

日本海側における寒気流入と大雪との関連性

川 口 真 司^{*1}・加 藤 輝 之^{*2}

要 旨

本研究では冬季（12月～3月）の日本海側を対象に寒気流入と大雪との関連性を見出すことを目的として統計解析を行った。解析期間は1981年から2020年とし、日降雪量と海面水温 SST, JRA-55再解析データを利用した。寒気流入は、地上気圧と280K 等温位面の気圧差である寒気質量 DP, その気圧間で水平風ベクトルを積算した寒気質量フラックス FLCA および FLCA を DP で除算した寒気質量の平均風 VEL で評価した。

DP は1月から2月にかけて日本周辺で最も大きく、FLCA と VEL の分布では12月から2月にかけてウラジオストクからの寒気流出が顕著であった。平野部4地点（秋田、新潟、福井、松江）と山岳部4地点（角館、十日町、大野、赤名）を対象に調査した結果、DP=300hPa が大雪の1つの目安であり、大雪時の山岳部の VEL が平野部よりも大きいことが里雪型と山雪型の違いとして見出された。全8地点で日降雪量上位75位以内の日には SST と DP に弱から中の負の相関が見られた。また、各地点の日降雪量上位25位以内の日を対象に、大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置別に DP と FLCA について調査した。メソスケール擾乱を伴わない下層収束や前線または下層トラフによる大雪時には DP が比較的小さくなっていた一方、メソスケール渦状擾乱では DP が大きく、季節風に平行な筋状雲である L モードでは DP, FLCA 共に大きくなっていた。

1. はじめに

冬季日本海側では、寒気吹き出し時にしばしば大雪が観測される。大雪になると、車の立ち往生、着雪や倒木による停電、雪崩や雪下ろし時の転落による人的災害など社会に与える影響は非常に大きい。そのため、大雪についてはこれまで様々な研究がなされてきた。

日本海側の降雪分布は主として、降雪が山間部中心にある山雪型と平野部中心にある里雪型の2つのパターンに分けることができる。藤田（1966）は、北陸地方の降雪時における総観場の特徴について調査を行い、山雪型では、日本海は上空トラフの後面に位置し、

強い北西季節風に伴った雪雲が山間部で地形上昇することで大雪となることを報告した。一方で、里雪型では、トラフは日本海西部に位置し、地上では気圧傾度が緩むこと、そしてブロッキング現象に伴う上層寒冷渦によって中層が低温化することで大気状態がより不安定になり、雪雲が発達することを報告した。

日本海側の平野部の大雪は、日本海メソ低気圧や浅井（1988）が日本海寒帯気団収束帯（Japan Sea polar airmass convergence zone: JPCZ）と名付けた朝鮮半島東方海上で沿海州からの北よりの風と朝鮮半島周辺からの西よりの風が形成する収束帯の末端などに生じる降雪バンドによってもたらされることが多い。そのことから、気象レーダー観測や数値シミュレーションなどによって、大雪をもたらす日本海メソ低気圧や降雪バンドについての研究が数多くなされてきた。

Ninomiya *et al.* (1993) は、日本海北東部で発達したメソ α スケール低気圧について解析を行い、北海道東岸で発達した大規模低気圧の北西象限の北西寒気流と

^{*1}（連絡責任著者）気象大学校（現：気象庁数値予報開発センター）。

m.kawaguchi@met.kishou.go.jp

^{*2} 気象大学校（現：気象研究所）

—2021年11月22日受領—

—2022年10月3日受理—

低気圧前面の暖気流の異なる温度移流の結果、下層で局地前線が形成され、上層寒冷渦直下でメソ α スケール低気圧が発生することを示した。Watanabe *et al.* (2017) は、日本海の北東部で発生し、南側に移動するメソスケール渦状擾乱の環境場について、コンポジット解析から下層での東西温度勾配と上層の寒気に伴うトラフによって特徴付けられることを示した。

Nagata *et al.* (1986) は、数値シミュレーションによって、朝鮮半島と日本海の陸海温度コントラストがJPCZ上の降雪バンドの形成に大きな役割を果たし、朝鮮半島の北に存在する白頭山のブロッキング効果がJPCZの収束域を強めることを示した。Nakai *et al.* (2005) は、長岡での気象ドップラーレーダー観測に基づいて、降雪バンドを6つのパターンに分類した。その中で高頻度で観測されたのが、季節風に平行な筋状雲であるL (Longitudinal) モード (全体の37%)、季節風に直交する筋状雲であるT (Transverse) モード (12%) に加えて、一面に広がるS (Spreading precipitation) モード (17%) であった。Yoshihara *et al.* (2004) は、デュアルドップラーレーダー解析によって、北陸沖の降雪バンドの連続的発達メカニズムを調査し、海陸の温度差と地形によって引き起こされる南西風と海上からの西風の間に形成されるメソスケール収束線が要因であることを示した。Eito *et al.* (2005) は、数値シミュレーションによって、雪の昇華によって形成される冷氣プールの降雪バンドの維持において重要な役割を果たしていることを示した。

