

## 論文

# 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

安藤 直 貴<sup>1</sup>, 上野 健 一<sup>2\*</sup>

## 要 旨

本州内陸部で発生した多降水・多降雪日を, 1981/82~2013/14 年の 33 冬期にわたる 28 地点の気象庁アメダスの 2 日積算降水・降雪量で上位 30 位に入った事例とし, それらの長期発現傾向や気圧配置毎の多降水・多降雪域の出現特性を明らかにした. 多降水・多降雪は冬型気圧配置時には長野県西部から新潟県境に近い地点で発生し, 南岸低気圧通過時にはそれ以外の地点で広域に発生しやすい. 多降水の発現は必ずしも暖冬・寒冬と関係しない. 南岸低気圧通過時に広域で多降水と多降雪が同時に発生する事例は非常に少なく, 2014 年 2 月 14–15 日の大雪事例がこれに相当した. 同事例における低気圧周辺の水蒸気輸送場を分析したところ, 低気圧前方の高圧帯により暖域を北上する水蒸気経路が狭まり, 閉塞過程に伴う下層の湿潤層における東風成分の強化と共に関東北西から長野県北東域にかけて多量の降水がもたらされた. 極端な多降水を伴う南岸低気圧は閉塞段階のものが多く, 必ずしも北太平洋上のブロッキング高気圧を伴うとは限らなかった.

キーワード: 冬期降水・多降雪・南岸低気圧・中部内陸域

Key words: rainfall in winter, heavy snowfall, extratropical cyclone along south coast of Japan, inland district of Japan

## 1. はじめに

本州中部における降雪研究に関しては, 主に冬期アジアモンスーンに伴う日本海側の豪雪や, 移動性低気圧に伴う太平洋沿岸での大雪の都市域への影響が注目されてきた. 前者に関しては, 日本海上での気団変質に伴うメソ対流系の強化や日本海寒帯気団収束帯の形成に伴う組織化と共に, 寒冷渦による対流圏中層での上昇流の誘導や日本に到来する北西季節風そのものを強化・維持させる大循環場の構造といった環境場が重要な課題となる (吉崎・加藤, 2007; 本田・楠, 2007). 一方, 後者に関しては, 主に南岸低気圧通過時の雨雪判別が重要な課題となり, 関東平野では脊梁山脈の

東側における下層の滞留寒気 の存在や, 降雪粒子の融解に伴う冷気の形成・移流が降雪域の時空間変動に影響を及ぼすと考えられている (Fujibe, 2001; 富山, 2001). 本州中部は周辺を山岳域に囲まれた高標高内陸域で, 地形による障壁効果により季節風 (いわゆる冬型) による降水量は少ないが, 時として発生する大雪は, 大都市間の流通を遮断したり農林業への被害を発生させる. 2014 年 2 月に関東北部から甲信越の広範囲で発生した大雪 (平成 26 年豪雪) は, まさにこの状況を代表する災害を引き起こした (和泉ら, 2014).

本州中部における冬型時の曇天・降水域の分布特性に関しては多くの地域研究が実施されてきた (坂本, 1974; 内山, 1983; 三村, 2000). 須田・上野 (2014) はアメダス 30 年分の日照時間・降水量データを利用して, 冬型と移動性低気圧により生じる天気界の定量的な抽出を試みている. 内陸に大雪を発生させる要因に関して, Ohigashi and

1 水戸地方気象台

〒310-0066 茨城県水戸市金町 1-4-6

2 筑波大学生命環境系

〒305-8572 茨城県つくば市天王台 1-1-1

\* 連絡先: ueno.kenichi.fw@u.tsukuba.ac.jp

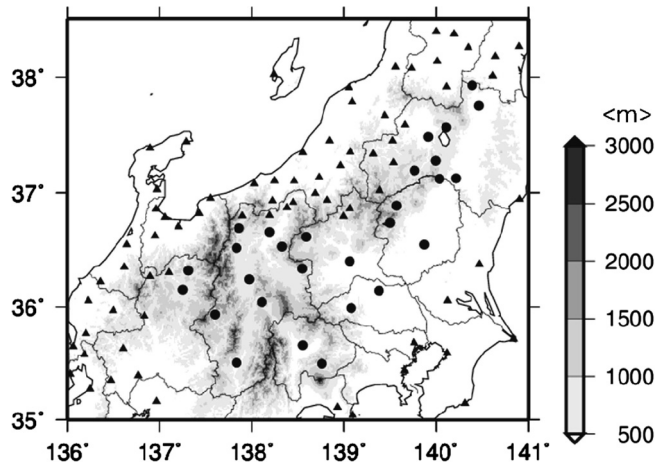


図1 解析対象領域およびデータを使用したアメダス地点の分布. 降水量・降雪量を計測している地点を三角, 対象地点を丸で示す.

Tsuboki (2007) は日本海寒気団収束帯の寒冷渦の通過に伴う雪雲の南下が大雪を発生させる仕組みを提示し, 大森ら (1993) や渡邊 (2003) は, 温帯低気圧通過に伴う下層での水蒸気流入と寒気存在が降雪量の増加にとって重要であることを示している. 南西側が開いた地形となっている木曾山脈南部の岐阜県側では, 低気圧接近時に暖気移流によって昇温しやすく降雪量が少ない (安藤ら, 2013) ことから, 山脈に沿った谷地形の走向も降雪量の増減に寄与していると考えられる. 一方, 移動性低気圧は内陸の山岳高所に降水をもたらすだけではなく, 時として厳冬期にも降雨を伴い, 積雪構造に急激な変化を生じる (上野ら, 2010). このような日本海側でも太平洋側でもない地域で, いつ, どのような気象条件で多量の降水 (多降水) や大雪 (多降雪) が生じえるかに関する統計的研究は少ない. さらに, これらの発現傾向とそれをもたらす擾乱の構造を分析することは温暖化に伴う日本付近の冬期気候変動と極端現象の発現を結び付ける重要な研究課題と考える. 本研究では, 長期に蓄積された気象庁アメダスの降水量・降雪量データを使い, 内陸地点で発生した多降水・多降雪の順位付け (ランキング) を行うことにより, 極端な降水事例を抽出した. このリストに沿って, 多降水・多降雪の発現に関する出現頻度の長期変化傾向および地域性を気圧配置毎に明らかにした. さらに, 2014 年 2 月に生じた

大雪事例と比較し, 内陸まで多降水を生じる要因と温帯低気圧の閉塞過程との関係を分析した.

