予平野部で少ない。南予では冬型が降雪回数、降雪量ともに全体の 90%以上を占めている。松山以北の中東予平野部では降雪回数の 30～50%、降雪量の 50～80%を南岸低気圧が占めており、南岸低気圧による降雪の影響も大きい。

香川県は全体的に他 3 県と比べ降雪は少ない傾向にあるが、南方の讃岐山脈に近づくにつれて降雪が増える傾向にある。香川県では全体として、降雪回数の 30～50%、降雪量の 60～80%を南岸低気圧が占めており、こちらも南岸低気圧による影響が大きい。

徳島県は西部や南部山間部で降雪が多く、京上や池田、半田を含む西部山間部は四国内で有数の多降雪地域となっている。一方、沿岸部の平野部は北部から順に降雪が減少し、南部沿岸平野部ではほとんど降雪は見られない。徳島県は全体として冬型による降雪が優勢ではあるが、東部や南部山間部を中心に降雪回数のうち 20～30%、降雪量のうち 30～40%を南岸低気圧が占めている。

高知県は地域差が大きく、中部や西部の山間部を中心に降雪が多い地域となっており、梼原や船戸、本川などを含む中西部の山間部は四国内でも有数の多降雪地域となっている。一方で、中部沿岸平野部から東部沿岸平野部にかけては極端に降雪が少ない。高知県は全体として冬型の降雪が圧倒的に多い。沿岸部では降雪回数、降雪量ともに 90%以上、山間部では 80%以上を冬型が占めている。ただし、中東部の山間部にあたる本山、魚梁瀬では降雪回数のおよそ 30%、降雪量の 40%を南岸低気圧が占めている。

4.2 クラスター分析による地域分類

クラスター分析を行い、群化されたクラスターから地域性がよく見られる妥当な分類として、順に 2 群、3 群、6 群、9 群に分類した。2 群に分けた場合、52 地点を沿岸部型と内陸型に分類された(図 3a)。2 群それぞれの平均年降雪回数(平均年降雪量)の平均±誤差は、沿岸型は 0.6±0.5 回(2.5±2.2cm)、内陸型は 3.4±1.9 回(21.0±16.4cm)となる。この分かれ方の要因となるのは降雪の多少であると考えられ、降雪の少ない沿岸部と降雪の多い内陸部とする分け方となる。

続いて、3 群に分けた場合、沿岸部型、中央高地山間部型、内陸平野部型に分類された(図 3b)。平均年降雪回数(平均年降雪量)の平均±誤差は、沿岸型は同上、中央高地山間部型は 5.4±1.9 回(36.3±19.9cm)、内陸平野部型は 2.5±0.7 回(13.4±5.5cm)となり、降雪の特に多い中央高地山間部

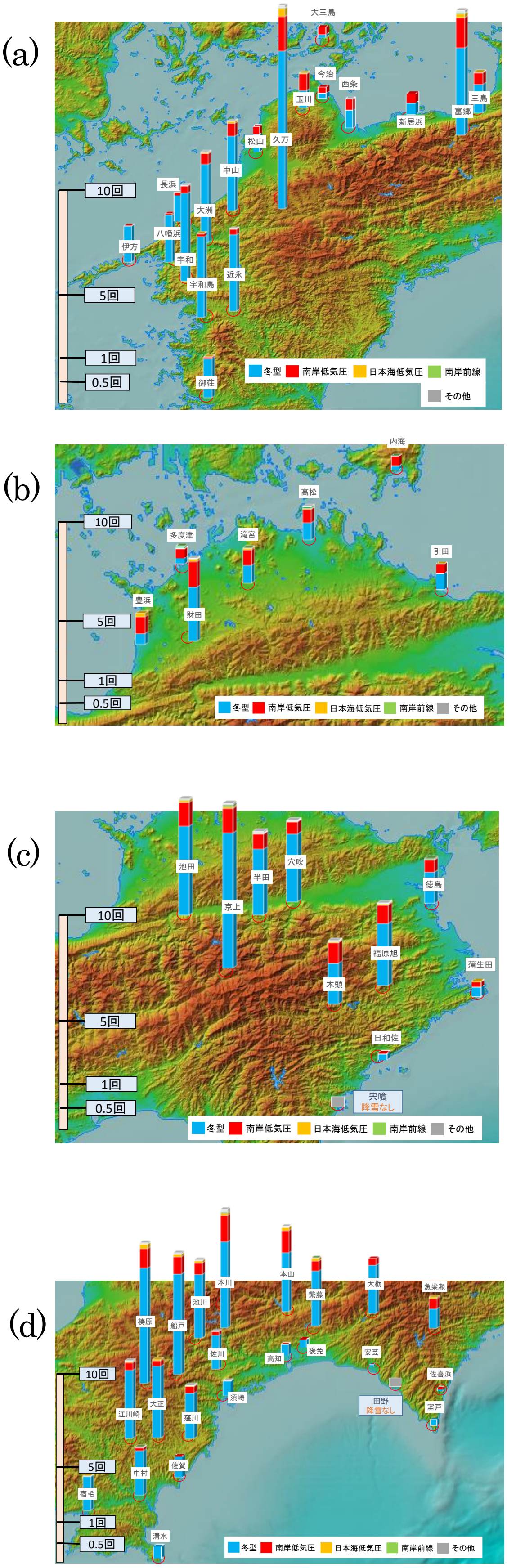


図１　各地の気圧配置別平均年降雪回数

(a)愛媛県 (b)香川県 (c)徳島県 (d)高知県

期間は 1951–2002 年

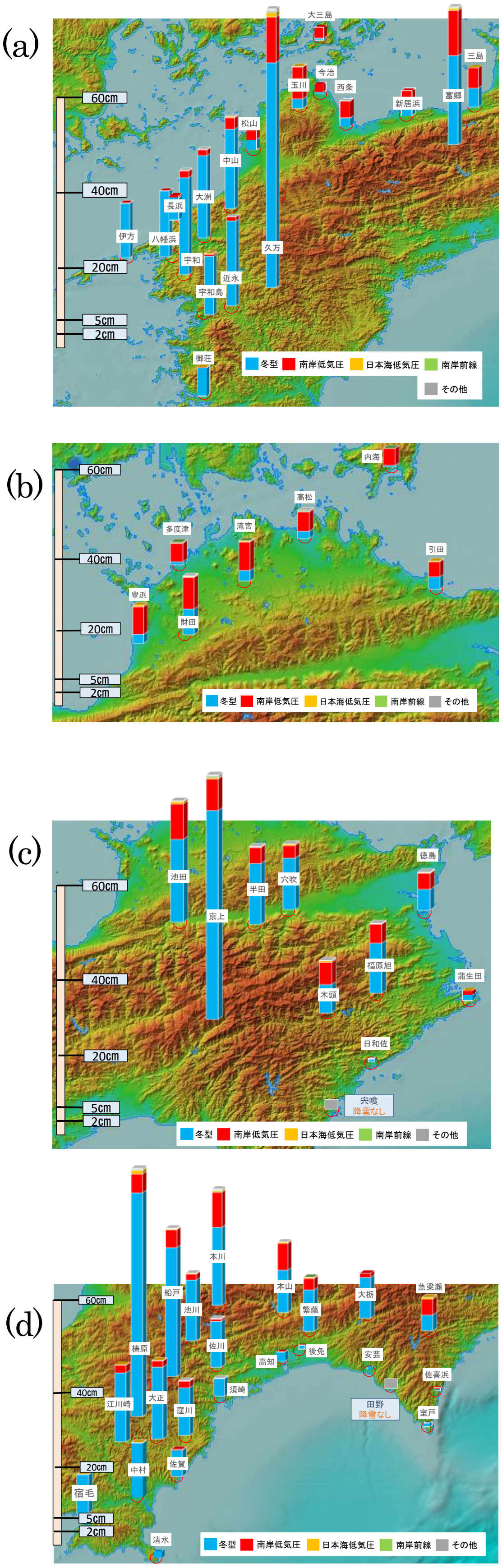


図２　各地の気圧配置別平均年降雪量

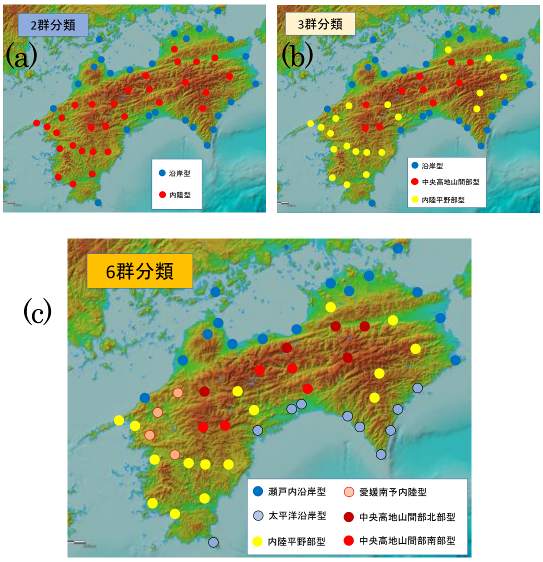
(a)愛媛県 (b)香川県 (c)徳島県 (d)高知県

期間は 1951–2002 年

と降雪の多い内陸平野部型、降雪の少ない沿岸部型とする分け方となる。

さらに6群に分けた場合、沿岸部型と中央高地山間部型と内陸平野部型の一部が降雪回数および降雪量(具体的な数値は省略)の多少によってさらに細かく分類された。しかし、6群では内陸平野部型の範囲が広い。

図3d に9群に分けた場合の結果を示す。9群はクラスター内の地点数がほぼ均等になり、地域もまとまっているため､最も妥当な分類と考える。図 3d にはクラスター毎に名前を付け、平均年降雪回数、平均年降雪量、降雪時の気圧配置から冬型および南岸低気圧に分類した降雪回数および降雪量の割合を表記する。｢瀬戸内沿岸東部型｣は降雪量は少ないが、冬型に加え南岸低気圧の影響が大きい。｢瀬戸内沿岸西部型｣は瀬戸内東部型と降雪の要因は似ているが、東部型より降雪量がやや少ない。｢太平洋沿岸型｣は9地域の中で最も降雪量が少なく、冬型による降雪が支配的である。「徳島内陸型」は降雪量は多く、冬型が降雪全体の70%、南岸低気圧が30%程度を占める。｢高知西部内陸型」は降雪量は多く、冬型による降雪が支配的である。｢愛媛南予沿岸型｣は徳島・高知西部内陸型に比べると降雪量がやや少なく、冬型による降雪が支配的である。｢愛媛南予内陸型｣は降雪が徳島・高知西部内陸型に比べ多く、冬型が支配的である。中央高地山間部は「北部型」、「南部型」ともに降雪量が四国で最も多い地域であり、「南部型」に比べ、｢北部型｣の方がより降雪量が多い傾向にある。どちらも冬型による降雪が全体の80%、南岸低気圧が20%を占める。