このように、大雪に関して様々な研究がなされてきたが、気象庁の現業モデルでは大雪を量的に正確に予測することは難しい。加藤 (2019) の報告によると、平野沿岸部での予測降雪量を改善するためには、あられの形成が十分予測できる水平解像度1 km以下のモデルが必要であるが、1 km以下のモデルの現業運用は2030年頃まで待たなければならない。そこで、大気状態と大雪との関連性を見出すことが大雪の量的予測を補うための一手段となる。當眞 (2019) は、850hPa面の気温を用いて、降雪量と北陸沖の海面水温および大気下層の寒気との関係について調査を行った。北陸沖および日本海全体について海面水温を変化させた感度実験から、北陸沖の海面水温が年々変動で高くなっており、十分な寒気が大気下層に流入している時のJPCZによる大雪事例では平野沿岸部における降雪量が増加することを示唆した。しかし、當眞 (2019) の調査では北陸地方平野部の5地点に限定されており、

また850hPa面の気温と海面水温、降雪量の関連性についての詳細な解析がなされていない。Takahashi *et al.* (2013) は、地域気候モデルを用いて、冬季に日本海の海面水温が日本海側での降水量に与える影響について調査し、日本海の海面水温が高くなると日本海側での降水量が指数関数的に増加することを示した。

寒気流入と大雪との関連性について調査する際、寒気流入を評価する指標が必要となるが、Iwasaki *et al.* (2014) は寒気流入の指標として寒気質量および寒気質量フラックスを、Yamaguchi *et al.* (2019) は寒気質量の平均風を提案している。寒気質量および寒気質量フラックスを用いた研究はいくつか存在する。Shoji *et al.* (2014) は、寒気質量フラックスを東アジアでの寒気吹き出しを定量的に評価するための指標として用い、東アジアは寒気的主要な流出口であること、寒気流出経路は2本以上に分かれることを示した。その他、Abdillah *et al.* (2017) やYamaguchi *et al.* (2019) も寒気質量フラックスおよび寒気質量を冬季の気候学的現象の解析に用いている。また、寒気質量をメソスケール現象に応用させた研究もあり、Ohara *et al.* (2021) は平成30年7月豪雨に対して、前線に伴う降水域の停滞における雨滴蒸発の効果の評価した。

以上のように、寒気質量および寒気質量フラックスを用いた研究がいくつかなされてきたが、大雪事例のメソスケール現象を対象に調査した研究はない。したがって、本研究では、メソスケール現象に伴う大雪を対象に、寒気質量、寒気質量フラックスおよび寒気質量の平均風を用いて複数の大雪事例での大気状態を統計的に調査し、海面水温も含めて大雪との関連性を見出すことを目的とする。2章では利用したデータと解析手法・解析地点、3章では寒気流入の気候学的特徴と大雪時の特徴、海面水温と寒気流入および日降雪量の関係、地点別の大雪をもたらす気象擾乱・気圧配置の特徴を示す。4章では海面水温と寒気流入の関係が降雪に与える影響、秋田での大雪時の特徴について考察し、5章でまとめを行う。

2. 使用データと解析手法

2.1 使用データ

降雪量として、気象庁の地上観測システムであるAMeDASおよび気象官署の日降雪量と毎時降雪量の値を利用した。AMeDASおよび2005年10月1日以降の気象官署では、1時間ごとに積雪深を観測しており、日降雪量は1時間ごとの積雪深増加量の積算値

で、日界は24時（以下、時刻は全て日本標準時）である。2005年9月30日以前の気象官署では、9時、15時、21時に積雪深を観測しており、日降雪量は6時間ごと（夜間は12時間）の積雪深増加量の積算値で、日界は21時である。降雪事例については日単位で決めた。寒気流入の指標の算出には気象庁55年長期再解析データ（以下、JRA-55）（Kobayashi *et al.* 2015）を利用した。本研究で用いた JRA-55再解析データの水平分解能は $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ 、6時間間隔で1日4回（03, 09, 15, 21時）のデータである。海面水温のデータとしては、米国海洋大気庁（NOAA : National Oceanic and Atmospheric Administration）が提供する日々の海面水温データである Optimum Interpolation Sea Surface Temperature（以下、SST）を利用した。SSTの水平分解能は $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ である。また、大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置の調査では、地上天気図や衛星赤外画像、気象レーダー10分間降水強度、10分間降水強度のデータが存在しない2003年12月21日以前については解析雨量も利用した。地上天気図については1996年3月1日以降では6時間間隔で1日4回（03, 09, 15, 21時）、それ以前では12時間間隔で1日2回（09, 21時）作成されているものを用いた。気象レーダー10分間降水強度については10分間隔のデータ、解析雨量については水平分解能5 km の毎正時データを用いた。統計解析の期間については、1981年12月1日から2020年3月31日までの冬季（12月～3月）とした。