## 2. データおよび多降水・多降雪日の決定

本研究では, 日本海側の多雪地域および太平洋沿岸地域を除いた本州中部の内陸に分布する気象庁アメダス地点で, 降水量・降雪量を計測している 28 か所のデータを解析した (図 1, 丸印). ここで, 内陸部とは, 西端を岐阜県の高山盆地, 北東端を福島県の福島盆地, 南端を山梨県の甲府盆地を含み, 日本海沿岸の多雪域を除く領域とした. 多雪地域との境界に関しては, 累積年降雪量 (前 1 時間における積雪深の増加分を一冬季で合計したもの) の平年値および須田・上野 (2014) の天気界を参考にして決定した. 具体的には, 累積降雪量平年値が 750 cm 以上を記録した地点を除外した. 長野県の信濃町と福島県の西会津は 750 cm 以下であったが, 須田・上野 (2014) によると冬季天気界の降水端域の北または西側にあたるため, 対象地点から外した. 一方, 内陸部の南限は太平洋沿岸に位置する地点と関東平野南部の都市域から房総半島域を除いて決定した. 解析期間は 1981 年 12 月から 2014 年 3 月までの 33 冬期分とした. ここで冬期とは前年 12 月～翌年 3 月とする. 3 月を冬期に入れた理由は, 低気圧活動が活発となる春先の大雪事例を含めるためである.

まず, 日界による夜間の降水事例の分割を避け

る事と、関東地方のような湿雪域では建築物の倒壊判定に用いられる積雪荷重が最大となる時間スケールが2日程度であるという指摘（例えば高橋ら, 2014）を受け、日降水量の2日積算値（2日積算降水量）および日降雪量（前1時間の積雪の深さの増加分を1時から翌0時まで積算したもの）の2日積算値（2日降雪量）を作成した。次に、各地点で、それぞれの積算値の順位付けを行い、上位30位に入ったイベントの初日の日付を多降水日・多降雪日と定義した。2日連続でイベントが抽出された場合、同一事例と考えて後者の日を削除した。各地点で抽出された日数（30日）は全対象日（4001日）の約0.75%に相当し、それぞれの地点で極端に降水量または降雪量が多かった降水イベントが抽出されたと考えられる。なお、日積算降水量・日積算降雪量でも同様の抽出を行い、積算期間の違いによる統計量の違いを3章にて考察した。

### 3. 長期出現傾向

多降水・多降雪日の出現頻度が33年間でどのように変化しているかを調べるために、両者の出現頻度（日数）を全地点で合計し、年々変動と一次回帰による変化傾向を図2に示した。このとき、複数地点で同日に多降水・多降雪が発生した場合は1日として計算した。すなわち、図2は各年で多降水・多降雪をもたらしたイベントが何度発生したかを表している。2日積算ではなく日単位で統計量を計算した時の結果も図中に破線で比較した。一次回帰分析によると、日積算・2日積算ともに多降水日は増加傾向、多降雪日は減少傾向となった。但し、危険度1%の有意検定によると、日単位で抽出した多降水日の頻度のみ有意となった。これらの結果は、内陸で多降水量をもたらすイベントが長期的に増加傾向にあり、一方で極端な大雪となるイベントは減少している傾向にある事を示唆している。後者に関しては、温暖化による少雪の影響が低標高域で顕著となる予測（例えば Kawase *et al.*, 2013）と整合する。一方で、鈴木（2014）は本州内陸における降雪量は温暖化しても少なくなるとは言えない事を議論しており、清水（2012）は標高1300mに位置する菅平高原にて積雪水量変化から求めた雨量計捕捉率の

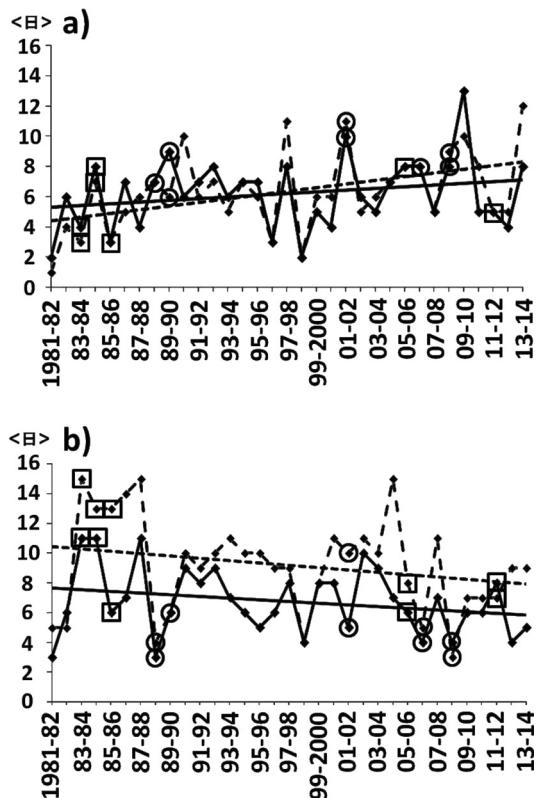


図2 a) 多降水・b) 多降雪日数の長期変化傾向。実線は2日単位、破線は1日単位で示した多降水日・多降雪日の日数と回帰直線。暖冬年を○、寒冬年を□で示す。

影響が小さい日降水量の長期変化に有意な増加傾向がある事を示している。今回解析したアメダス地点が低標高域に集中している事を考えると、標高が高い山岳域では多降水の発生が多降雪事例数の増加を生じているが、観測地点が存在しないため検知できていない可能性も考えられる。

次に、年々変動の様相を日単位と2日単位で比較した。都市化の影響の少ない全国17地点における12月-3月の平均気温偏差の高い方から上位5年を暖冬年、下位5年を寒冬年とし、多降水・多降雪日の出現頻度との関連も調べた。多降水の変動（図2a）は両統計量とも変動傾向が似ており、暖冬年（図中○）・寒冬年（図中□）を問わず多降水日が発現する。一方、多降雪日の日単位での出現頻度が2日単位の頻度を上回っている様相がみられ、これは、次章で説明する気圧配置毎の集計

を分析した結果、冬型気圧配置の時の発生頻度が2日単位にすることで減少したためである。また、寒冬季に多降雪日の頻度が多く、暖冬季に少ない傾向がみられた。日単位と2日単位の頻度の相関係数はa)で0.76, b)で0.68となり、多降雪日の発生頻度の方が、積算期間による発現傾向が若干異なる事を示している。

#### 4. 気圧配置毎の出現特性

2日積算で定義した多降水・多降雪日が出現しやすい地点を、気圧配置毎に分析した。気圧配置は、初日の9時における気象庁地上天気図を用いて冬型の気圧配置、南岸低気圧、日本海低気圧、二つ玉低気圧、停滞前線、その他の6つに分類した。冬型の気圧配置（以下、冬型とする）に関しては、地上気圧分布が西高東低を示し、日本付近で等圧線が南北に引かれている状況を判定基準とした。低気圧に関しては、地上天気図上で、図3に示した領域を低気圧の中心が通過したかどうかで判定した。南岸低気圧と日本海低気圧が同時に判定された場合を二つ玉低気圧とした。また、天気図上に停滞前線が解析され、これによって降水・降雪域が発生したと判断された場合を停滞前線と判定した。これらに当てはまらない気圧配置（例えば台風）の場合をその他とした。図4に各地点での出現頻度割合を気圧配置毎に示した。ここで出現頻度割合とは、各地点において多降水日（多降雪日）として抽出された全イベント数に対する、該当する気圧配置で発生したイベント数の割合を意味する。