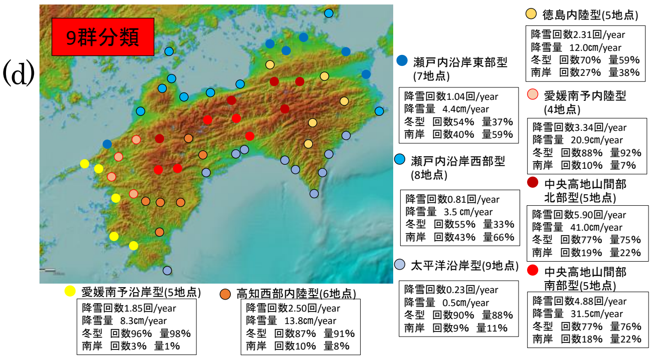


図3 クラスター解析による降雪特性の分類

(a)2群区分 (b)3群区分 (c)6群区分 (d)9群区分

9群区分についてはその特徴を示す。上から平均年降雪回数、平均年降雪量、降雪回数・量のうち冬型が占める割合、降雪回数・量のうち南岸低気圧が占める割合。

5 まとめ

本研究で四国の降雪特性について調査した結果、次のことが明らかになった。

・総降雪回数や降雪量は山間部と愛媛県南予平野部で多い傾向にあり、太平洋沿岸で東部を中心にかなり少ない。

・四国平野部は全体として冬型降雪の頻度が高く、特に太平洋側地域では冬型が全体の80%以上を占める。

・瀬戸内側や徳島県では冬型に加え、南岸低気圧による降雪の頻度も高く、南岸低気圧が全体の40%以上を占める地域が多い。

・日毎の降雪の有無のデータを用いてクラスター分析を行った結果、瀬戸内海東部型・西部型、太平洋沿岸型、徳島内陸型、高知西部内陸型、愛媛南予沿岸型、愛媛南予内陸型、中央高地山間部北部型・南部型の9地域に大別した。

今後は四国の降雪の地域分類に従って、それぞれの地域ごとの降雪時の地域特性について、気温･風等の詳細な総観場の解析を行う予定である。

謝辞

降雪のデータは四国4県の各気象台より提供を受けた。ここに謝意を表する。

参考文献

1) 日下部 正雄, 1968, 四国の雪, 雪氷学会誌 30巻1号, 7-18

2) 草薙 浩, 2016, 平年日降水量時系列のクラスター分析による日本の9気候地域区分の提案, 日本気象学会 2016

太平洋側の降雪特性についての研究

＊三輪雅史（高知大学理学部）　村田文絵（高知大学自然科学系理学部門）

1. はじめに

日本海側の地域は、主に冬型の気圧配置におけるユーラシア大陸からの寒気の吹き出しにより降雪すると考えられる。一方で太平洋側の地域は冬型時に晴れることも多い。しかしながら最近では 2014 年 2 月 14 日から 15 日にかけて南岸低気圧で生じた関東甲信地方の大雪事例などがある。この時は、東京都心で最深積雪 27cm の他、甲府 114cm、前橋 73cm、福島 54cm を記録した。本稿では北海道から九州地方にかけての太平洋側の降雪特性を調べた結果を報告する。

2. 使用データと解析方法

気象庁ホームページよりアメダスデータを取得した。解析期間は 1966 年 11 月から 2016 年 4 月までで、太平洋側の地点として気象庁の地域区分（図 1）における北日本太平洋側、東日本太平洋側、西日本太平洋側に含まれる地点で降雪量を同じ期間計測している 44 箇所のデータを選択した(解析地点は図 1 に示す)。図 2 には解析地点の総降雪日数を示す。また降雪時の気圧配置を明らかにするため気象庁地上天気図を用いた。

本研究では 2 日間降雪量を使い解析を進めた。各地点でそれぞれの 2 日間降雪量の順位付けを行い、上位 30 位のイベントを解析した。30 に満たない地点もそのまま使用した。

降雪特性を明らかにするために以下の 3 つの観点について解析を行った。

(1)降雪時の気圧配置

各地で降雪があった日時を確認し、降雪時に最も近い時間帯の地上天気図から、安藤と上野(2015)を参考に降雪時の気圧配置を冬型、南岸低気圧、日本海低気圧、2 つ玉低気圧に分類した。4 つに分類できなかった事例もあるが頻度は少なかった。

(2)降雪時の平均気温

解析対象の降雪時の平均気温を調べ、気圧配置毎に調べた。

(3)降雪日数の経年変化

降雪時の気圧配置毎に長期変化傾向を調べた。

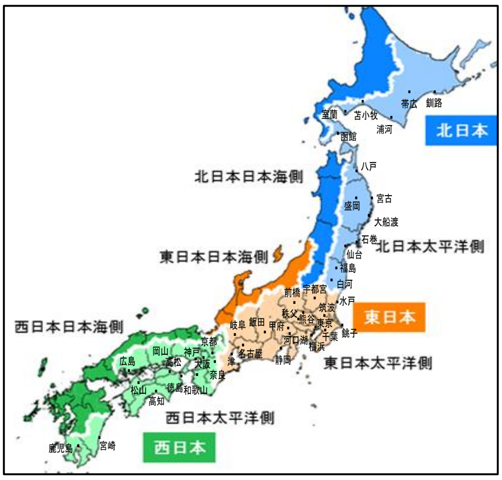


図 1　解析地点の分布。気象庁ＨＰより取得した気象庁による地域区分に本研究の解析地点を追記した。

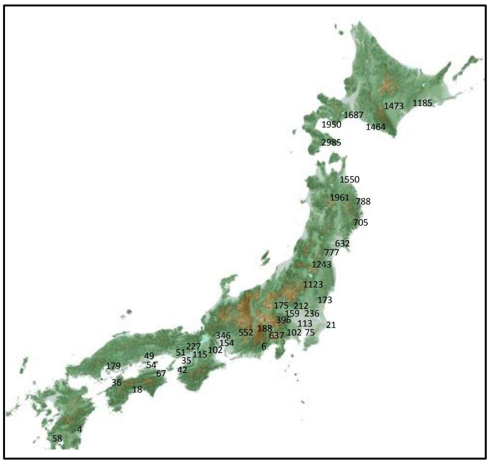


図 2　解析地点の総降雪回数[回]

3. 解析結果

3.1 降雪時の気圧配置

各地の降雪時の気圧配置を冬型、南岸低気圧、日本海低気圧、2 つ玉低気圧に分類しそれぞれの全解析日数に対する降雪日数の割合を図 3～6 に示した。

冬型における各地の降雪日数の割合を図 3 に示す。太平洋側とはいえ、関東地方や甲信地方を除くと広範囲で冬型による降雪が見られる。特に日本海からの距離が比較的近く、季節風の吹く方向に高い山が少ない東海地方（岐阜や名古屋）や京都周辺、広島などで多い傾向がある。特に岐阜や京都では冬型の割合が約 9 割を占める。また高知や宮崎、鹿児島など南岸低気圧では雨となる地域で冬型の割合が 100%に近くなった。

続いて南岸低気圧における各地の降雪日数の割合を図 4 に示す。西日本では概ねその割合が 50%以下であるが、関東地方や甲信地方、東北の太平洋側では多い傾向があり、中でも関東地方ではその割合が 8 割近くを占める。一方、中部地方や東北地方以西南では南岸低気圧による雪の割合は少ない。特に四国地方や九州地方の太平洋側で少なく、高知では南岸低気圧で積雪したのは過去 50 年間で 1 度のみである。

日本海低気圧における各地の降雪日数の割合を図 5 に示す。日本海低気圧による雪は気温の低い東北太平洋側や北海道を除くと少ない一方で瀬戸内地域では一部降雪がみられる。

２つ玉低気圧における各地の降雪日数の割合を図 6 に示す。東北地方や北海道では部分的に高くなっている。北緯 34 度以北で降っており、東北地方や北海道では他の気圧配置より割合が多い地点がある。

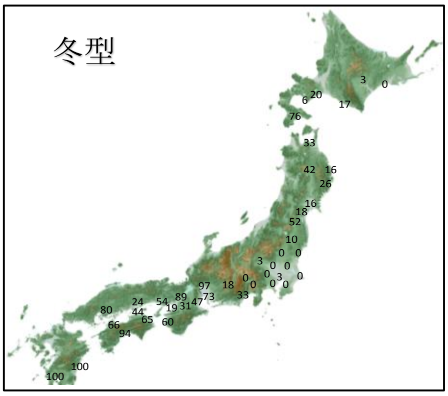


図 3　冬型による降雪日数の割合[%]

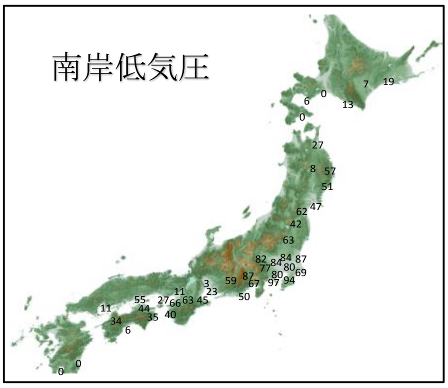


図 4　南岸低気圧による降雪日数の割合[%]

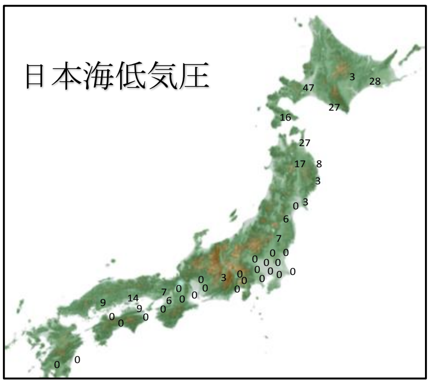


図 5　日本海低気圧による降雪日数の割合[%]

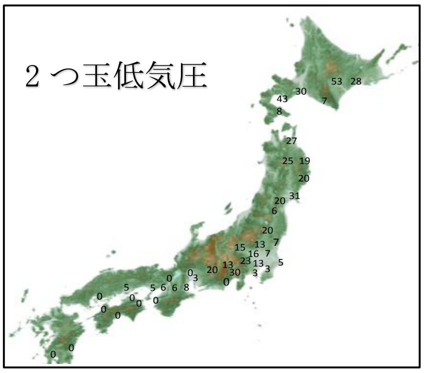


図 6　２つ玉低気圧による降雪日数の割合[%]

3.2 降雪と気温の関係

各地で降雪が起きた日の平均気温を調べ、冬型、南岸低気圧、日本海低気圧、2 つ玉低気圧の気圧配置毎に示したのが図 7～図 10 である。図で数値が書いてない地点は、事例がなかった地点である。

4 つの要因のうち最も気温が低下しやすいのは冬型であった。北海道道南地域で特に気温が低い。西日本では冬型時の平均気温と比べ、南岸低気圧時の平均気温は 1～2℃高くなる傾向がある。南岸低気圧で降雪頻度が高い関東地方では、西日本と比べて気温が低い傾向がある。冨山(2001)は、南岸低気圧通過時に関東地方では温暖前線面の下に乾燥した寒気塊が滞留し、上空からの降水粒子がこの気層中で蒸発して、この気層を急冷却させることにより気温が低下したことを明らかとした。日本海低気圧と 2 つ玉低気圧の場合、東北南部は冬型に比べると気温が高い一方で、北海道から東北地方南部は冬型に比べて気温が高いとはいえない。

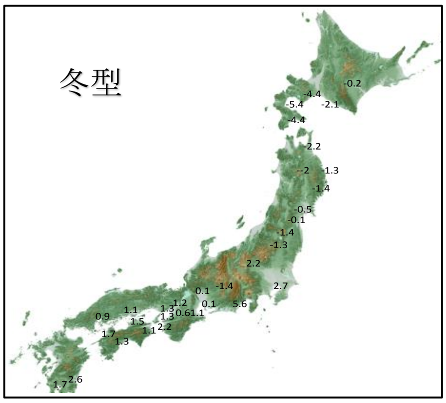


図 7　冬型時の平均気温分布[℃]

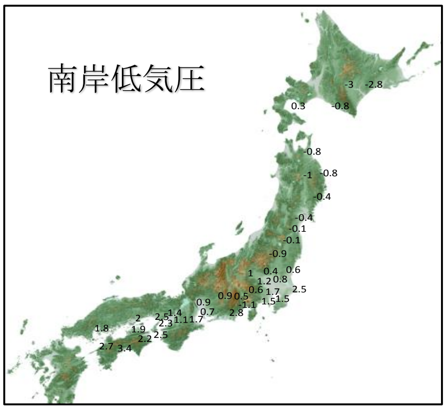


図 8　南岸低気圧時の平均気温分布[℃]