2.2 解析手法

本研究の解析で寒気流入の指標として利用した寒気質量（以下、DP）、寒気質量フラックス（以下、FLCA）および FLCA の代表風である寒気質量の平均風（以下、VEL）は、それぞれ以下のように定義される。

$$DP \equiv p_s - p(\theta_T) \quad (1)$$

$$FLCA \equiv \int_{p(\theta_T)}^{p_s} v \, dp \quad (2)$$

$$VEL \equiv FLCA \cdot DP^{-1} \quad (3)$$

ここで、 p_s は地上気圧 [hPa]、 θ_T は特定温位 [K]、 v は水平風ベクトル [$m \, s^{-1}$] である。本研究では、 θ_T を平野部での雪の目安とされている850hPa 気圧面の気温 $-6^\circ C$ から280K とした。

まず、気候学的特徴を見出すために、12月から3月までの冬季各月における DP と FLCA、VEL について月平均を行い、過去39年分（1981年度～2019年度）で

さらに平均した気候値の分布を調査した。ただし、DP が算出されない場合は $DP = 0$ として気候値の算出に利用した。

次に、8つの解析地点（第1図）の日降雪量上位25位（以下、大雪日25）を対象に平均した DP と FLCA、VEL の分布、各解析地点における日降雪量と DP、FLCA および VEL の関係から大雪時の寒気流入の特徴について調査を行った。また、各解析地点における日降雪量に対する SST と DP、FLCA および VEL の関係を調査した。DP と FLCA、VEL の日平均値に関しては、JRA-55の4回の解析値（03, 09, 15, 21時）を平均した値とした。解析地点に関しては、大雪が観測される日本海側の領域を幅広く調査するために、秋田県、新潟県、福井県、島根県を選択した。この際に日本海側の降雪パターンには里雪型と山雪型の2つのパターンがあることを考慮して、同じ県内でそれぞれ平野部に位置する地点（秋田、新潟、福井、松江（全地点気象官署））と山岳部に位置する地点（角館、十日町、大野、赤名（全地点 AMeDAS））の合計8地点を選択した。各地点での寒気流入の指標を算出する際は、秋田と角館では第1図で示した①、新潟と十日町では②、福井と大野では③、松江と赤名では④における JRA-55のデータ格子点の値を用いた。SST については、各地点の大雪日25を対象にした VEL の分布で



第1図 解析地点□と標高。各地点の寒気流入に関する指標を算出する際には、秋田と角館では①、新潟と十日町では②、福井と大野では③、松江と赤名では④における JRA-55のデータ格子点の値を用いた。

風上側の VEL が相対的に大きい領域で平均し、同県の地点では同じ平均領域を採用した(第5図の白枠内)。

各地点の大雪日25に対しては、これらの大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置についても調査した。各地点に大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置は、1日の中で最も雪が降った時間帯を対象に、地上天気図と衛星赤外画像、気象レーダー10分間降水強度、解析雨量、JRA-55の500m 高度での水平風データを用いて隣接格子の中央差分から計算した発散・収束および渦度の分布図を利用して、「前線または下層トラフ」、「メソスケール渦状擾乱」、「JPCZ 末端 (JPCZ 上の降雪バンド含む)」、「JPCZ 末端+メソスケール渦状擾乱」、「L モード」、「T モード (JPCZ 上にはない降雪バンドも含む)」、「下層収束」の7パターンの中から第1表で示

した基準で決定した。複数パターンが混在する場合は、第1表の最上位にあるパターンに分類した。この分類により、下層収束はメソスケール擾乱を伴わないものとして抽出される。

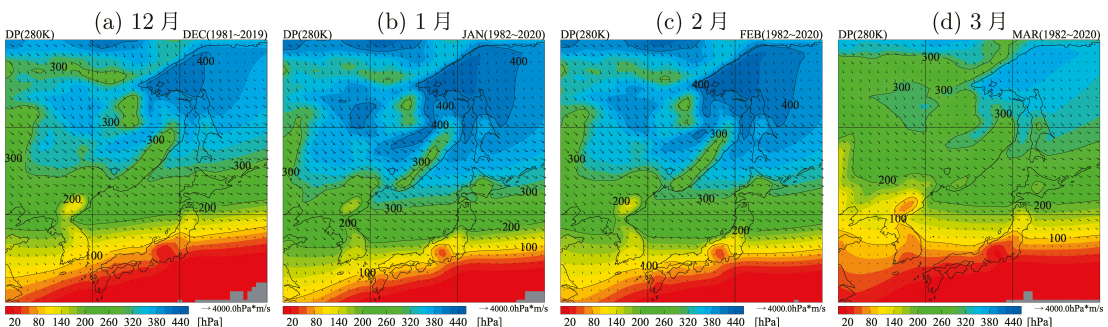
3. 結果

3.1 寒気流入の気候学的特徴

平均的な寒気の強さを見るために、DP の月別氣候値の分布を第2図に示す。1月から2月にかけて日本周辺で DP が大きく、北陸地方から山陰地方で150~200hPa、東北地方で200~250hPa となっている。また、基本的には北ほど DP が大きい、ウラジオストク周辺などの標高の低いところで相対的に DP が大きく、富士山周辺などの標高の高いところで相対的に