冬型における割合の分布をみると（図4a, b）、多降水・多降雪ともに日本海側に近い地点で割合が高く、地形性降水が季節風の吹き込む風向に対して最初に直交する山脈で発生する事に起因すると考えられる。なお、多降水の方が多降雪に比べて割合の高い地域は、飛騨山脈、越後山脈、奥羽山脈の一部の地点に限定される。南岸低気圧時（図4c, d）には50%以上の高頻度域が北関東から甲信越地域内陸まで広がり、突出して頻度が高い地点は見られない。日本海低気圧通過時（図4e, f）には、長野県内の山間部と岐阜県の高山で25%以上の多降水が出現し、多降雪となる地点はほとんど出ない。これは、日本海低気圧の場合、

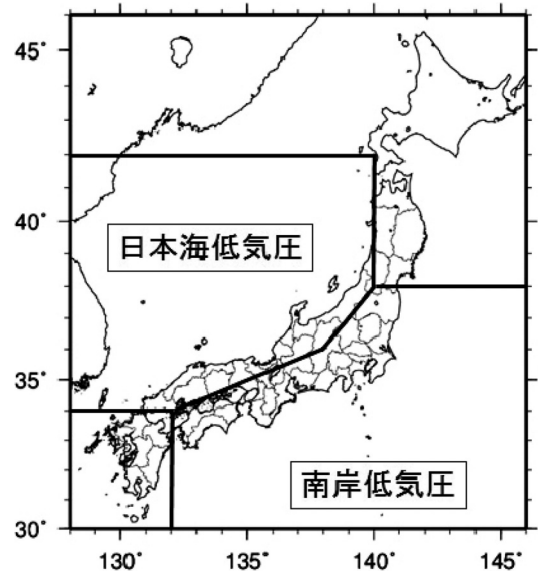


図3 南岸低気圧・日本海低気圧の判定領域。伊藤(2013)を改変。

内陸部に低気圧の暖域が侵入し降雪となりにくい事が要因と考えられる。二つ玉低気圧・停滞前線・その他それぞれでの出現頻度分布（図4g-l）を見ると、二つ玉低気圧通過時（図4g, h）には関東平野西部から山梨県にかけた地域と、北関東の栃木県から福島県南部にかけた地域で25%以上の多降水が出現した。図4g, hを見比べると多降雪の方が出現しにくく、これも日本海に位置する低気圧による暖域の侵入が影響していると考えられる。停滞前線（図4i, j）では長野県で10%前後の割合で多降水が発生し、長野県中南部や山梨県で同じく10%前後の割合で多降雪が発生した。その他の気圧配置型（図4k, l）では多降水・多降雪はほとんど発生しない。以上から、内陸で多降水をもたらす主な気圧配置は、季節風向に対して最初に直交する山脈付近で冬型、その他の地域で南岸低気圧によることがわかり、地域によって日本海低気圧や二つ玉低気圧の出現割合が多くなり、大雪をもたらす主な気圧配置型は内陸北部では冬型、中南部では南岸低気圧であることがわかった。

多降水・多降雪の発現が狭域に限定されたものか広域で同時に発生したのかを把握するために、対象全地点（28地点）の内、半数の14地点以上で



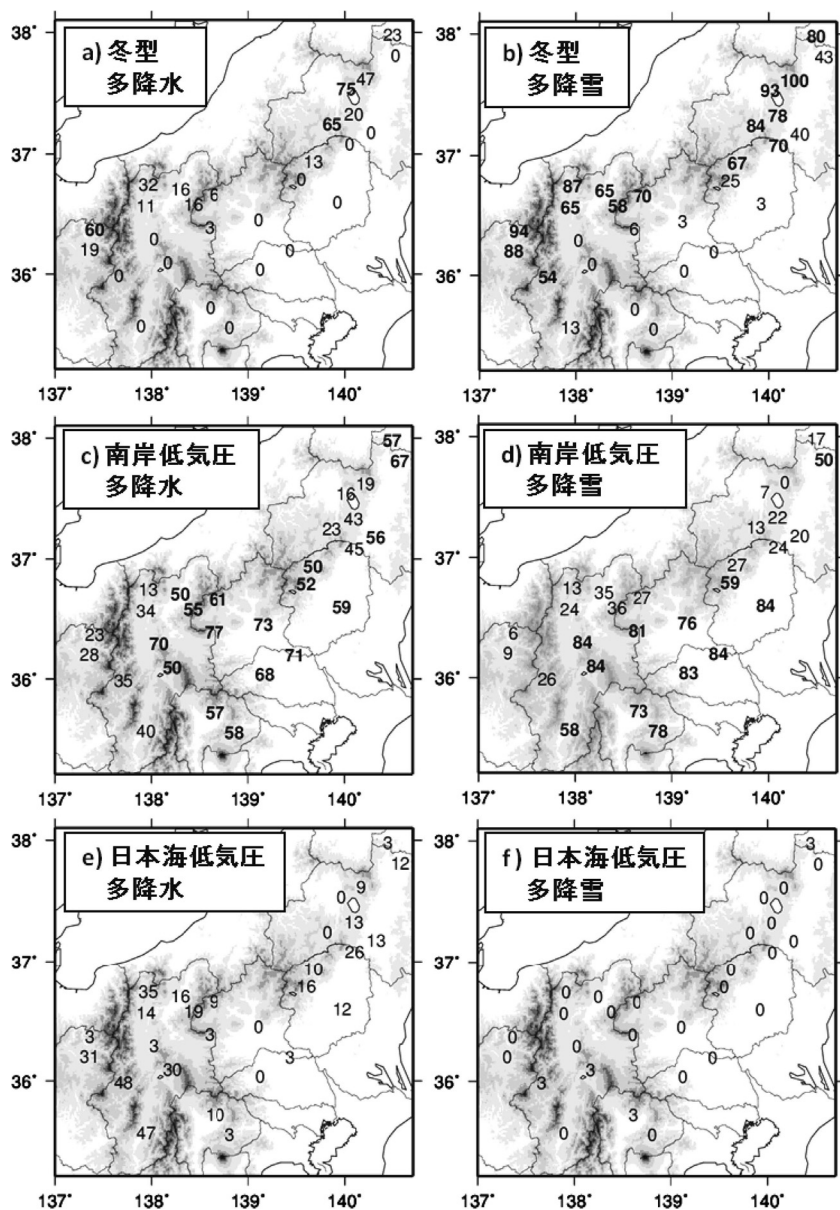


図 4 (A) 冬型・南岸低気圧・日本海低気圧による多降水・多降雪の発現割合。  
太字は出現割合が 50 % 以上を示す。

同一日に多降水・多降雪日と判定されたイベントを抽出し表 1 にまとめた。日本海低気圧時・停滞前線・その他の気圧配置で該当する日は無く、冬型時に多地点で多降雪になる日は 2003 年 12 月 19 日のみであった。一方、南岸低気圧時には多降水が 11 日、多降雪が 8 日、それぞれ広域で出現している。これは、一般に冬型に伴う降水雲は背が