図 9　日本海低気圧時の平均気温[℃]

図 10　2 つ玉低気圧時の平均気温[℃]

3.3　降雪回数の経年変化

4 つの気圧配置毎に降雪の長期変化傾向を解析する。冬型、南岸低気圧、日本海低気圧、2 つ玉低気圧の降雪回数の経年変化と回帰直線をそれぞれ図 11～図 14 に示す。

冬型時の降雪日数は数年周期で変動している。ただ 2006 年以降は頻度が少ない。南岸低気圧時の降雪日数は 1967 年、1983 年、2013 年が突出して多い。回帰直線の傾きについて 5%有意水準で検定を行った結果、唯一南岸低気圧時の回帰直線の傾きは有意に減少していた。また日本海低気圧時の降雪日数は 1976 年と 1983 年が突出して多い。2 つ玉低気圧時の降雪日数は多い年と少ない年がある。

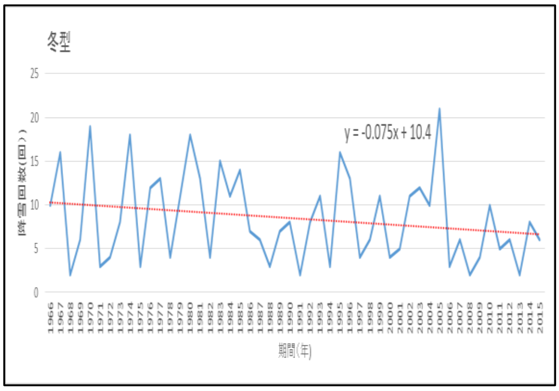


図 11　冬型降雪回数の経年変化

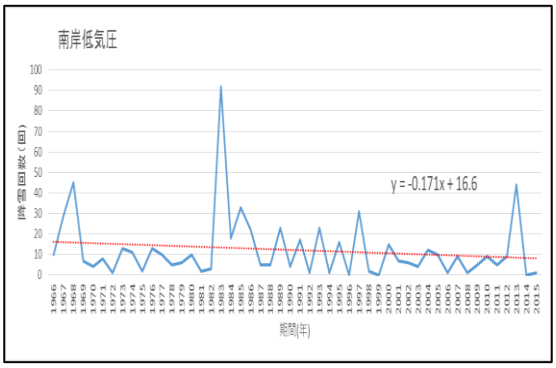


図 12　南岸低気圧降雪回数の経年変化

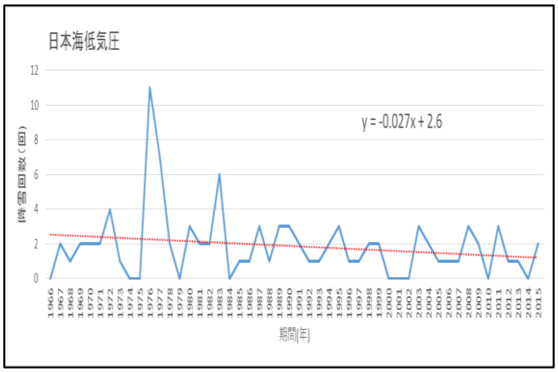


図 13　日本海低気圧降雪回数の経年変化

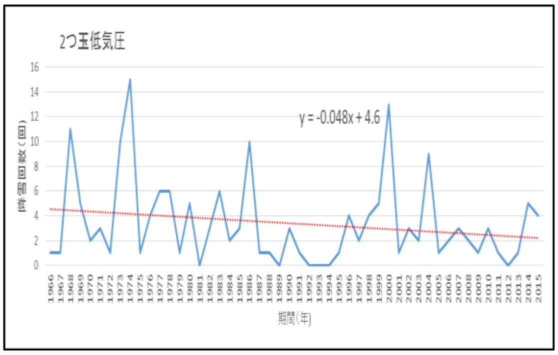


図 14　2 つ玉低気圧降雪回数の経年変化

4.まとめ

・太平洋側といっても雪の降る気圧配置や気温は異なる。

・冬型による降雪は関東地方を除く広い範囲で生じるが、南岸低気圧による降雪は関東地方で特に多い。

・南岸低気圧の場合、関東地方では西日本と比較し気温が低くなる傾向がある。また東北地方の南部では日本海低気圧及び2つ玉低気圧の場合に気温が高い傾向にある。

・図の回帰直線から冬型による降雪回数は有意に減少しているわけではないが、2006 年以降はそれ以前と比べ頻度が少なくなっている。

・降雪回数の長期変化は、全ての気圧配置に対して減少傾向がみられた一方で、南岸低気圧による降雪のみ 5%有意水準で有意に減少していた。

参考文献

安藤直貴,上野健一,2015: 温帯低気圧による本州中部内陸域での多降水・多降雪の発現傾向,雪氷 77 巻 5 号,P397-410

冨山芳幸,2001: 関東地方の降雪にかかわる気温急降下,機関誌「天気」11 号,P811-822

北畠尚子,三井清,1998: 晩秋に日本海で急発達した低気圧の構造,機関誌「天気」45 号 P827-839

高知市上空の水蒸気変動と大雨の関係
～GPS 可降水量データを用いた予察的解析～

森　牧人*（高知大学農学部）・坂出知也（高知大学大学院）・能島知宏（元高知大学大学院）

１．はじめに

著者らは，国内のGPSネットワークから算出可能な GPS 可降水量の農業等に対する多目的利用を目指して研究を進めている．これまでに，地上水蒸気圧（月平均値）の推定・蒸発散量の評価・大雨の解析などに対する検討を重ねてきた．最近では，静穏晴天日における夜間冷却解析（能島ほか, 2015）やそのような条件下に限定的に適用可能な地上水蒸気圧の推定（Mori et al., 2016）などにも事例的に応用されている．

高知市は温暖多雨な気候により特徴づけられる．暖候季の高温多湿な環境は，しばしば観測される大雨とともに，「南国」高知を象徴する．対流圏スケールの水蒸気の動態は，降水とも密接に関係しているが，同市を対象にした解析事例は十分ではない．本研究では，比較的長期のGPS可降水量のデータを解析することにより，同市上空の水蒸気の変動を概観するとともに，大雨との関係性について予察的な解析を行ったので報告する．

２．データ

四国内には100箇所前後のGPS電子基準点が配置されているが，本研究では，高知市内のGPS電子基準点（KOUCHI）により測定されている大気遅延量（ただし，F2解析値）のデータを用いた．解析期間は1997年から2002年までである．GPS可降水量の算出に当たっては，高知地方気象台で観測されている，気温と気圧のデータも併せて利用した．同可降水量の計算方法は，例えばMori et al. (2016)に詳述されている．

３．結果と考察

3.1 可降水量の季節変化

図１は1998年におけるGPS電子基準点・高知のGPS可降水量の季節変化を表す．ただし，いずれも３時間ごとの値であり，元旦からの日数の関数として描いた．可降水量の値は，明瞭な季節変化を示し，冬季には20 mmを下回るが, 暖候期(4月から9月）には，その値を上回り，60 mmを超えることもしばしばである．梅雨明けのあと約 50 日間（おおよそ元旦からの日数が 200～250 日に相当）は，概ね 40 mmを超える日が続き，高知市における暑い夏を特徴づける. 暖候期をさらに詳しく見ると, 同日数165～185の期間には可降水量が60 mm前後で大きく変動せず，梅雨の時期には高い可降水量が継続することがわかる．また，同日数220日以降は可降水量の値は季節的に減少傾向を示しているのが明らかであるが，260～280 日と 280～290 日にかけては，再び，可降水量の値は一時的に増加に転じている．これらは，秋雨や台風の影響によるものと解釈されるが，6 月と 9 月に降水量の多い高知の気候がよく表れているといえる．

3.2　月単位の可降水量と降水量の対応

図２は，1996年から2002年にかけての約7年間のGPS 可降水量と降水量の変化を表す. 前者は月平均値であり，後者は月積算値である．降水量は年々の変動が大きく, 少雨の年 (1996年) がある一方で，大雨の年（1998 年・1999 年）も見られる．特に，高知豪雨により高知市内が大水害に見舞われた1998年9月の降水量はそれによる影響を受けて, 突出していることがわかる．他方，可降水量にも年々変化はみられるものの，降水量ほど大きなばらつきは見られず，両者の月単位の対応はそれほど明確ではない. 端的な事例は高知豪雨の前月 (1998年8月）であり，可降水量は年間で最大値を取ったが，降水はほとんど観測されなかった．

3.3 日単位の可降水量と降水量の対応

図３は, 1998年における高知市における日降水量およびGPS可降水量（日平均値）の対応を示す．ただし，図中に示すように降水の原因を集中豪雨と台風に区別した．両者は比較的よく応答しており，降水の前後で可降水量が増加している様子が覗える．上述のように，6 月下旬と 9 月下旬にまとまった降水が観測された際に，可降水量が60 mm前後の比較

的高い値を維持していたことは本図でも確認できる．1998 年は 4,383 mm の年降水量が観測され，9 月の降水量は同豪雨の影響のために 1,355 mm に達した．高知市においては，対象年は典型的な多雨年であり，降水の事例も少なくなかった．しかし，集中豪雨と台風の違いによる，可降水量の絶対値や変動に明瞭な差は少なくとも日単位では見いだせない．

3.4 高知豪雨の事例

高知豪雨は，高知県にとって，台風 17 号（1976 年 9 月）以来，二十数年ぶりの大きな大雨災害であり（森，投稿中），国分川・舟入川の氾濫により市の中心部が広く水没した．高知市から土佐山田町にかけての比較的狭い範囲で記録的な大雨が観測された（期間中の降水量:高知 874 mm・後免 877 mm・繁藤 995 mm）．

図 4 は高知豪雨を含む前後 3 日間の（1998 年 9 月 24～25 日）の可降水量と降水量の変化を表す．いずれも，3 時間ごとの値である．期間中，可降水量は 45 ないし 65 mm 程度の比較的高い値を維持し，9 月 23 日から 24 日にかけて増加傾向を示していた．特に 9 月 23 日は増加率が大きかったが，降水が観測されなかったことが特徴的である．3 時間降水量が最大で 250 mm 以上に及んだ降水を挟み，可降水量は 25 日にかけて減少傾向を示したが，その割合の絶対値は 23 日の増加率の絶対値ほど大きくはなく，60 mm 前後の高い値が維持されていた．この豪雨は，停滞する秋雨前線に向かって南西から流入する暖湿流が，太平洋高気圧の周縁部を南から回り込む暖湿流と四国付近で収束することによりもたらされたものであるが，断続的な水蒸気の供給は豪雨前後の漸増・漸減傾向はあるものの，GPS 可降水量が比較的高い値で維持されていたことと符合する．

４．終わりに

高知市における GPS 可降水量のデータを解析することにより，同市上空の水蒸気の変動を概観するとともに，大雨との関係性について行った予察的解析の結果を示した．講演時には他の事例も示すとともに，大雨の観測された前日の可降水量の増加について得られた知見についても紹介する予定である．

謝辞　本研究は，平成 28 年度京都大学防災研究所地域防災実践型共同研究（特定）（課題名：レーダーネットワークを活用した総合防災システムの構築；課題番号 28R-01）ならびに高知大学防災推進センターのプロジェクト（平成 28 年度）（課題名：高知大学偏波レーダーによる豪雨・突風監視システムの構築）の支援のもとに実施された．ここに，記して謝意を表する．