第1表 大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置を分類する基準。複数の基準が満たされる場合、最上位の分類が優先される。

	条件	気象擾乱・気圧配置
パターン1	降雪ピーク時の前後で存在する連続した複数の地上天気図より前線や下層トラフの通過が確認できる場合	前線または下層トラフ
パターン2	降雪ピーク時の前後で存在する連続した複数の地上天気図よりメソ低気圧の通過が確認できる場合、または渦度の分布図や衛星赤外画像より天気図には解析されていないボーラロー等のメソスケールの渦状擾乱の通過が確認できる場合	メソスケール渦状擾乱
パターン3	発散・収束の分布図より朝鮮半島の付け根から日本海にのびる JPCZ が確認でき、衛星赤外画像や10分間降水強度より JPCZ 上あるいは JPCZ 末端に停滞する降雪バンドが確認できる場合	JPCZ 末端
パターン4	パターン3の条件に加え、衛星赤外画像や10分間降水強度より JPCZ に形成されたメソスケールの渦状擾乱の通過も確認できる場合	JPCZ 末端+メソスケール渦状擾乱
パターン5	衛星赤外画像や10分間降水強度より下層季節風の風向にほぼ平行な走向の雲列の通過が確認できる場合	L モード
パターン6	衛星赤外画像や10分間降水強度より下層季節風の風向にほぼ直交する走向の雲列の通過または JPCZ 上にはない降雪バンドが確認できる場合	T モード
パターン7	以上のいずれにも該当しないが、発散・収束の分布図より下層収束域が確認できる場合	下層収束



第2図 1981年度~2019年度の (a) 12月, (b) 1月, (c) 2月, (d) 3月における DP の月別氣候値の分布図。灰色は1度も DP が出現しなかった領域。ベクトルは FLCA を示す。

DP が小さい。これは、式 (1) の DP の定義より、標高が低く地上気圧が大きい場合に DP は大きく、標高が高く地上気圧が小さい場合に DP は小さくなるためである。また、DP の出現頻度は、1 月から 2 月にかけて、東北地方ではほぼ 100%、北陸地方から山陰地方にかけての日本海側においても約 70% 以上であり、高い割合で日本列島への寒気の流入が生じていた (DP の出現率 90% と 60% の等値線がそれぞれ第 2 図の 200hPa と 100hPa の等値線とほぼ対応)。

平均的な寒気流入量を見るために、FLCA の月別気候値の分布を第 3 図に示す。12 月から 2 月にかけて、大陸からの寒気はウラジオストク周辺から日本海上に流出し、津軽海峡の方に指向しており、特にその特徴は 1 月に顕著である。冬季、東アジアは寒気的主要な流出域であるが、特にウラジオストク周辺は寒気流出の強い領域であることが分かる。この結果は Shoji *et al.* (2014) が示した結果と整合している。一方で、3 月にはそのような強い寒気の流出は見られない。VEL の月別気候値の分布については、FLCA とほぼ同様の特徴が見られた (図略)。

3.2 寒気流入の大雪時の特徴

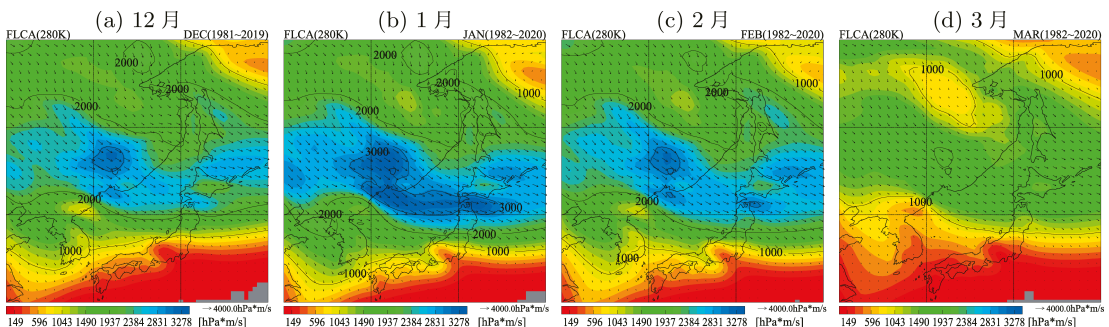
3.2.1 大雪時の各指標の分布

大雪時の平均的な寒気の強さを解析地点別に見るために、各地点の大雪日 25 を対象に平均した DP の分布を第 4 図に示す。DP=300hPa の等値線 (赤線) が各地点付近を通っていることから、その値が大雪発生を予測するための 1 つの目安と考えられる。また、DP が 400hPa 以上の非常に強い寒気は、秋田と角館の大雪時には日本海上の北緯 40° 以北に留まっている一方、新潟と十日町、福井、大野の大雪時には北緯 38°~39° まで南下しており、非常に強い寒気が日本海上を鍋底のように覆っている。松江と赤名の大雪時にも、DP