低いため、山脈の風下に位置する内陸では同時に多降雪になりやすく、南岸低気圧通過時の降水域は降水雲の背が高いために冬型時よりも内陸で広範囲に広がり、多地点で同時に多降水日や多降雪日が出現したと考えられる。一方、全地点の 3/4 にあたる 21 地点以上で多降水日と多降雪日が同時に出現した事例は 2014 年 2 月 14 日のみで、特

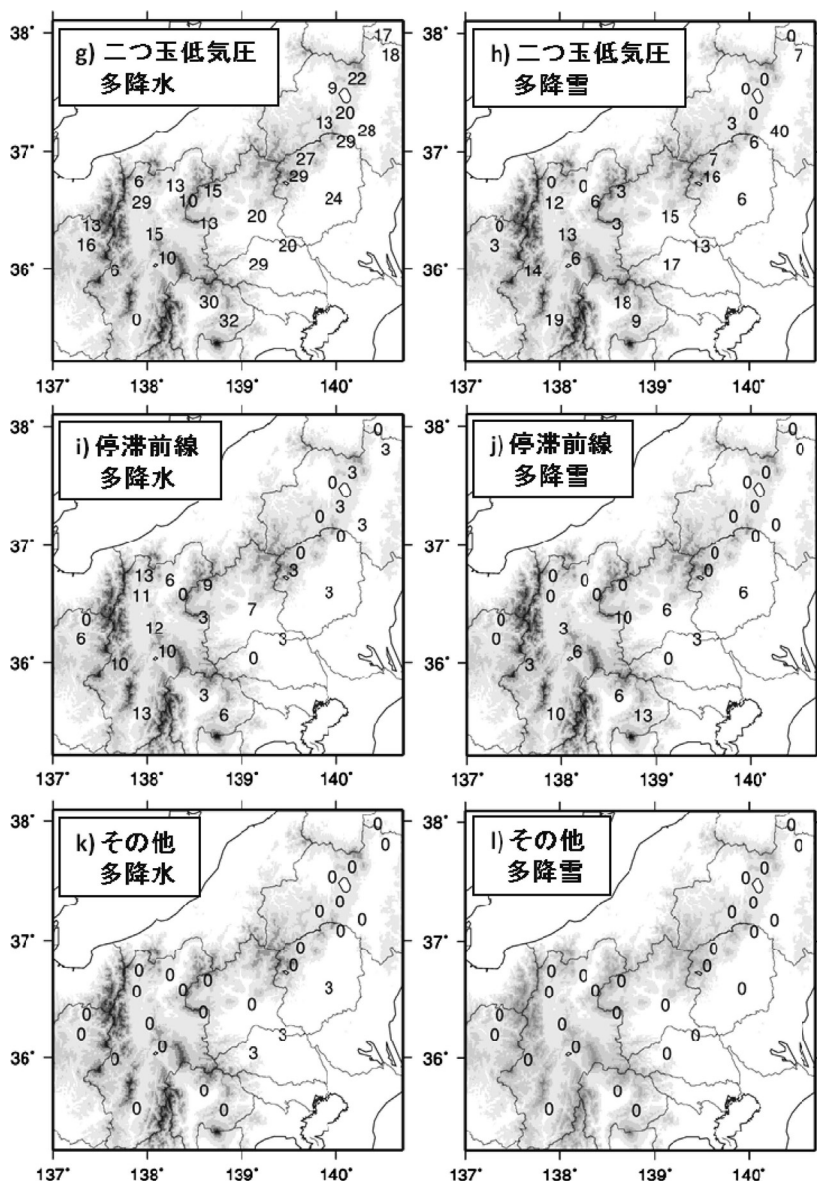


図 4 (B) 二つ玉低気圧・停滞前線・その他の気圧配置による多降水・多降雪の発現割合.

異なる事例であったといえる。

## 5. 2014 年 2 月 14 日の大雪事例における多降水の発生

2014 年 2 月 8 日および 14 日は、南岸低気圧の通過に伴い本州南部から内陸にかけた広い地域で大雪が発生し、交通障害・家屋の損傷・集落の孤立など様々な災害が発生した。2 月 8 日は、内陸

や関東平野部で未明から降水が始まり、日中から夜にかけて積雪深が増大した。一方、2 月 14 日も未明から明け方にかけて降水が始まり、深夜から翌 15 日の朝にかけて関東甲信地方で降水強度と積雪深が最大となった（気象庁, 2014）。これから、後者の大雪事例の方が降水継続時間が長かったことがわかる。2 月 14 日は、前章の分析から多降水と多降雪が同時に発生した極端事例に相当す

表 1 対象地域のうち 14 か所以上で多降水日または多降雪日となった日のリスト。  
数値は地点数で、21 地点以上となった箇所を灰色で示す。

## 南岸低気圧

年月日	多降水	多降雪
1985年2月8日	22	1
1986年2月18日	0	14
1991年3月22日	14	0
1992年1月31日	3	18
1994年2月12日	0	21
1998年1月14日	13	14
2001年1月26日	9	15
2002年1月26日	19	13
2003年1月23日	2	18
2003年3月1日	15	0
2003年3月6日	15	3
2004年12月4日	22	0
2005年1月15日	15	9
2006年12月26日	27	0
2009年1月30日	22	0
2010年12月21日	16	1
2014年2月8日	6	19
2014年2月14日	21	25

## 冬型気圧配置

年月日	多降水	多降雪
2003年12月19日	8	15

## 二つ玉低気圧

年月日	多降水	多降雪
1991年2月14日	22	0
2002年1月20日	14	0
2007年1月6日	15	8

日本海低気圧, 停滞前線,  
その他・・・該当事例なし

る事も解る。

2月14日の気象特性に関しては、既に多くの解析やシミュレーションにより検証が進められている。例えば、本田ら（2014）は関東平野西部に東北地方から張り出す高圧部に伴う下層寒気の維持が大雪に寄与した事を指摘している。Yamazaki *et al.* (2015) も、大雪の一要因として北太平洋上のブロッキング高気圧に進路を阻まれた事で、低気圧が長期にわたって降水を継続させると同時に、対流圏下層にシベリアからの冷氣移流が存在する事に注目している。そこで、まず本研究にて抽出された多降雪日で南岸低気圧の気圧配置を伴った事例が北太平洋上でブロッキング高気圧も伴ったかどうかを調査した。具体的には、対象とした 28 地点で 1 箇所でも多降雪日とカウントされた 63 イベントに関して、JRA55 長期再解析データ (Ebata *et al.*, 2011) の午前 9 時の海面更正気圧分布の 20-50°N および 150-180°E にブロッキング高気圧が存在するかどうかを目視により判別した。その結果、ブロッキングを伴った事例は 5 事例となった。また、その中で多降水日にカウントされた事例は 2 事例にとどまった。南岸低気圧の気圧配置に限った多降水日に関して同様の分析を行ったところ、28 地点で 1 箇所でも多降水日が