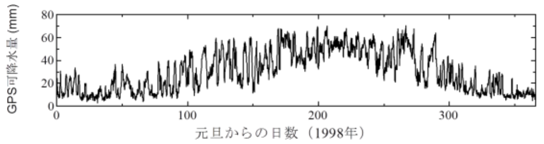


図 1．電子基準点・高知における GPS 可降水量（3 時間値）の季節変化（1998 年）

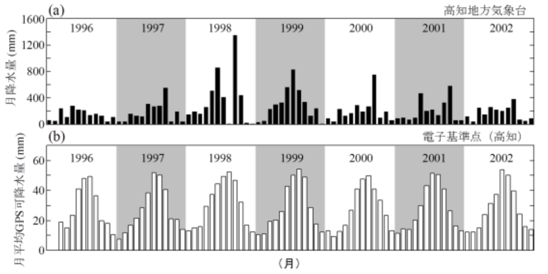


図 2．1996～2002 年にかけての(a)月降水量（高知地方気象台）と(b)月平均 GPS 可降水量（電子基準点・高知）の変化

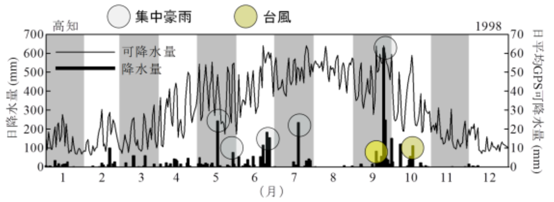


図 3．高知市における日降水量および GPS 可降水量の変化（1998 年）

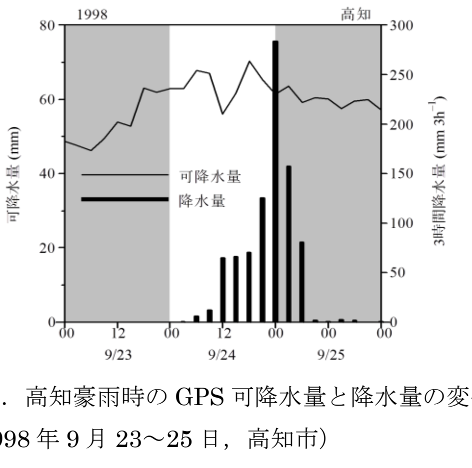


図 4．高知豪雨時の GPS 可降水量と降水量の変化（1998 年 9 月 23～25 日，高知市）

2016年6月20日の愛媛県南予地方の大雨

～観測データからの発生要因の検証～

一　広志（日本気象予報士会四国支部）

Ⅰ　はじめに

本報は、局地的な大雨の予報精度の向上には現象の実測データの解析とその結果の合理的な説明と理解を基とした事例解析の積み重ねが不可欠で、予報モデルの構築にはこれらの成果をフィードバックする必要があるとの視座より、2016年6月20日に愛媛県南予地方で発生した大雨について、その発生要因を観測データの解析より解明することを試みる。

Ⅱ　降水イベントの概要

(1) 降水の概況

愛媛県地方において日降水量が 50mmを上回った観測点はすべて南予地方で占められる。最多降水量観測地点は宇和で 142mmに達している。最少は四国中央の 4mmである。南予地方における降水イベントは20日1時過ぎから同9時過ぎまで続いている。

(2) 総観場の概況

当降水イベントを挟んだ時間帯における地上天気図によると、華中から東シナ海を経て西日本、東海道沖にかけて梅雨前線が停滞している。四国のはるか南方沖には高気圧の中心があり、ほとんど停滞している、19日21時には日本海中部に低気圧があり、東北東に30km/hで進んで20日の6時には東北地方北部の日本海沿岸に接近している。

愛媛県の近傍の高層気象観測点である鹿児島および松江における相当温位の鉛直分布に着目すると、19日21時に最小値が記録された等圧面は鹿児島では500hPa面、松江では700hPa面であり、対流不安定となっている。相当温位の変化量については、12時間後の20日9時には鹿児島では850 hPa面から600hPa面において2.4～7.5K、松江では925 hPa面から600 hPa面にかけて4.2～16.5Kそれぞれ低下していることに注目される。このように大気下層から中層にかけて低下する一方、最下層と中層以上では上昇している。これによって、大気の成層の不安定度がより増大し、対流が活発化しやすい状況が形成されている。

Ⅲ　地上観測データの解析

(1) 気温と降水量との関係

南予地方の各観測点における気温と降水量の関係に着目すると、気温低下時に降水量が増す傾向が認められるが、気温の低下量はおよそ1時間に0.5～1.5℃の割合であり、顕著な寒冷前線の通過事例ではないと考えられる。宇和島から四国山地西部にかけて、低温である時ほど降水量が増す傾向が認められる領域が形成されている。

(2) 相当温位および地上風と降水量との関係

宇和島における降水は、5時過ぎに地上における相当温位が低下するとともに活発化している。四国周辺における地上の相当温位の分布状況に着目すると、近畿北西部から山陰東部にかけて極小域が形成されており、相当温位の低い気塊が北東から南西方向に流入しているように見えるが、宇和島と宇和の2地点について、地上風の西風成分・南風成分の双方と降水量との関係について調べた結果、いずれの項目も有意な相関関係は認められなかった。また、地上相当温位の傾度に着目すると、四国東部でやや大きい時間帯があるものの南予周辺は緩やかである。以上より、前線性の降水である可能性は低いと考えられる。

(3) 気温および相当温位が低下した要因

寒気移流以外の降水に伴なう気温の低下の要因として、雨滴の蒸発による気化熱（蒸発熱）の大気からの吸収と降水粒子の落下によって上層の冷気が強制的に引きずり降ろされることとの二者が挙げられる。宇和島での降水イベント発生時における相対湿度は概ね90%以上であり、雨滴の蒸発が生じる余地は小さいと考えられる。よって、降水の発現が低温の発生と対応する傾向が認められる要因は、後者の作用によるものが主体であると判断される。

(4) 呉から宿毛にかけての水蒸気輸送量

鹿児島～松江間の大気の成層が不安定であることだけでは、南予に大雨がもたらされたことを説明するには不十分である。ここで、南予とその周

辺地域の地上における水蒸気輸送とその収束・発散について調べた。水蒸気輸送量は、風(m/s)×絶対湿度(g/m^3)で得られ、(g/m^2/s)の次元を持つ。地上の風については、南北方向の収束・発散に着目した。絶対湿度の算出が可能な呉、松山、宇和島、宿毛の各観測地点について、(地上風の南風成分)×(絶対湿度)の計算を行ない、(北側の観測点の北向き水蒸気輸送量)－(南側の観測点の北向き水蒸気輸送量)の値を算出した。これが正なら 2 地点間の水蒸気輸送は発散、負ならば収束となる。計算を実施した区間は、①呉～松山間、②松山～宇和島間、③宇和島～宿毛間の 3 区間である。20 日 0 時から同 10 時までの区間ごとの水蒸気輸送量を以下に記す。

① -66.74(g/m^2/s)
② -1236.34(g/m^2/s)
③ 823.08(g/m^2/s)

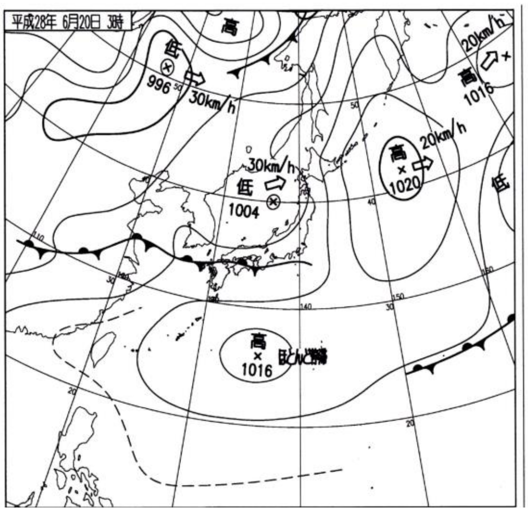
これより、多降水を記録した南予地方に対応する②の松山～宇和島間で水蒸気の収束が大きかったことがわかる。

Ⅳ　まとめ

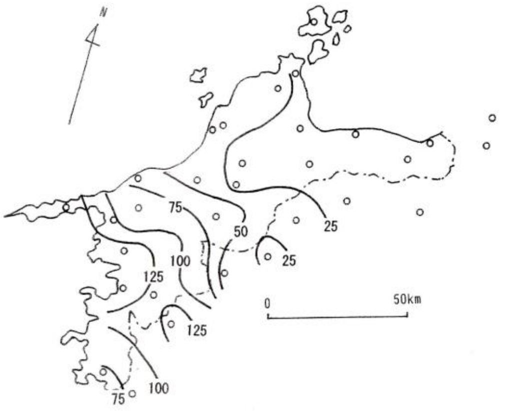
以上の考察より、南予地方の大雨の成因は、大気中層から下層にかけて低相当温位気塊が流入して大気の成層が不安定化し、対流活動が活発化することに併せ、地上における水蒸気の収束が南予地方で大きかったことが挙げられる。

Ⅴ　課題

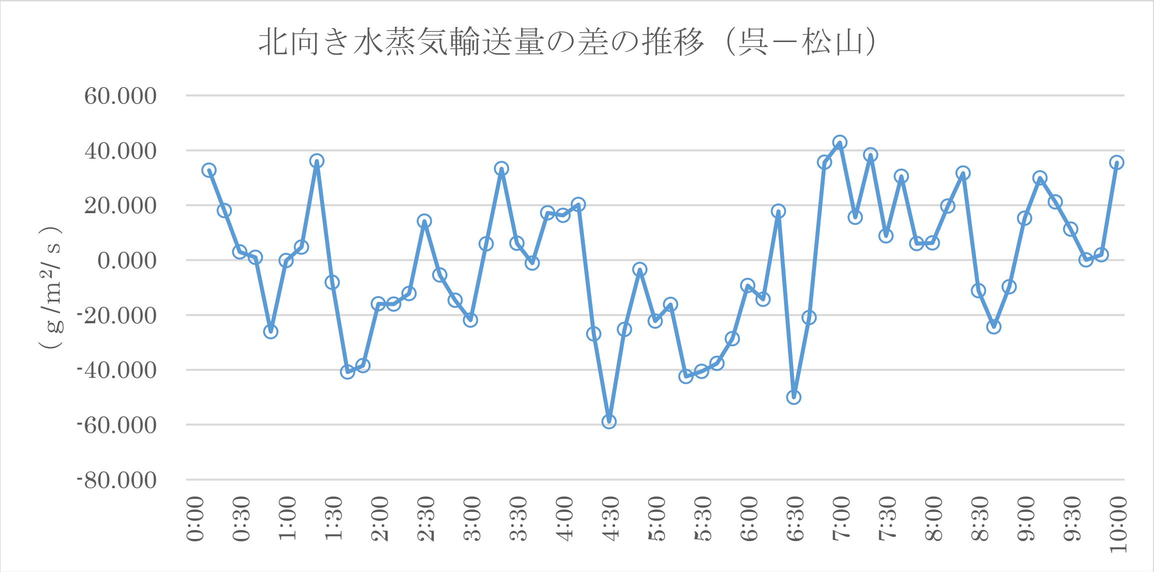
地上における水蒸気輸送の発散・収束については観測点の分布状況より南北方向のみしか取り扱うことが出来ず、現象を合理的に説明するにあたって不十分な点が残った。このような問題をいかにして解決するか、また、予報業務にフィードバックし得る現況解析を実現させるにあたっては観測データをどのように活用すべきなのかについて、皆様からのご教示を心よりお願い申し上げる次第である。