が 400hPa 以上の強い寒気が日本海上の北緯 39° 付近まで南下しているが、日本海の西側に偏っている。松江と赤名は、8 つの解析地点の中で最も西側に位置するため、大雪となる時は日本海の西側への寒気の南下が見られると考えられる。

同様に寒気層内の平均風に対しても各地点の大雪日 25 を対象に平均した VEL の大きさの分布 (第 5 図) で見てみる。寒気は低高度の谷間を流れる傾向があるため、大陸側の地形の影響を反映した特徴的な経路を示していることが分かる。北陸地方以北の大雪時には、ウラジオストクから日本海中部・東部にかけて VEL の顕著な極大域が存在しており、これらの地域では、ウラジオストクからの寒気流出の影響を直接もしくは間接的に強く受けていると考えられる。ただし、秋田の大雪時には、VEL の極大域の値が相対的に小さい。その要因については 4.2 節で考察する。ウラジオストクからの寒気流出以外に、北陸以西の大雪時には朝鮮半島の西側にも VEL の極大域が存在しており、これらの地域では、朝鮮半島の西側からの寒気流出の影響を直接強く受けていると考えられる。特に赤名の大雪時には、朝鮮半島の西側からの寒気流出が顕著である。また、全ての対象県で山岳部の方が平野部よりも大雪時における VEL の海上での極大値が大きい。このことは大雪時には山岳部の方が平野部よりも季節風が強いという特徴を示しており、山雪型と里雪型の特徴が VEL の分布により確認できる。すなわち、山岳部では地形による強制上昇によって、VEL が大きい場合に大雪となるのに対し、平野部の大雪では VEL への依存性は相対的に小さいことを示唆している。