カウントされたのは 63 事例であり、その内ブロッキングを伴う事例は 4 事例であった。これは、過去 33 年で今回定義した多降雪・多降水を生じた日に関しては、必ずしもブロッキング高気圧の発生を伴っていない（ブロッキング高気圧の存在が多降水・多降雪の一義的な要因とはならない）事を示している。言い換えれば、多地点で順位が 1 位となった 2 月 14 日の降水イベントは、ブロッキング高気圧を伴う非常に稀な多降水・多降雪事例であった事が伺える。

両事例が、各地点における 33 冬期の多降水・多降雪イベントの内どの程度の順位であったかを図 5 に示す。2 月 8 日の降水量 (図 5a) を見ると、30 位以内となった地点は少なく、降雪量を見ると (図 5b) 関東平野西部から甲府盆地にかけて降雪深が 2-3 位となった地点が出現した。一方、2 月 14 日の積算降水量の順位を見ると (図 5c)、関東平野北西部から長野市・甲府盆地にかけて 1-2 位となった地点が多数出現している。また、降雪量を見ると (図 5d) 対象域のほとんどの地点が 1-2 位となり、内陸のアメダス地点における最大積雪深観測記録が大幅に塗り替えられた特異的な日であった。つまり、2 月 14 日の事例では、大雪でかつ甲府盆地および関東平野北西部から長野県北東



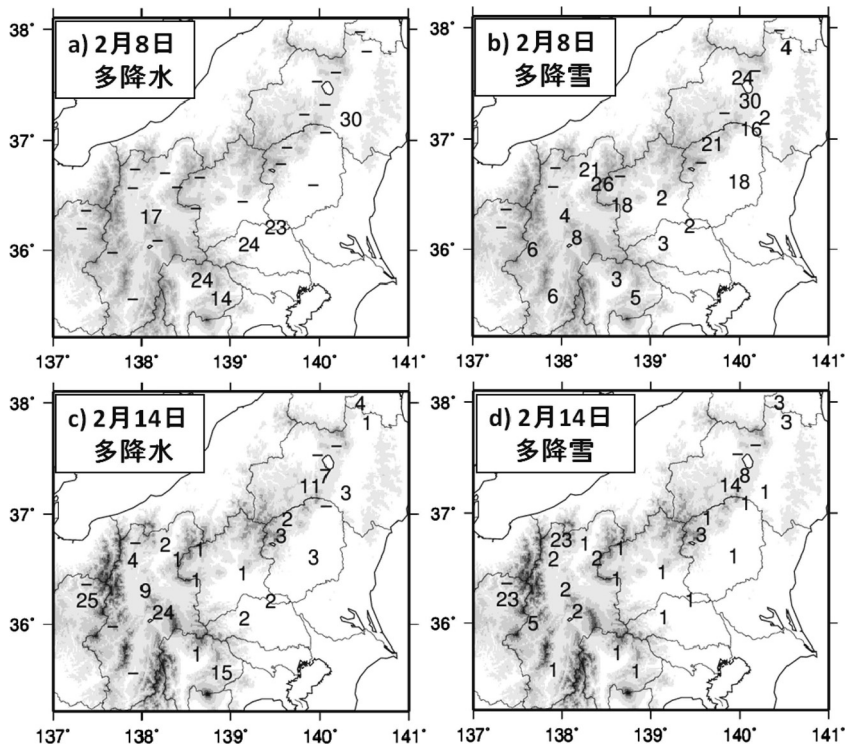


図5 2014年2月8日の2日積算 a) 降水量, b) 降雪量30位以内の順位, 及び2月14日の2日積算 c) 降水量, d) 降雪量30位以内の順位.

部にかけて稀にみる多量の降水がもたらされた事が明らかである。

2月14-15日にかけ接近した南岸低気圧に伴う降水の特徴として、群馬県北西部から長野県北東域にかけて多量の降水がもたらされ、新潟県長岡市付近でも南岸低気圧の影響を受けた比較的高標高からの降水強化が観測されている(中井, 2014)。メソスケールの観点では、Araki and Murakami (2015) が沿岸前線の形成と内陸降水に対する種まき効果が大雪発生に重要であった事を指摘している。そこで、本事例にて特に図5に示した北関東から日本海側に及ぶ範囲まで降水量が増加した要因を総観規模での水蒸気輸送の観点から分析した。気象庁地上天気図によると、14日9時には温暖・寒冷前線を伴う中心気圧1008 hPaの南岸低気圧が九州南方に解析され、翌日9時には閉塞前線を伴い中心気圧996 hPaに発達して関東南縁に移動している。積雪は、14日9時の時点では、内陸の多くの地点で降水強度は弱かったものの既に

発生していた。その後、15時から15日3時にかけて降水量の増大とともに積雪深が増大した。低気圧周辺における下層の水蒸気輸送と気温場の遷移を把握するために、JRA55長期再解析データにより分析された850 hPaおよび700 hPaにおける水蒸気輸送(比湿 $q$ と風速 $V$ の積算)および温位分布を示す(図6)。低気圧の中心が九州南方にある頃から(15時)、下層(850 hPa)では中心付近からその東側で北上する南北に延びる高温多湿な水蒸気輸送路が明瞭に解析されている。この湿潤域は中部日本南縁に断続的に到達し、34°N付近で南東から流入する比較的寒冷な気団と収束を起こしている。この2つの気流系は、低気圧の寒冷前線東で卓越するWarm Conveyor Belt (WCB) と、温暖前線の北側を東西に吹走するCold Conveyor Belt (CCB) に相当するもの(例えばBrowning and Hill, 1985)と考えられる。中心の北上時も関東付近では南北の気温勾配は維持され、同時に東南東成分の水蒸気流入が強化している(3時)。上