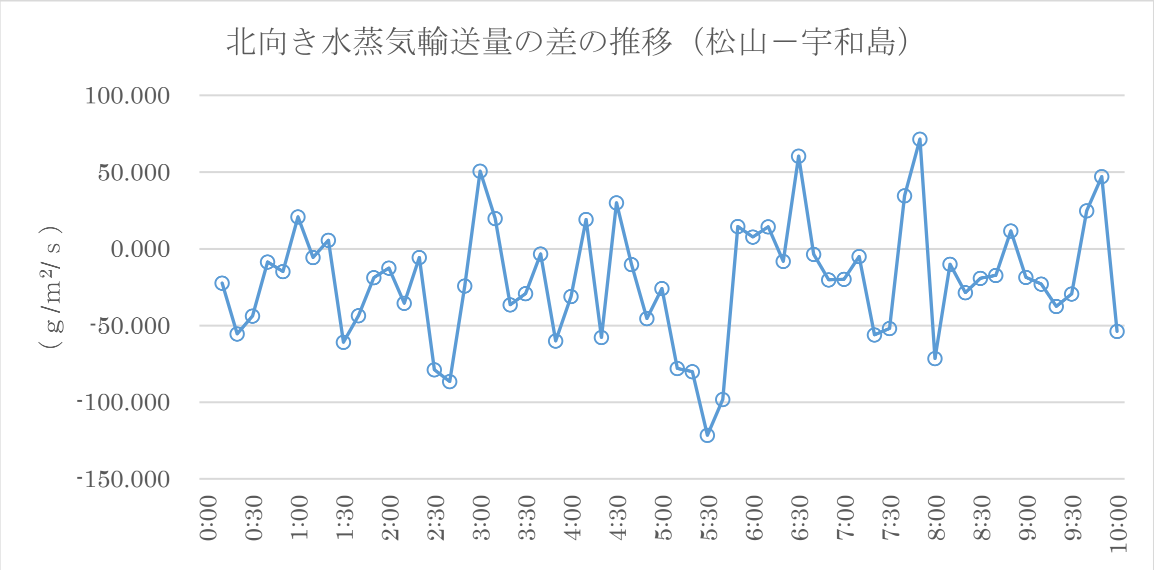


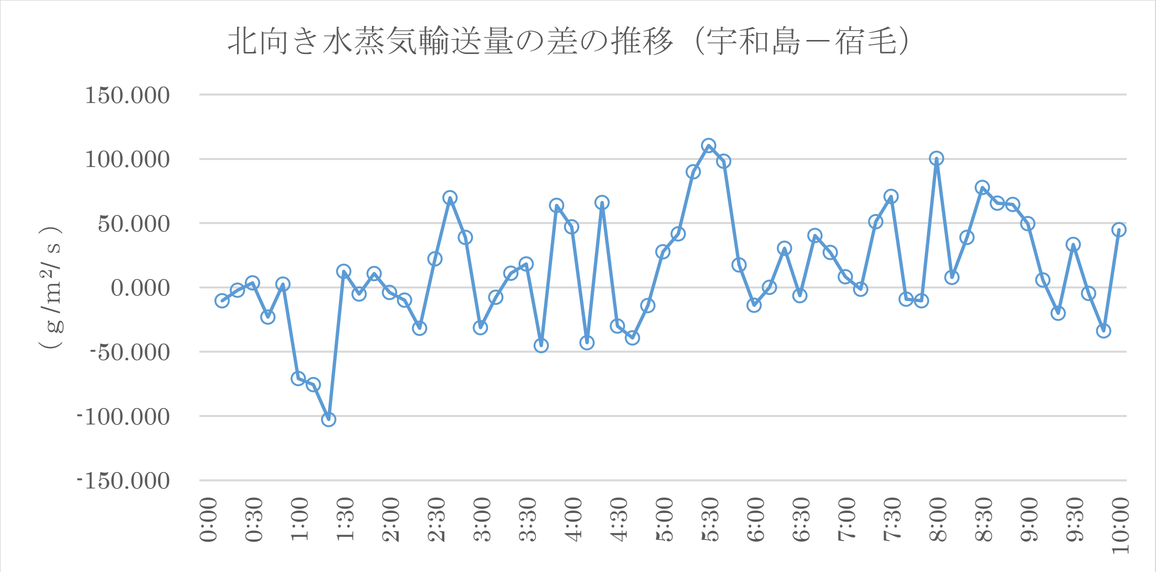
6 月 20 日 3 時（ＪＳＴ）の地上天気図



愛媛県地方における 6 月 20 日の日降水量分布


北向き水蒸気輸送量の差の推移（呉ー松山）
60.000
40.000
20.000
0.000
-20.000
-40.000
-60.000
-80.000
（g/m2/s）
0:00
0:30
1:00
1:30
2:00
2:30
3:00
3:30
4:00
4:30
5:00
5:30
6:00
6:30
7:00
7:30
8:00
8:30
9:00
9:30
10:00


北向き水蒸気輸送量の差の推移（松山ー宇和島）
100.000
50.000
0.000
-50.000
-100.000
-150.000
（g/m2/s）
0:00
0:30
1:00
1:30
2:00
2:30
3:00
3:30
4:00
4:30
5:00
5:30
6:00
6:30
7:00
7:30
8:00
8:30
9:00
9:30
10:00


北向き水蒸気輸送量の差の推移（宇和島ー宿毛）
150.000
100.000
50.000
0.000
-50.000
-100.000
-150.000
（g/m2/s）
0:00
0:30
1:00
1:30
2:00
2:30
3:00
3:30
4:00
4:30
5:00
5:30
6:00
6:30
7:00
7:30
8:00
8:30
9:00
9:30
10:00

2016 年 10 月 5 日に発生した高知竜巻親雲のレーダー解析

＊湯浅惣一郎（高知大院理） 佐々浩司（高知大理）

１．はじめに

2016 年 10 月 5 日午後、台風 18 号に伴い高知市から南国市にかけて突風被害が発生した。翌日の高知新聞朝刊[1]によれば、突風により 3 人が軽傷、飛散物などにより駐車していた約 50 台の車が破損したとある。また、高知地方気象台の発表[2]によると、突風は竜巻によるもので、最大風速は 60 m/s と推定され、日本版改良藤田スケールは JEF2 であった。

本研究は、被害をもたらした竜巻とその親雲の特性を明らかにすることを目的とし、気象レーダー解析を行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）の初期値データおよび、高知地方気象台より頂いた LFM(局地モデル)の 14JST のデータを用いた。また、レーダー解析には、気象庁全国合成レーダーデータとともに、NICT アーカイブより取得した気象庁室戸ドップラーレーダーのデータを用い、解析には気象研究所開発の Draft を用いた。さらに、本学設置の物部 MP ドップラーレーダーのデータを使用した。

３．気象概況

図 1 に 10 月 5 日正午の地上天気図を示す。対馬海峡付近に中心気圧 965 hPa の台風 18 号が位置していた。台風周辺には寒冷前線と温暖前線が解析されていたことから、すでに台風は温低化しつつあった。そして、高知県は温低化しつつある台風

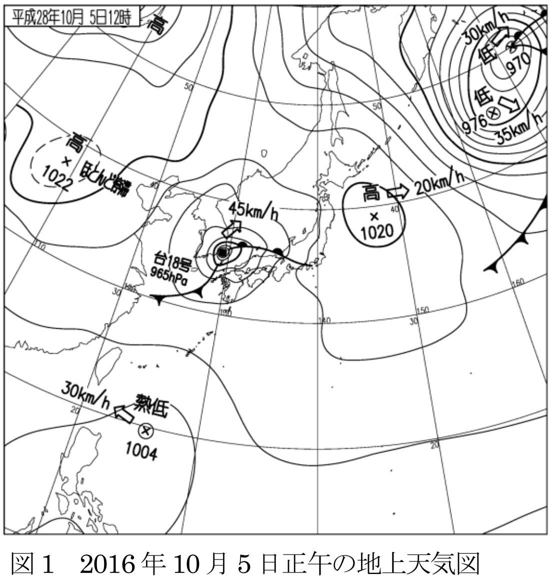


図 1　2016 年 10 月 5 日正午の地上天気図

の暖域に位置していた。ここでは示していないが、MSM の比湿分布によれば、太平洋側から高知平野に向かって 20〜22 g/kg の多量の水蒸気を含んだ気流の流入が見られ、太平洋側から暖湿気流が流入しやすい環境にあったことが示された。

図 2 に同日 14 JST の MSM1000 hPa 面の気流場を重ねた全国合成レーダー画像を示す。高知県上空には、台風のレインバンドとは別の暖湿気流により形成された降水システムが通過していた。土佐湾上では南風と南西風が収束している様子が見られ、高知県西部の沿岸部では、低気圧性の水平シアーが大きく、ここでの鉛直渦度は $7〜9 \times 10^{-4}$ 1/s と、周囲に比べて高い値を示していた。

表 1 は、図 2 の赤矢印で示す地点の突風関連指数を示す。この地点は後述するようにメソサイクロン(MC)が位置していた地点である。ここでは

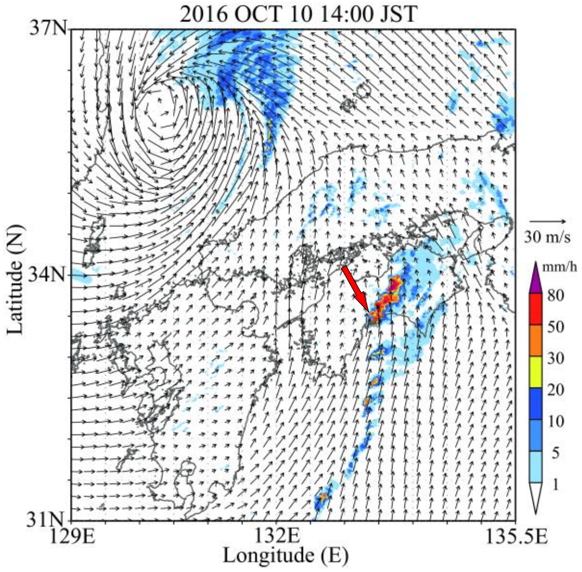


図 2　2016 年 10 月 5 日 14JST の全国合成レーダー画像及び、1000hPa 面の気流場；赤矢印は、表 1 に示す突風関連指数算出地点。

表 1 突風関連指数(2016 年 10 月 5 日 14JST) LFM より求めた図 2 赤矢印の位置値。

	CAPE	SReH	EHI
本事例	1668 J/kg	297 m^2/s^2	3.1
スーパーセル竜巻発生環境（下限値）	1500 J/kg (1)	150 m^2/s^2 (2)	2 (3)

(1) スーパーセル竜巻発生環境の値(Bluestein, 2013.)
(2) スーパーセル形成の下限(Davies-Jones et al.,1990.)
(3) スーパーセル竜巻が発生する可能性が高い (Rasmussen et al., 1998.)