各地点の大雪日 25 を対象に平均した FLCA の大きさの分布については、FLCA の日本海上での極大は福井の方が大野よりも大きかったことを除いて VEL と



第 3 図 第 2 図と同じ、ただし FLCA の大きさの月別気候値の分布図。

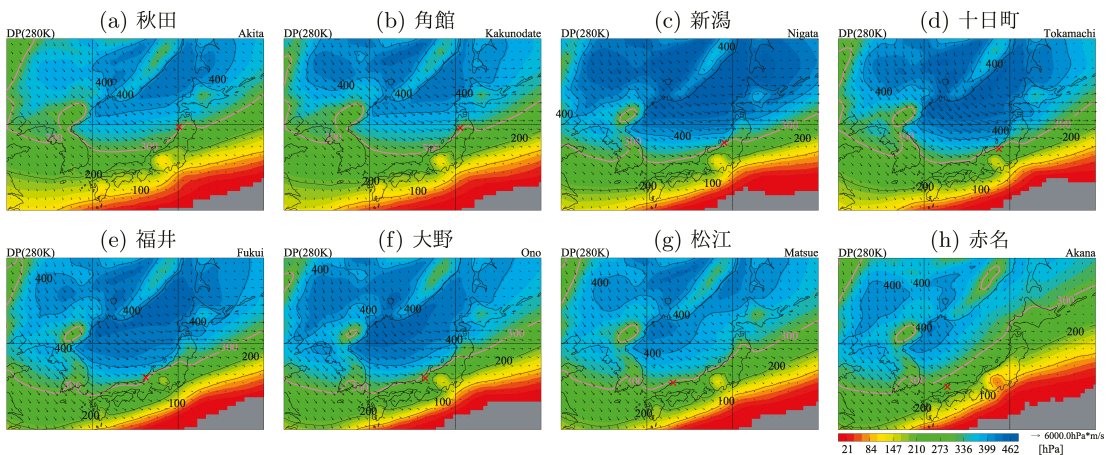
ほぼ同様の特徴が見られた（図略）。

3.2.2 日降雪量で分類したグループ別に見た DP と VEL の特徴

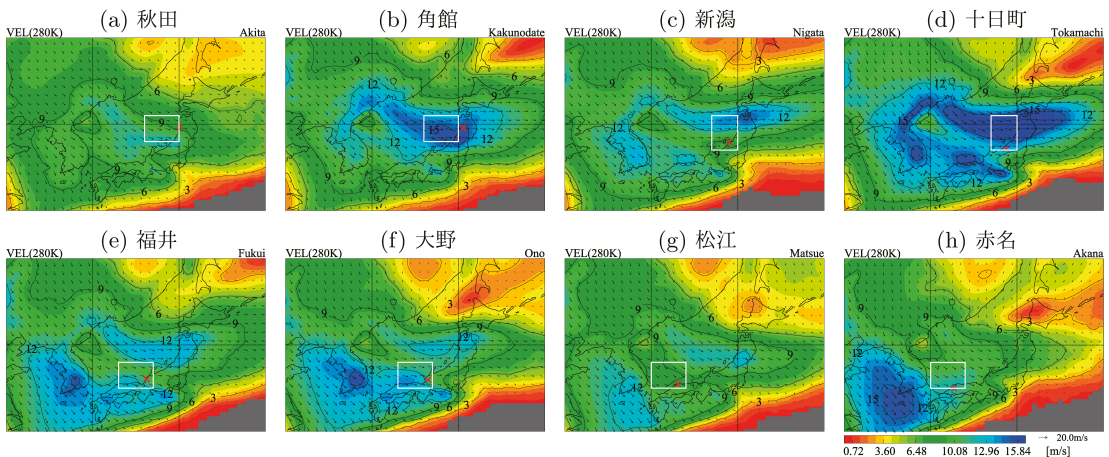
各地点の過去39年間における降雪日数と大雪注意報の基準を第2表に示す。なお本研究では、日降雪量 1 cm 以上の日を降雪日とした。降雪日数に関しては、多い方から順に平野部で秋田、福井、新潟、松江、山岳部で十日町、角館、大野、赤名となっている。また、降雪日数は山岳部の方が平野部よりもかなり多い。

大雪注意報の基準を満たすような日降雪量が観測される大雪時に、DP や FLCA、VEL がどれくらいの範囲内にあるか、そして日降雪量の違いによる各要素の差異を箱ひげ図を用いて議論する。各地点の降雪事例を日降雪量が少ないグループ A、中ほどのグループ B、

大雪注意報レベルの非常に多いグループ C の 3 つのグループに分類した。分類時の日降雪量の閾値は、降雪量が大雪注意報級の際に各地点の寒気流入に関する指標がどれほどの値をとるかを調査するため、第2表の各地点における大雪注意報の基準を参考に決定した。大雪注意報の基準は 6 時間降雪深または 12 時間降雪深によって定められているため、それを 24 時間降雪深に換算し、その 7 割程度の値をグループ C の閾値とした。24 時間換算値そのものでなく、その 7 割程度とした理由は、6 時間や 12 時間で基準値の大雪が 24 時間継続しない場合があるためである。なお新潟だけ、大雪注意報の基準が 6 時間であり、閾値を 24 時間換算値の 7 割程度にしても事例数が非常に少なかったため、さらにその半分とした。グループ B の閾値はグループ



第4図 各地点の大雪日25 (1981年12月～2020年3月)を対象に平均した DP の分布図。ベクトルは FLCA を示す。



第5図 第4図と同じ、ただし VEL の大きさの分布図であり、ベクトルは VEL を示す。白枠内は各地点での日降雪量および寒気流入に関する指数との比較時の SST の平均領域を示す。

Cの閾値の半分とした。

各地点の日降雪量グループごとに分類したDPの出現分布を第6図に示す。グループAの四分位範囲(箱の大きさ)は平野部よりも山岳部で顕著に大きい。これは山岳部では弱い寒気でも降雪があるためである。また、秋田以外の地点では、日降雪量が多くなるとDPの中央値も大きくなっている一方、秋田では、グループBとグループCでDPの中央値はほぼ同じであり、秋田のみ他の地点とは大雪時の特徴が異なることが分かる。これについても4.2節で考察する。

各地点の日降雪量グループごとに分類したVELの大きさの出現分布を第7図に示す。平野部では日降雪量が多くなってもVELの中央値に顕著な差は見られない。一方で、山岳部では日降雪量が多くなるとVELの中央値も大きくなっている。これは、風が強いほど大雪となる山雪型の特徴を示していると考えられる。また、グループAに着目すると、山岳部の方が平野部よりも第一四分位数、中央値、第三四分位数が小さい(VELの値の小さい範囲に箱が存在している)。これは、降雪量が少ない場合、山岳部の方が平野部よりも寒気層内の平均風が弱いケースが多いことを表していると考えられる。FLCAの大きさと日降雪量の関係については、VELとほぼ同様の特徴が見られた(図略)。ただし、福井では日降雪量が多くなるとFLCAの中央値も大きくなっていた。

3.3 海面水温と寒気流入および日降雪量の関係

冬季日本海側の大雪では、上空の寒気だけでなく、海面からの顕熱・潜熱供給を受けることで生じる気団変質の影響を強く受ける。SSTが高いほど顕熱・潜熱供給が大きくなる一方、大気下層の気温が高くなると融解が起こって降雪ではなく降雨になる。そこで、當眞(2019)では北陸地方平野部(新潟、高田、富山、金沢、福井)における降雪とSSTおよび850hPa面の

気温の関係を調査し、大雪日はSSTと850hPa面気温の温度差が大きい時に出現しやすいこと、SSTが10～14℃、850hPa面の気温が-15～-10℃の範囲に出現していることを示した。本研究では850hPa面の気温の代わりに寒気流入に関する指標であるDPやFLCA、VELを用いて日降雪量に対するSSTとの関係を調査した。