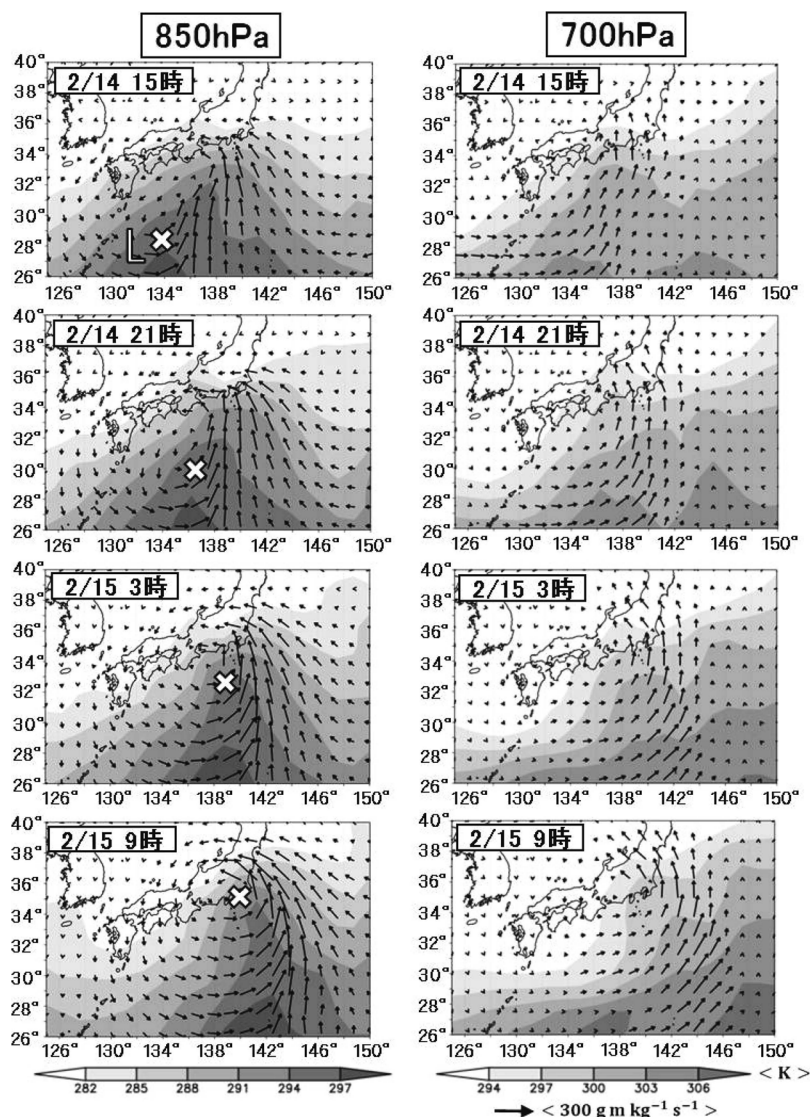


図 6 850 hPa (左段) および 700 hPa (右段) における温位および水蒸気輸送で見る低気圧の発達過程。陰影は温位で等値線は 3 K おき、ベクトルは水蒸気輸送量 (比湿 × 風速) を示す。×印は地上気圧分布から判読された低気圧の中心位置を示す。

空 (700 hPa) では南からの多湿気団が CCB 上に乗り上げて中部日本上空を通過して日本海側に到達している。石坂ら (2015) は、2 月 14 日の夜半から新潟県下で降った雪が季節風冬型時と異なる雪結晶を伴ったことを報告しており、上空に太平洋側から水蒸気が輸送された事と関係がある事が示唆される。内陸で大雪が発生した 15 日 3 時は低気圧の閉塞過程時に相当している。同時刻にお

けるより広域での下層 850 hPa の比湿と水平風および海面更正気圧分布を図 7 に示す。Yamazaki *et al.* (2015) がポテンシャル渦度偏差で解析した上空 320 K におけるブロッキング高気圧の中心は日本の東北東に位置するが、地上付近の気圧分布で見ると二つの中心を持つ高压帯が解析されている。今回大雪をもたらした低気圧に先行する 35 N 付近の低気圧の西側で弱い高気性循環を伴う

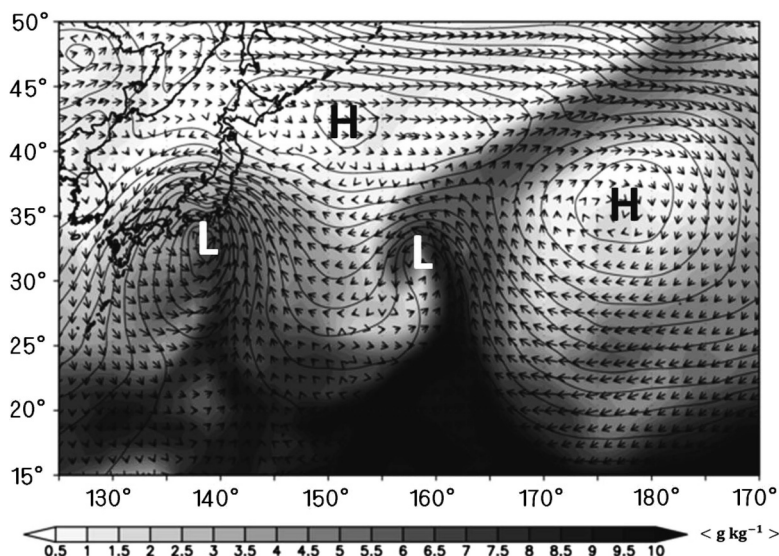


図 7 2 月 15 日午前 3 時における 850 hPa の水平風 (ベクトル) と比湿 (陰影) および海面更正気圧 (等値線) の分布. 高・低気圧の中心を H・L で示す.

東からの乾燥気団が存在する. 多くの閉塞前線周辺では, 温暖前線に乗り上げた WCB に伴う水蒸気は東西に分散するが, 今回の事例では北上する多湿の水蒸気経路がこの気団にブロックされ, その結果, 水蒸気が集中的に本州内陸に流入したと考えられる.

## 6. 低気圧の発達段階別に見た多降水の発現

5 章の解析では, 2014 年 2 月に本州中部に極端な多降水・多降雪をもたらした総観場の特徴として, 南岸低気圧が関東付近で閉塞前線を伴い, これによって下層から中層にかけた東風成分が関東平野で卓越した事を指摘した. 日本列島付近を通過する低気圧の分類に関しては, 従来の研究の多くが中心位置や移動経路に着目したものが多く, 発達段階に着目した解析は少ない. そこで, 多降水日として抽出された 63 事例の低気圧がどの段階の構造を持っていたかを統計的に調べた. 具体的には, 28 地点平均の時間降水量が最大を示した時刻に近い JRA55 長期再解析データを用いて, 低気圧の発達段階を Carlson (1991) に従い 4 つの発達段階に分類した. ここで, 第 1 段階は幼年期の低気圧, 第 2 段階は低気圧性の回転の強化に伴い温暖前線・寒冷前線が形成される段階, 第 3

段階は第 2 段階よりも低気圧の発達が進んだ段階, 第 4 段階は閉塞前線を伴い低気圧の最盛期の段階に相当する. 特に, 第 4 段階については, 地上と 850 hPa 面で低気圧の中心が暖域から隔離され, 700 hPa 面では湿数 3°C 以上の乾燥域が低気圧中心に到達し, 500 hPa 面の等高度線と渦度分布から渦軸が直立している状況を判断基準とした. 今回は, 多降水をもたらした南岸低気圧以外に, 平均的な 2 日積算降水量を記録した (多降水をもたらさなかった) 南岸低気圧と上位 10 位に入った極端な多降水を伴う南岸低気圧も抽出し, 発達段階別の発生率が異なるかどうか調べた.