CAPE、SReH、EHI すべてがスーパーセル竜巻発生環境の値(3) (4) (5)を上回っていた。このことから、高知県上空はスーパーセル竜巻が発生し得る環境にあったことがわかる。

４．室戸レーダー解析

図3に仰角0.4deg.の室戸レーダーの解析から得たMCの位置を示す。MCは13:35JSTに高知市中心部から50km南西の沿岸部付近で最初に捉えられ、直径は2.5kmであった。ここは、前述の低気圧性鉛直渦度の高い領域であった。その後MCは、強エコー域の北東進と共に北東方向へ 24m/s と比較的速い速度で移動した。そして、図中青楕円で示した被害領域上空を通過後、14:35JST過ぎに消滅し、およそ1時間持続していた。

５．竜巻映像と物部レーダーデータ解析

突風被害発生時間帯に図4に示す地点A, Bにおいて、竜巻が撮影されていた。映像には竜巻がオレンジ枠で囲んだ被害領域内の一部を通過する様子が捉えられていた。図5は、地点Aから西側を撮影した映像の一部を切り出したものである。画像解析の結果、高度約 200m のところに直径約250mの漏斗雲があり､約23 m/sで移動していた。さらに、竜巻周辺の飛散物の飛翔速度を画像解析により求めたところ約40m/sであった。先述の移動速度を差し引くと、竜巻そのものの接線速度は約17m/sで、渦度は0.27 1/sであった。

図 6 にこの映像が撮影された時間帯の仰角3.0deg., 高度約 800m の物部レーダーデータを示す。ドップラー速度の極大と極小から直径約1.7km, 渦度約0.05 1/sのMCが確認できる。更に、MC内部には直径約0.4km, 渦度0.2 1/sの渦があり、前述の図5に示す竜巻に相当する渦だと思われる。渦径が若干異なるのはレーダーがより高い高度の渦を捉えているためであり、竜巻の渦径は上層に比べ下層が小さく、渦度は下層の方がやや大きな値を示していた。

図 7 は、地点 A より少し北側の高知東高校(地点 B)から撮影された映像の一部をパノラマ化したものである。高度約200m の竜巻下層には渦径約70m, 40m, 前述の手法により渦度約1.7 1/s, 1.3 1/sの吸い込み渦が確認できる。さらに下層では吸い込み渦の渦径が15mと小さくなっていた。映像には少なくとも2本の反時計回転の吸い込み渦が確認できるため、本竜巻は多重渦竜巻であったことがわかった。

図8に高校の東側を通過する際の画像を示す。画像解析より高度120mの高さに渦径160m, 渦度1.2 1/sの竜巻本体の様子がわかる。我々の被害調査では、竜巻が通過した図8に示される森林内の様子は、大木が寝返りしていたり、木の枝がバキバキに折れ曲がったりした様子が多数みられた。この一帯の被害幅はおよそ200mであり、画像解析から得た竜巻の渦径に近いものであった。

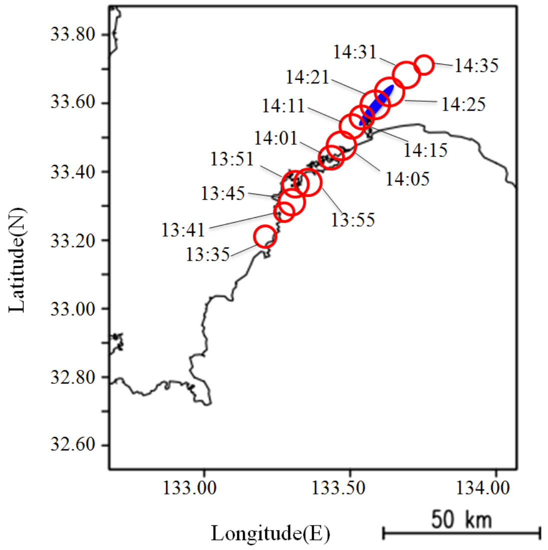


図3 室戸レーダーで捉えたメソサイクロンの軌跡（青色楕円領域は、被害調査の基づく被害領域）

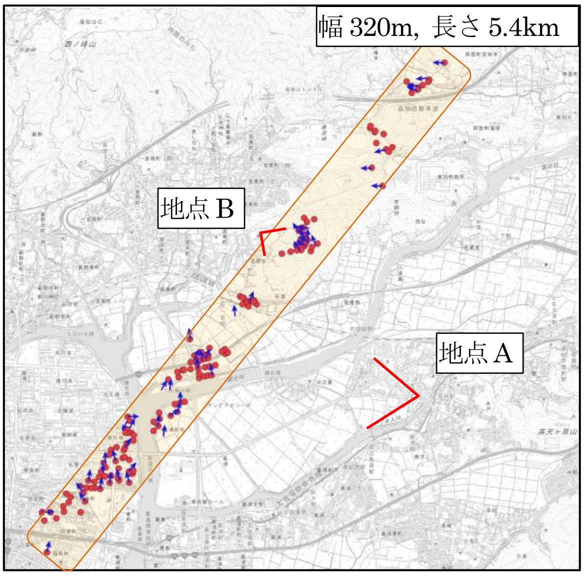


図4　被害領域と竜巻映像撮影地点(A,B)；赤丸は被害地点を示し、青矢印は被害状況から推定した地上風向を表す。

図5　地点Aから撮影した竜巻（田原さん撮影）

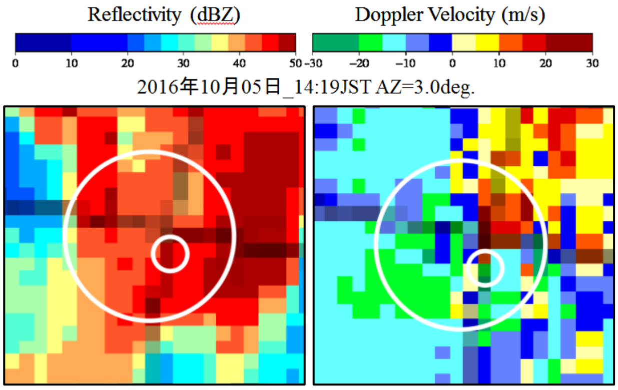


図 6　物部レーダーデータ　(左)レーダー反射強度, (右)ドップラー速 14:19JST の仰角 3.0deg., 高度約 800m に相当する。図中○は MC と竜巻(T)を表す。MC と T の渦径は約 1.7km, 0.4km. 渦度は 0.05 1/s,0.2 1/s。

図 9 に多重渦が捉えられた時間帯の物部レーダーデータを示す。渦径約 2.5km の MC 内部に渦径 0.5km の竜巻と思われる渦が確認できる。地点 A で撮影された映像解析同様に、下層の渦径が小さく、渦度が大きな値を示していた。MC の南側には図中楕円で示すように、レーダー反射強度 40dBZ 以上の強いエコー領域が線状をなしている様子が伺える。線状エコー付近のドップラー速度分布には、北東方向へ移動する MC の進行方向に対してレーダー側に接近する気流の様子が伺え、収束場であることが伺える。このことから、この線状エコーはガストフロントだと考えられる。さらに、MC とガストフロントの位置関係に着目すると、一般的なスーパーセルに見られるリアフランクガストフロント [6]に相当するものだと考えられる。図 4 の地点 B における竜巻通過直後の映像には、降水を伴う強い西風が捉えられており、リアフランクガストフロントと対応するものだと考えられる。

６．竜巻親雲の構造

図 10 に室戸レーダーデータによる仰角 0.4deg., 高度約 1.1km に相当する 14:21 JST の PPI 画像を示す。ベクトルは、地上観測点の風向風速を示す。このとき MC は 40dBZ 以上の強エコー域の南西端に位置していた。地上観測点の風向によると、MC 周辺では低気圧性の回転気流場になっていたことがわかる。一方、40dBZ 以上の強エコー領域に着目すると、東西の水平スケールは 20km と熱雷による孤立積乱雲の水平スケールに比べて遥かに大きいことがわかる。

図 11 に図 10 の実線に対応するレーダー反射強度の鉛直断面図を西側から順に並べたものを示す。MC 中心の鉛直断面によれば、レーダー反射強度 40dBZ 以上の強エコーの高度は 3km 程度であった。これは、国内で観測されたミニスーパーセルの強エコー高度[7]と、ほぼ同程度であった。MC の少し東側の強エコー高度は 5km、さらに東側では 6km に達していた。通常のスーパーセルにおいては、上昇気流の強い MC の位置にエコートップが見られるが、本事例の場合は MC よりも進行方向前面側のエコー頂が高くなる構造を示していた。図 12 に 14JST 前後の高知ウィンドプロファイ

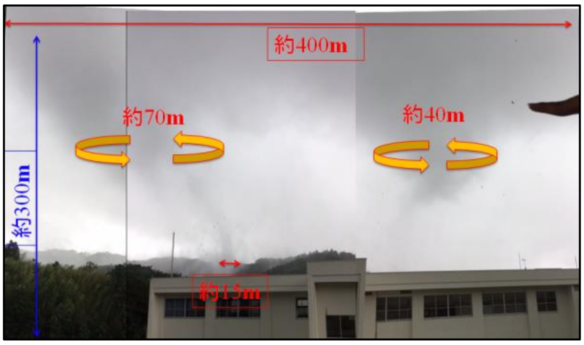


図 7　高知東高校から捉えた多重渦竜巻の様子 (野村さん撮影)

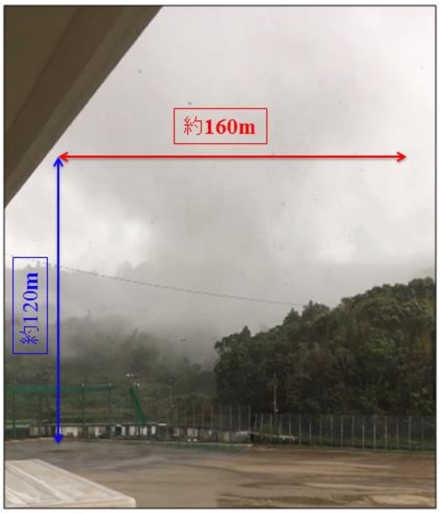


図 8　高知東高校から捉えた竜巻(野村さん撮影) 竜巻の渦径約 0.16km, 移動速度 24m/s, 竜巻自体の接線速度 49m/s, 渦度 1.2 1/s

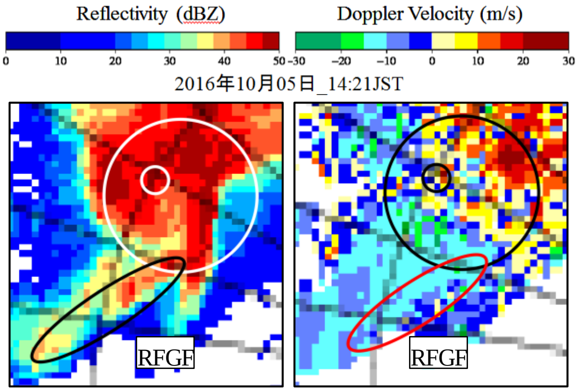


図 9 物部レーダーデータ　(左)レーダー反射強度, (右)ドップラー速 14:21JST の仰角 3.0deg., 高度約 800m に相当する。図中○は MC と竜巻(T)を表す。楕円領域は、レーダー反射強度 40dBZ 以上の線状エコーの領域を表す。

ラーのデータを示す。高度 1km 以下では、17m/s の南風が観測されているのに対して、高度 2km 以上では 30m/s の南西風が観測されていた。このことから、親雲の移動速度約 24m/s に比べて比較的速い南西風により、親雲が進行方向側に大きく傾斜するような構造をしていたと考えられる。

7．まとめ

本竜巻事例について以下のことがわかった。

1. 竜巻は温低化しつつある台風の暖域のスーパーセルが発生し得る環境で発生した。

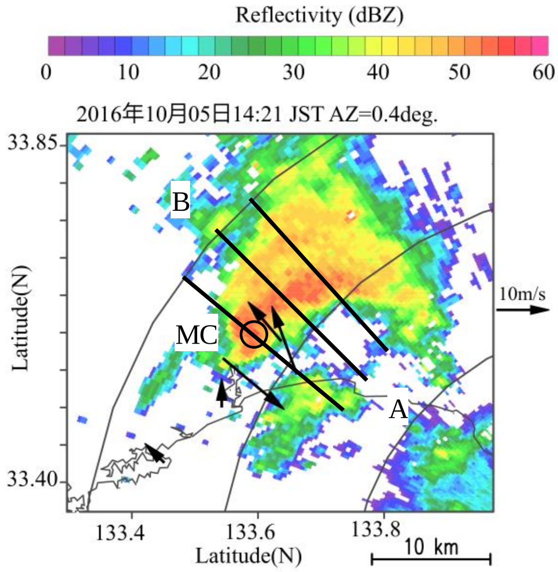


図 10　14:21JST の室戸レーダー反射強度、仰角 0.4deg.高度約 1.1km のレーダー反射強度。図中ベクトルは、14:20JST の地上の風向風速を示す。図中○は MC の位置、実線 AB は図 11 の鉛直断面部。

2. 竜巻親雲は以下の特徴によりスーパーセルと判断した。
   - ➢ 直径 2～3km の MC が 1 時間ほど持続した。
   - ➢ MC 後方にリアフランクガストフロントが見られた。
   - ➢ 強エコー域の水平スケールは20km程であった。
3. MC よりも前面側のエコー頂が高くなるような進行方向に傾斜した構造であった。
4. 竜巻は直径 400m ほどで、直径 15m ほどの吸い込み渦が 2 個見られる多重渦竜巻であった。

謝辞

本研究は、科研費(15H02994)及び総務省受託研究 SCOPE(受付番号 165009001)の補助を受けて進められた。また、高知地方気象台からは本研究に関するデータの交換や貴重なご意見を頂きました。ここに謝意を表します。

参考文献

(1) 高知新聞朝刊 2016.10.05

(2) 高知地方気象台報道発表資料, 2016.10.6

(3) Bluestein et al., 2013; Severe convective storms and tornadoes. Chichester.