各地点における日降雪量上位75位(以下、大雪日75)を対象としたSSTとDPおよびFLCAの大きさの相関係数を第3表に示す。SSTは2.2節で述べたように第5図の白枠内で領域平均した値である。大雪日75でのSSTとDPには全地点で弱から中の負の相関が見られ、SSTが高いときは、低いときよりも相対的に寒気が弱くても大雪になることがあると考えられる。ただし、SSTが高い12月などは強い寒気が流れ込む頻度も1～2月よりも低いので、SSTが高い時に大雪の頻度が高くなるわけではない。また、DPと下層気温の相関が良いため、この日降雪量に対するDPとSSTに見られる特徴は、當眞(2019)が寒気の強さとして850hPa面の気温を用いた結果とほぼ一致している。大雪日75のSSTとFLCAの相関係数については、SSTとDP間よりも小さい。各地点の日降雪量に対するSSTとVELの大きさの関係についてもFLCAに関する関係とほぼ同様の特徴が見られた(図略)。なお、大雪日75はSSTが6～17℃の範囲で見られたが、その出現頻度にSSTの高低による明瞭な差は見られなかった。

3.4 大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置の特徴

地点別に大雪日25を対象に調査した、大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置の事例数を第4表に示す。合計が25事例でない地点が見られるのは、2.2節で示した7つのパターンに分類できない事例が存在する、または日降雪量が等しい事例が複数存在するためであ

第2表 各地点の過去39年間ににおける降雪日数と大雪注意報の基準。

地点	降雪日数 [日]	大雪注意報の基準
秋田	1978	12時間降雪の深さ15cm
角館	3319	12時間降雪の深さ20cm
新潟	1056	6時間降雪の深さ15cm
十日町	3481	12時間降雪の深さ35cm
福井	1069	12時間降雪の深さ15cm
大野	2389	12時間降雪の深さ25cm
松江	536	12時間降雪の深さ15cm
赤名	2280	12時間降雪の深さ25cm

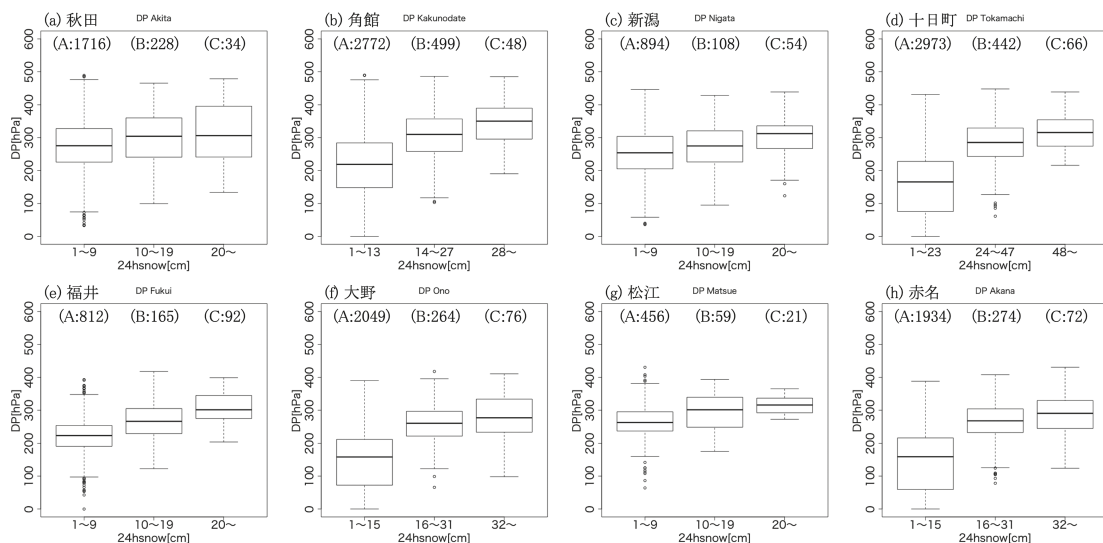
第3表 各地点における大雪日75を対象としたSSTとDPおよびFLCAの大きさの相関係数。

地点	大雪日75のSSTとDPの相関係数	大雪日75のSSTとFLCAの相関係数
秋田	-0.397	-0.249
角館	-0.133	0.0284
新潟	-0.504	-0.256
十日町	-0.375	-0.174
福井	-0.373	-0.187
大野	-0.532	-0.373
松江	-0.183	0.0287
赤名	-0.275	-0.150