ここで, 平均的な 2 日積算降水量を記録した南岸低気圧を抽出するために, まず解析期間内に地上天気図から抽出された南岸低気圧 434 事例で, 南岸低気圧による降水よりも冬型による降水が卓越した事例を除去した. 冬型による降水が卓越した事例は次のように選出した. 図 4a から, 対象地点を冬型で多降水が 1% 以上出現する 14 地点と全く出現しない 14 地点の 2 グループに分ける. 各事例でグループごとの積算降水量を算出し, 冬型で多降水が出現するグループの方が全く出現しないグループよりも積算降水量が多い事例を, 冬型による降水が卓越した事例とした. 冬型による

表 2 南岸低気圧の発達段階別に見た、平均的な 2 日積算降水量を記録した日および上位 30 位・10 位に順位付けされた多降水日の頻度。

	第1段階	第2段階	第3段階	第4段階	合計
平均的な2日積算降水量を記録した日 (割合,%)	11 (22)	31 (62)	4 (8)	4 (8)	50 (100)
多降水日 (割合,%)	4 (6)	26 (41)	20 (32)	13 (21)	63 (100)
上位10位に入った 多降水日(割合,%)	0 (0)	7 (23)	14 (45)	10 (32)	31 (100)

降水が卓越した事例を除去した結果、262 事例が残った。この中で、多降水となった 63 事例を除く 199 事例に関して、28 地点の積算降水量が多い順に並び替え、積算降水量の順位が中間付近である 76 位から 125 位までの 50 事例を「平均的な積算降水量を記録した日」とした。発達段階は、各 50 事例の降水ピーク時における再解析データから分類した。さらに、多降水をもたらした低気圧の内、最上位 10 位に入った低気圧に関しても極端な事例として同様に分類した。

表 2 に、平均的な低気圧と多降水を伴った低気圧、さらに後者で上位 10 位に入った極端な事例に関して、発達段階ごとの事例数および全事例に対する割合をまとめた。これを見ると、内陸に平均的な降水をもたらした南岸低気圧は第 2 段階が最も多く、その次に第 1 段階の低気圧の割合が多い。これは、冬季に到来する南岸低気圧の平均的な発達段階を示しているものと考えられる。次に、多降水をもたらした低気圧の頻度を見ると、第 1 段階の低気圧頻度が低下し第 2 段階に続いて第 3 段階および第 4 段階の低気圧頻度が増加した。これは、明らかに対象解析域での降水量の増加が発達した低気圧の寄与が大きい事を示している。特に、上位 10 位に入った極端な多降水を伴う低気圧に関しては第 4 段階のいわゆる閉塞前線を伴う南岸低気圧の頻度の割合が増加している。2014 年 2 月 14 日の事例もこの段階に相当する。以上の解析から、冬期に極端な多降水を伴う南岸低気圧は、本州周辺で閉塞過程まで発達する（ライフサイクルを終焉する）場合が多いことが示された。

## 7. まとめ

本研究では 1981/82～2013/14 年の 33 冬期において、本州内陸部に分布する 28 か所のアメダスデータから 2 日積算降水・降雪量を算出し、各地点でのランキングによって多降水・多降雪日を抽出した。これらの出現頻度の長期変化傾向と気圧配置型別の出現域を明らかにし、両者が広範囲で同時に発現した過去の事例の選定を行った。さらに、2014 年 2 月 14～15 日に南岸低気圧の通過に伴い発生した多降水の要因を水蒸気輸送場の観点で分析し、南岸低気圧の発達段階と多降水の発生の関係を明らかにした。それぞれの結果は以下のようにならめられる。

一次回帰分析によると、危険度 1% では統計的に有意ではないが、多降水日は経年的に増加傾向、多降雪日は減少傾向となった。多降水日の出現と暖冬・寒冬には関係が見られず、多降雪日は暖冬年に出現頻度が減少し寒冬年に増加した。日単位で抽出した多降雪日の頻度が 2 日単位で抽出したものよりやや高くなり、冬型による多降雪が連日発生したことによる重複カウントが影響した結果と考えられる。日単位と 2 日単位の統計量の差は夜間に降水が集中するかどうか依存する。夜間の降水は気温低下に伴う降雪確率も増加させ、一方で社会生活や経済活動が休止する期間となるため防災情報の伝達が遅延する可能性がある。今後、多降水・多降雪事例に降水の日変化が内在するかどうかを確かめる分析が必要と考える。

対象とした 28 地点それぞれで多降水・多降雪日がどの気圧配置型で発生しやすいかを調べた結果、多降水日の主要発生要因は季節風向に対して最初に直交する山脈付近で冬型、そのほかの地域



で南岸低気圧となり、その他に日本海低気圧や二つ玉低気圧によって局所的に多降水日の出現割合が多くなる地域が存在した。多降水または多降雪が広域で発生しやすいのは南岸低気圧で、背の高い降水雲が地形の影響を受けにくいことに起因すると考えられる。しかし、両者が広域で同時に発生した過去の事例は非常に少なく、2014年2月14日の南岸低気圧事例は両者共に高ランキングとなった特異的な事例であった。一方、地形性降水が季節風向に対して最初に直交する山脈で卓越しやすい冬型では、広域に多降水・多降雪が発生しにくいこともわかった。

2014年2月14日の南岸低気圧は甲府盆地および関東平野北西域から長野県北東部にかけて、稀にみる多量の降水をもたらした。低気圧の本州接近に伴う下層の循環場の特徴を見ると、客観解析データでは下層で亜熱帯域から低気圧に向かう南北帯状の多湿域が低気圧東部の東経140度付近で解析された。これは低気圧の暖域を北上するWCBに相当し、低気圧の中心が本州に接近し、東南東から流入する比較的低温な気団と収束して閉塞過程に入るにつれ、本州内陸に多量の水蒸気を流入させている。同時に700hPaでも本州上空で南東からの水蒸気流入量が増加し、日本海側に到達している様相が解析された。閉塞前線上にWCBから乗り上げた水蒸気が東方へ輸送されない一要因として、低気圧前方の高圧帯により水蒸気の散逸が阻止されていた可能性がある。一方で、Araki and Murakami (2015) は沿岸前線で発達した対流雲からの降水が西方に輸送され、種まき効果を伴う地形性降水の強化に寄与した事を論じており、閉塞過程に伴う東風成分の強化が雲物理過程に果たす役割も今後解明する必要があると考える。

今回リストアップされた多降水・多降雪がブロッキング高気圧を伴うかどうかに関しては、明瞭な関係は見いだせなかった。一方で、一般的な冬季の南岸低気圧が本州に接近する場合の発達段階は初期や第2段階の場合が多いが、極端な多降水を本州内陸にもたらした低気圧は閉塞過程を伴う場合が多い事が統計的に示された。冬季降水量の増減を低気圧のライフサイクルから分析した研究は少なく、特に高標高域では降水量の増加が降

積雪量の急増につながる場合もある。閉塞過程に伴うメソ対流構造と大雪の発現に関する今後の研究が望まれる。

## 謝 辞

本研究は、科学研究費補助金・特別研究促進費(代表、和泉薫新潟大学教授、課題番号2590003)の補助を受けて実施した。本研究を進めるにあたって加藤輝之氏(気象庁気象研究所予報研究部)の助言を頂きました。厚くお礼申し上げます。