(4) Davies-Jones et al., 1990; Test of helicity as a tornado forecast parameter.

(5) Rasmussen et al., 1998; A baseline climatology of sounding-derived supercell andtornado forecast parameters.

(6) Lemon et al., 1979; Severe Thunderstorm Evolution and Mesocyclone Structure as Related to Tornadogenesis.

(7) Suzuki et al., 2000; Tornado-Producing Mini Supercells Associated with Typhoon 9019.

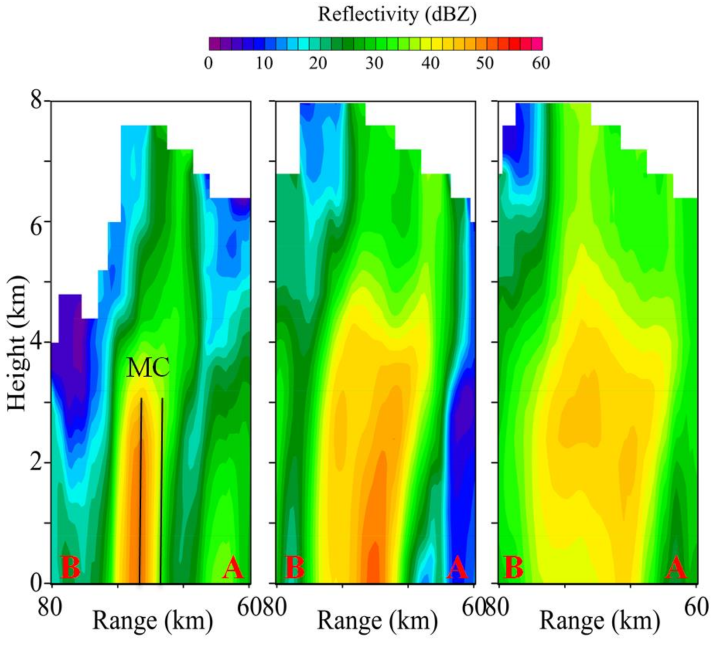


図 11　室戸レーダーの鉛直断面図(14:21 JST)　：断面は図 10 中、実線 AB 上のレーダー反射強度,左のラインより順に配置。

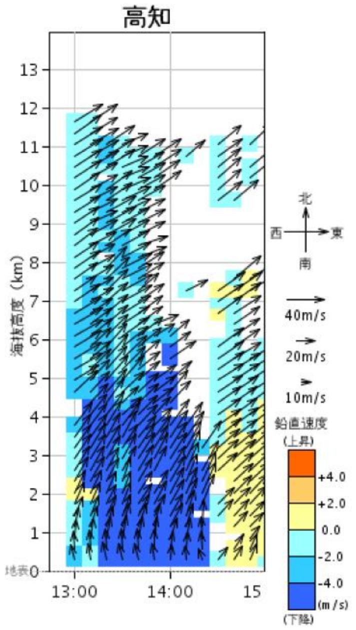


図 12　高知市のウィンドプロファイラ(13～15JST)

2016 年の台風第 5〜7 号と第 9〜11 号の発生に関わるモンスーン渦の特徴

山田 広幸（琉球大学理学部）

1．はじめに

2016 年の夏季は大規模なエルニーニョ現象が終息してラニーニャ現象に移行する期間にあたり、台風第 1 号の発生が 7 月上旬にずれこむなど、平年とは異なる特徴が見られた。エルニーニョ現象に関して同様の傾向にあった 1998 年の夏季は、台風第 1 号の発生が 7 月上旬と遅く、年間の台風の発生数が 16 個と少なかった。このため 2016 年も同様の傾向になるとの予想が新聞報道等でみられたが、実際は 8 月以降に台風が数多く発生し、年間の総数としては平年並みとなった。特徴的だったのは、8 月に日本の南海上で小型の台風が次々と発生し、それらが東日本から北海道の太平洋側を通過し、主に大雨による深刻な被害を北日本の広い範囲にもたらしたことである。また、台風 10 号については北緯 29 度の高緯度で発生したあと南下し、大型化して三陸地方に上陸する、極めて特異な経路を取り、新聞やテレビ等で連日のように報道された。このように 2016 年夏季の台風には平年とは異なる経路と特徴がみられ、その原因の究明が必要だと考えられる。

2016 年 8 月中旬の北西太平洋における大規模場の気圧配置（図１）として特筆されるのは、太平洋高気圧が東経 150 度以東に移動し、日本の南海上に大規模な低圧場が形成されていることである。北西太平洋の台風について調査する、主に米国の研究者らはこの低圧場のことを「モンスーン渦（monsoon gyre)」とよび、台風の発生との関係について調べている。図１には 8 月 10〜20 日の期間に存在した台風の経路を重ねており、それらの全てがこの低圧部の中で発生し北上していることがわかる。このことから、8 月の台風の特異性を理解する上で、モンスーン渦の特徴、特に台風の発生との関係について理解する必要があると考えられる。本講演では、モンスーン渦の過去の研究をレビューするとともに、2016 年に発生したモンスーン渦の特徴と台風の発生との関連について記述する。

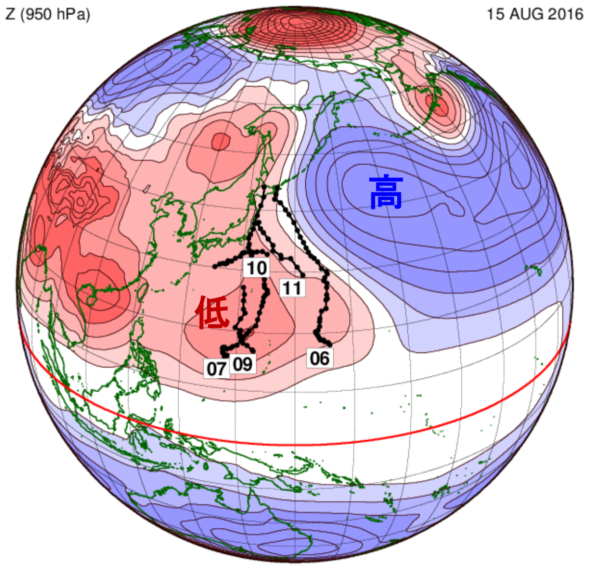


図１ 2016 年 8 月 10〜20 日の期間で平均した 950hPa の高度と、この期間に存在した台風の経路。高度の間隔は 20m で、520m 以下の低圧域を赤色で、540m 以上の高圧域を青色で示す。番号は台風の号数を表す。

なお、「モンスーン渦」という用語は英語名の “monsoon gyre” を和訳したものであり、他の研究者が使用する「モンスーンジャイア」と意味は同じである。用語の統一は今後の課題であるが、本講演では和名として「モンスーン渦」を使用する。

2．モンスーン渦に関するこれまでの研究

“monsoon gyre”という用語を最初に用いたのは、私の知る限りでは Lander (1994) だと考えられる。この論文によると、ユーラシア大陸の陸面が夏季に加熱されてできる、大陸スケールの熱的低気圧に伴う風の流れを “monsoon circulation” といい、その

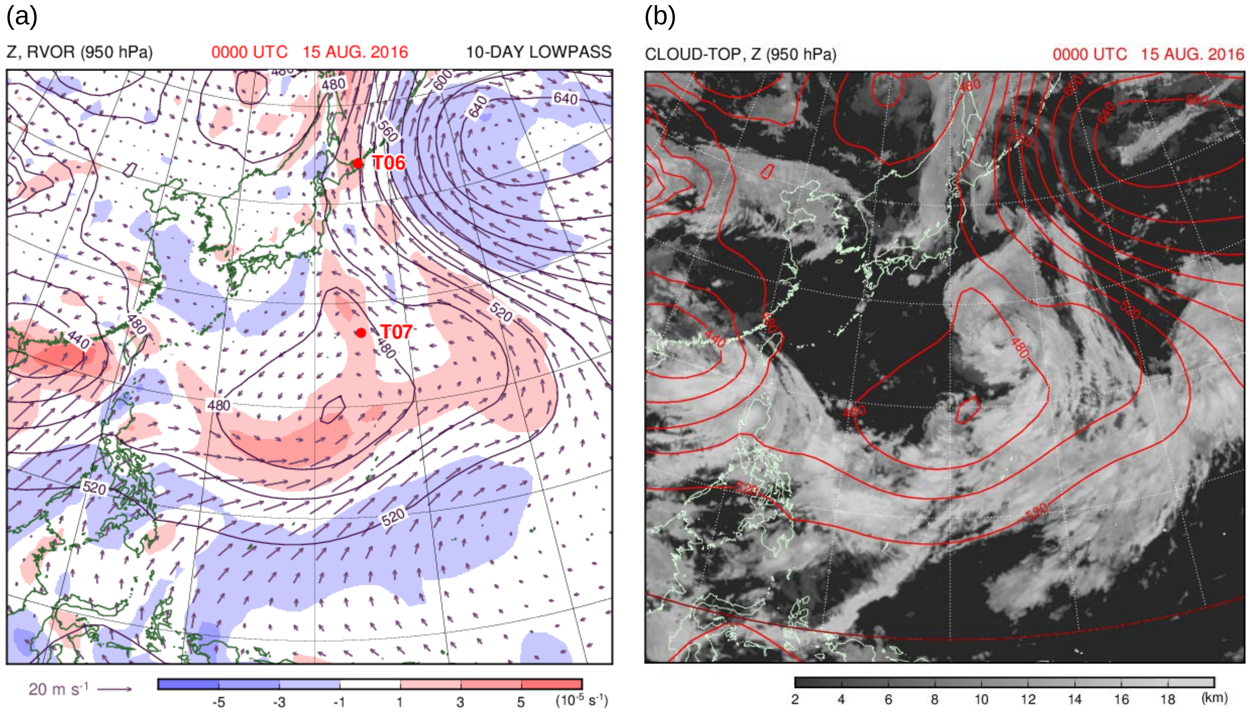


図 2 (a) 2016 年 8 月 10〜20 日の期間で平均した 950hPa の風ベクトルと、渦度（陰影）および高度（等値線）の分布。赤い丸は 8 月 15 日 00UTC における台風の位置を示す。(b) 8 月 15 日 0000UTC におけるひまわり 8 号の雲頂高度分布。等値線は(a)のものと同じ。