## 文 献

- 安藤敏幸・岡田哲也・須田勝治・田口 静・古山享嗣, 2013: 南岸低気圧による木曾山脈南部周辺の降雪特性. 天気, **60**, 15-20.
- Araki, K. and M. Murakami, 2015: Numerical simulation of heavy snowfall and the potential role of ice nuclei in cloud formation and precipitation development. *CAS/JSC WGNE Research Activities in Atmospheric and Oceanic Modelling*, **45**, 4.03-4.04.
- Browning, K. A. and F. Hill, 1985: Mesoscale analysis of a polar trough intersecting with a polar front. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 445-462.
- Carlson, T. N., 1991: *Mid-latitude Weather Systems*. Routledge, NY, 507 pp.
- Ebita, A., S. Kobayashi, Y. Ota, M. Moriya, R. Kumabe, K. Onogi, Y. Harada, S. Yasui, K. Miyaoka, K. Takahashi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, M. Soma, Y. Oikawa and T. Ishimizu, 2011: The Japanese 55-year reanalysis "JRA-55": an interim report, *SOLA*, **7**, 149-152.
- Fujibe, F., 2001: On the near  $-0^{\circ}\text{C}$  frequency maximum in surface air temperature under precipitation: a statistical evidence for the melting effect. *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 731-739.
- 本田明治・楠 昌司, 2007: 2005/06年 日本の寒冬・豪雪. 気象研究ノート, **216**, 282 pp.
- 本田明治・山崎 哲・吉田 聡, 藤田 彬・木村祐輔・岩本勉之, 2014: 2014年2月14-16日の関東甲信地方に大雪をもたらした大気場の3次元構造の特徴. 2014年2月14-16日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 科学研究費補助金(課題番号2590003), 研究成果報告書, 6-11.
- 石坂雅昭・藤野丈志・本吉弘岐・中井専人・中村一樹・椎名 徹・村本健一郎, 2015: 2014年2月の南岸低気

- 圧時の新潟県下における降雪粒子の特徴。—関東甲信越地方の雪崩の多発に関連して—。雪氷, **77**, 285–302.
- 伊藤陽晃, 2013: 日本列島における冬期降水量分布の年々変動と気圧配置型との関係。筑波大学修士学位論文, 58 pp.
- 和泉 薫・河島克久・伊豫部勉・松元高峰, 2014: 2014 年 2 月中旬の大雪による雪崩災害の発生状況と特徴。2014 年 2 月 14–16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 科学研究費補助金 (課題番号 2590003), 研究成果報告書, 111–118.
- Kawase, H., M. Hara, T. Yoshikane, N.N. Ishizaki, F. Uno, H. Hatsushika, and F. Kimura, 2013: Altitude dependency of future snow cover changes over central Japan evaluated by a regional climate model, *J. Geophys. Res. : Atmospheres*, **118**, 12444–12457.
- 気象庁, 2014: 発達した低気圧による 2 月 13 日から 2 月 19 日の大雪, 暴風雪等。災害時自然現象報告書 2014 年第 2 号, 1–57.
- 三村珪一, 2000: 冬季西高東低気圧配置時における中部地方内陸部の気象の特徴。天気, **47**, 821–833.
- 中井専人, 2014: 2014 年 2 月 14 日～15 日南岸低気圧通過時の地上気象要素と降水の分布。2014 年 2 月 14–16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 科学研究費補助金 (課題番号 2590003), 研究成果報告書, 1–11.
- Ohigashi, T. and K. Tsuboki, 2007: Shift and intensification processes of the Japan-sea polar-airmass convergence zone associated with the passage of a mid-tropospheric cold core. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 633–662.
- 大森俊哉・松沢裕次・高瀬真治, 1993: 南岸低気圧による大雪メカニズム—量的に異なる 2 事例の解析—。気象庁研究時報, **45** 巻別冊, 56–57.
- 坂本篤造, 1974: 岐阜県の日降雪量にかんする動気候学的 2, 3 の統計について。天気, **21**, 411–415.
- 清水 悟, 2012: 筑波大学菅平高原実験センターにおける過去 40 年間の気象変化の傾向。筑波大学技術報告, **32**, 42–49.
- 須田耕樹・上野健一, 2014: アメダス (地域気象観測システム) データを用いた冬季天気界の抽出。地学雑誌, **123**, 35–47.
- 鈴木啓助, 2014: 中部山岳域における気象観測の現象とその意義。地学雑誌, **122**, 553–570.
- 高橋 徹・千葉隆弘・高倉政寛・中村一樹・植松 康, 2014: 2014 年 2 月の大雪による建築物の被害。2014 年 2 月 14–16 日の関東甲信地方を中心とした広域雪氷災害に関する調査研究, 科学研究費補助金 (課題番号 2590003), 研究成果報告書, 62–72.
- 富山芳幸, 2001: 関東地方の降雪にかかわる気温急降下。天気, **48**, 13–24.
- 内山文夫, 1983: 長野県の降雪の深さの主成分分析。気象庁研究時報, **35**, 165–175.
- 上野健一・大門亮太・足立幸穂・清水 悟, 2010: 菅平高原で観測された低気圧活動に伴う凹型積雪深変動。雪氷, **72**, 237–253.
- 渡邊 明, 2003: 福島的气候変化と降雪変動。雪氷防災研究講演会報文集, 2003, 1–6.
- Yamazaki, A., M. Honda and A. Kuwano- Yoshida, 2015: Heavy snowfall in Kanto and on the Pacific ocean side of northern Japan associated with eastern Pacific blocking. *SOLA*, **11**, 59–64.
- 吉崎正憲・加藤輝之, 2007: 豪雨・豪雪の気象学。木村龍治, 東京, 朝倉書店, 187 pp.

## Occurrence tendency of heavy rainfall or snowfall in the inland district of Japan in winter

Naoki ANDO<sup>1</sup> and Kenichi UENO<sup>2\*</sup>

<sup>1</sup> *Mito Local Meteorological Office, 1-4-6 Kanemachi, Mito, Ibaraki 310-0066*

<sup>2</sup> *Faculty of Life and Environmental Sciences, University of Tsukuba,*

*1-1-1 Tennodai, Tsukuba, Ibaraki 305-8572*

*\* Corresponding author: ueno.kenichi.fw@u.tsukuba.ac.jp*

**Abstract:** The top 30 days of two-day rainfall total amounts or snowfall depths from Dec. to Mar. from 1981 to 2014 were counted at 28 AMeDAS stations located in the inland district of Japan as “heavy precipitation days” (HPD) or “heavy snowfall days” (HSD). Long-term trends of HPD/HSD frequency and geographical distribution were examined. In the analysis, limited HPD and HSD appeared in the northern/northwestern area domains under typical winter monsoon pressure patterns; they appeared in other wide areas in cases of passing extratropical cyclones along the south coast of Japan. Occurrence of HPD was not linked to warm/cold winters. It was unusual for HPD and HSD to occur together in the case of a passing extratropical cyclone, as happened on Feb. 14-15, 2014 with extremely heavy snow cover. In this case, water vapor transport distribution in the warm sector of the cyclone showed a unique zonal channel to reach central Japan blocked by a high-pressure system in the northern Pacific, and the strengthened easterly component of the wet air mass intrusion associated with an occluded cyclone provided extremely high precipitation amounts in the inland. The percentage of occlusion increased in cases of cyclones with extreme HPD; however, they were not always accompanied by a blocking anticyclone.

(2015年1月29日受付, 2015年6月4日改稿受付, 2015年7月21日最終改稿受付,  
2015年7月24日受理, 討論期限2016年3月15日)