循環に伴う赤道域の西風は、北西太平洋の暖水域にまで及ぶ。この西風と東寄りの貿易風が合流する線状の境界を ”monsoon trough” という。このトラフは平均的には北緯 5~25 度に位置し、東西方向に伸びるが、時間的な変動が激しく、時として大陸の低圧部から独立した、閉じた等圧線で囲まれた同心円状の低圧部に成長することがある。この論文ではこの海洋上でできる円形の大規模な低圧部のことを ”monsoon gyre” と定義し、1991 年に発生して複数の台風の発生と関係した事例を詳しく解析している。Chen et al. (2004) は台風の発生に対するモンスーン渦の影響を統計的に解析し、Wu et al. (2013)はモンスーン渦の平均的な構造と、渦の中での台風の発生位置について統計的に解析している。

アメリカ気象学会が提供する気象用語集（http://glossary.ametsoc.org/wiki/Main_Page）では、モンスーン渦の特徴を以下のように述べている。

1) 同心円状の閉じた等圧線の直径が約 2,500km、
2) 2 週間程度の寿命を持つ、
3) 低圧部の南から東の縁に雲バンドを伴う。

これに加え、台風の発生位置について、上記の論文では以下の特徴を持つことで一致している。

4) 低圧部の東縁で小型の台風が次々と発生し、
5) 低圧部の中心で大型の台風が 1 つ発生する。

ひとつ注意を要することは、「モンスーン」の名がつく用語として、他に「モンスーン低気圧（monsoon depression)」というのが存在することである。これは、直径が約 1,000km で台風と同程度の大きさを持つ熱帯低気圧で、中心近くに対流活動を持たず、全体としてドーナッツ状の雲分布を持つものを指す（JTWC 1994, Beattie and Elsberry 2012）。モンスーン低気圧はベンガル湾と北西太平洋で発生することが知られている（Lander 2004）。これに対し、本講演で注目するモンスーン渦は北西太平洋でしか発生の報告がない。

３．2016 年のモンスーン渦の特徴

この章では 2016 年 8 月に出現したモンスーン渦

の特徴について、気象庁客観解析データ（JRA55）、ひまわり 8 号雲頂高度プロダクト、および米国海洋大気庁海面水温データ（OISST）を用いて示す。8 月 15 日の前後 5 日間を含む 10 日平均した高度分布（図 1）において、日本の南海上には大陸の低圧部から独立した低圧部が存在している。閉じた等値線の東西幅は約 2,200km である。図 2a では、10 日平均した水平風と相対渦度の分布を重ねている。低圧部の南の縁と北東側で風が強く、正渦度の領域は低圧部の中心から南と東に偏在している。8 月 15 日における雲分布（図 2b）によると、雲の分布も南側と東側に偏在しているのがわかる。これらの特徴は、過去の研究で明らかになったモンスーン渦の特徴と整合的である。

図 3 はモンスーン渦の中心がある東経 141 度における南北鉛直断面内の気温偏差を示す。渦の中心から 500～1,000km 南方で上昇流が卓越しており、ここが図 2b の雲域に対応する。渦の内部は上空で気温の正偏差があり、熱帯低気圧と同様に暖気核を伴うことを表す。モンスーン渦の暖気核構造は、Wu et al. (2013)のコンポジット解析でも指摘されている。

モンスーン渦の時間発展をみるため、図 4 に 950hPa 高度の時間－南北断面を示す。モンスーン渦に対応する低圧部は、7 月中旬まで卓越した太平洋高気圧と入れ替わるように、8 月 5 日頃に北緯 20 度付近に出現し、強弱を繰り返しながら 8 月末まで持続したことがわかる。また、6 つの台風（第 5～7 号と第 9～11 号）は、モンスーン渦の持続した期間に発生していることがわかる。特に台風第 10 号は、モンスーン渦の北縁で発生したあと南下し、その後渦の中心とともに北上した。前述のように低圧部の中心でできる台風は大型になる傾向があり、台風第 10 号もこの特徴を持っていたといえる。図 1 によると、第 10 号以外の台風はモンスーン渦の東側を北に進んでおり、これもモンスーン渦に伴う台風の特徴をよく表している。

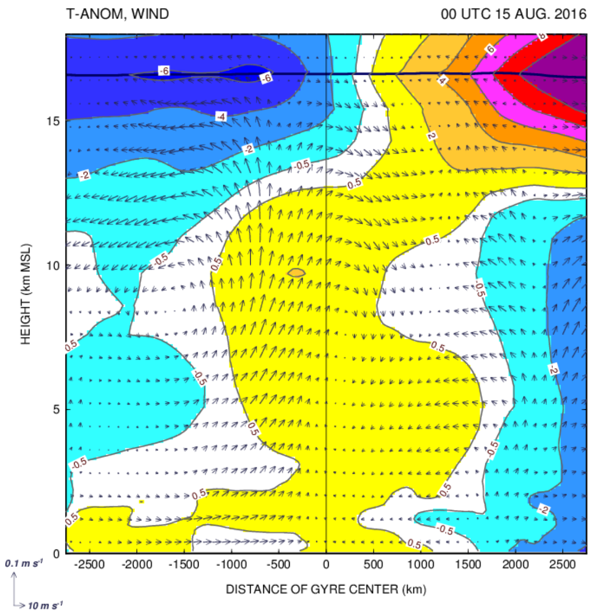


図 3 モンスーン渦の中心を通る南北鉛直断面における気温偏差。8 月 10～20 日の期間での平均値を表す。横軸は正値が渦中心の北側を表す。

図 5 はモンスーン渦の発生期における海面水温の

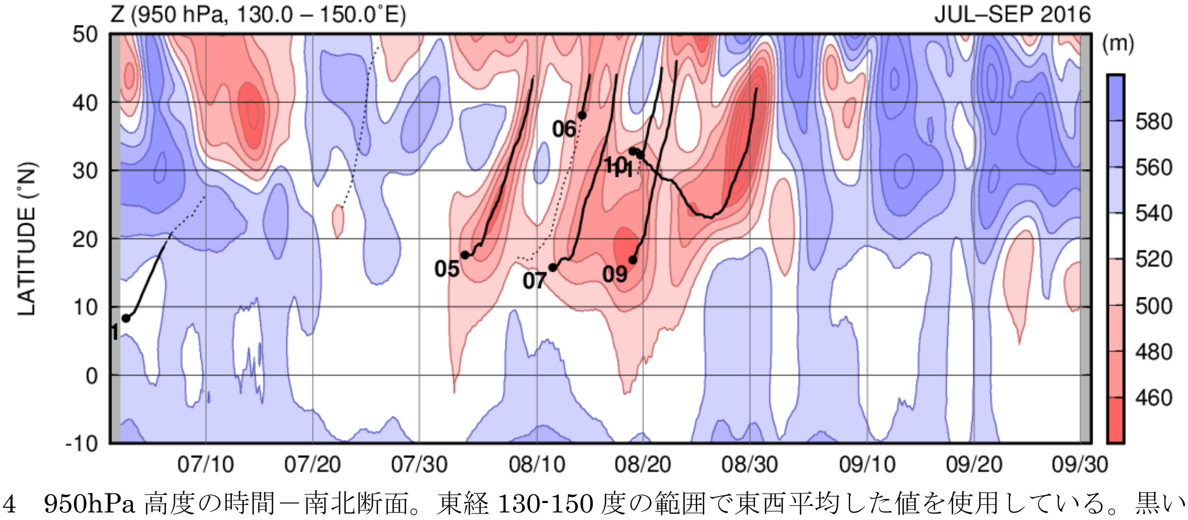


図 4　950hPa 高度の時間－南北断面。東経 130-150 度の範囲で東西平均した値を使用している。黒い線は、この東経 125-155 度の範囲内に存在した台風の経路を表す。

平年からの偏差を表す。渦が形成される北西太平洋の北緯 20 度付近では 1℃以上の高温偏差となっており、モンスーン渦が平年より高い水温（>30℃）の領域で発達していたことがわかる。

４．まとめと考察

以上のように、2016 年 8 月に日本の南海上で出現した大規模な低圧部は、過去の研究で調べられているモンスーン渦の典型的な特徴を持っていたことがわかった。8 月に出現した 6 つの台風はモンスーン渦に伴ったもので、台風 10 号の特異な経路もモンスーン渦との相互作用の観点で説明がつくと考えられる。モンスーン渦そのものの成因については今後詳しい解析が必要だが、過去の研究では、インド洋の対流活動に励起された中緯度ジェット気流の蛇行と、それに伴う高緯度からの渦位移流が指摘されている（Molinari and Vollaro 2012）。しかしこれ以外にも熱帯の波動や擾乱など、モンスーン渦の発達と関係しそうな現象があり、様々な視点からの研究が必要だと考えられる。

謝辞

気象庁長期再解析データ（JRA55）は気象庁気候情報課のサイトより、ひまわり 8 号の雲頂高度プロダクトは気象研究コンソーシアムのサイトより取得した。本研究は科研費（基盤 S, 16H06311）「豪雨と暴風をもたらす台風の力学的・熱力学的・雲物理学的構造の量的解析」および.科研費（基盤 B, 16H04053）「南西諸島とフィリピンのドップラーレーダーを用いた台風構造と強度の関係解明」により実施された。

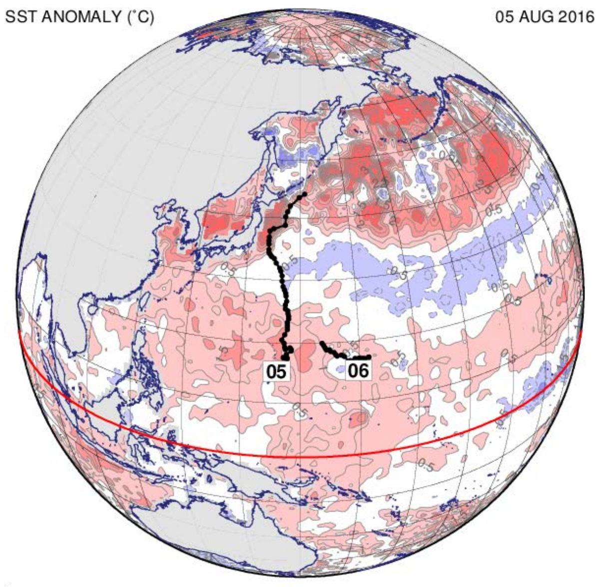


図 4　2016 年 8 月 5 日における海面水温の平年からの偏差。等値線は 0.5℃間隔で、赤色（青色）は+0.5℃以上（-0.5℃以下）の領域を表す。

参考文献

Beattie, J. C., and R. L. Elsberry, 2012: Western North Pacific Monsoon Depression Formation. *Wea. Forecasting*, **27**, 1413-1432.

Chen, T.-C., S.-Y. Wang, M.-C. Yen, and W. A. Gallus Jr, 2004: Role of the monsoon gyre in the interannual variation of tropical cyclone formation over the western North Pacific. *Wea. Forecasting*, **19**, 776-785.

JTWC, 1994: Annual tropical cyclone report. *Joint Typhoon Warning Center*, 337 pp.

Lander, M. A. 1994: Description of a Monsoon Gyre and Its Effects on the Tropical Cyclones in the Western North Pacific during August 1991. *Wea. Forecasting*, **9**, 640-654.

Lander, M. A. 2004: Monsoon depressions, monsoon gyres, midget tropical cyclones, TUTT cells, and high intensity after recurvature: Lessons learned from the use of Dvorak's techniques in the world's most prolific tropical-cyclone basin. *Preprint of the 26th Conference on Hurricanes and Tropical Meteorology*.

Molinari, J., and D. Vollaro, 2012: A Subtropical Cyclonic Gyre Associated with Interactions of the MJO and the Midlatitude Jet. *Mon. Wea. Rev.*, **140**, 343-357.

Wu, L., H. Zong, and J. Liang, 2013: Observational Analysis of Tropical Cyclone Formation Associated with Monsoon Gyres. *J. Atmos. Sci.*, **70**, 1023-1034.