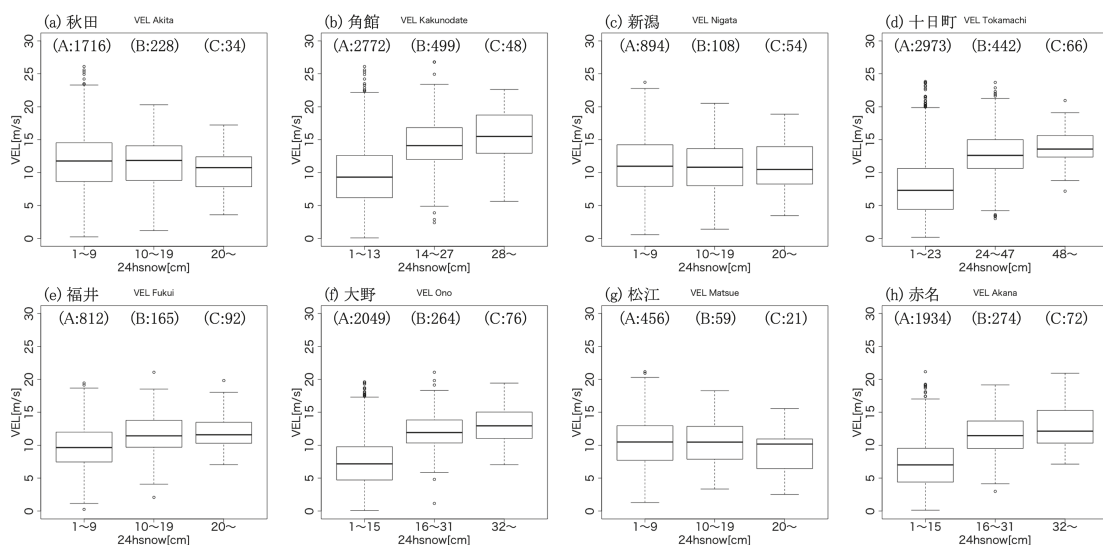
る。秋田ではポーラーローなどのメソスケール渦状擾乱、角館では季節風に平行な筋状雲であるLモードによって大雪となった日がそれぞれ大雪日25のうちのほぼ半数を占めている。また、秋田と角館では、前線または下層トラフによる大雪事例も多く見られる。一方、他の6地点では、JPCZ末端での降雪バンドまた

はメソスケール渦状擾乱によるものが多い。ここでのメソスケール渦状擾乱はJPCZに形成されるメソスケールの渦状擾乱である。また、十日町では季節風に直交する筋状雲であるTモード、赤名ではJPCZの西側に形成されるLモードによる大雪事例も多い。

各地点の気象擾乱・気圧配置別にDPとFLCAの日



第6図 各地点のDPと注意報基準(第2表)を用いてグループ分けした日降雪量の関係。ひげの下端は最小値、上端は最大値を、箱の下端は第一四分位数、中央の線は中央値、上端は第三四分位数を示している。ただし最大値(最小値)は、第三(第一)四分位数から箱の幅の1.5倍以内にあるデータのうちの最大値(最小値)であり、最大値(最小値)よりも大きい(小さい)値は外れ値として○で描画している。各箱ひげ図の上の数字は事例数を示す。



第7図 第6図と同じ、ただしVELの大きさと注意報基準を用いてグループ分けした日降雪量の関係。

平均値を算出した。秋田と角館では、下層収束や前線または下層トラフによる大雪時には DP が比較的小さくなっていた一方、L モードやメソスケール渦状擾乱による大雪時には DP が大きくなっていた。L モードによる大雪時は、秋田と角館に限らず、観測された全地点で DP が大きく、FLCA に関しては非常に大きな値をとっていた。

4. 考察

4.1 海面水温と寒気流入および日降雪量の関係

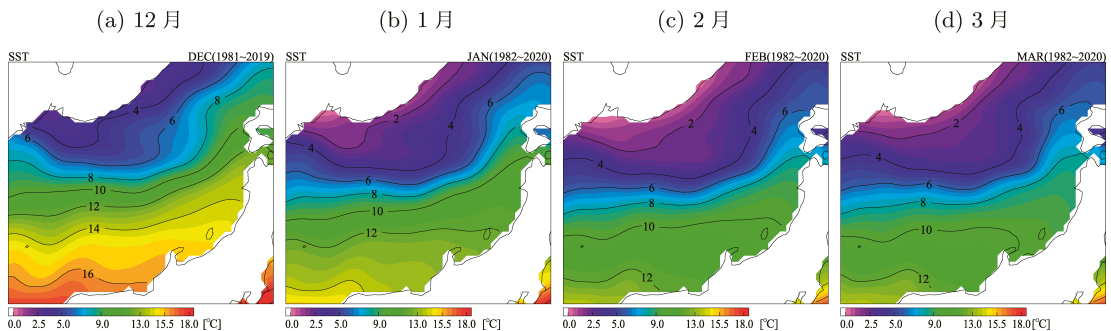
本節では SST と寒気流入の関係が降雪に与える影響について考察する。各地点の降雪事例毎の SST と DP または FLCA の大きさの関係は、SST が高くなると降雪日での DP や FLCA の最大値は小さくなっていた。これは日本海の SST が高くなればより多くの潜熱と顕熱が大気下層に供給されて気団変質が生じて上空の寒気が弱まることも要因の 1 つだと考えられるが、基本的には SST が高い時期（～12月）は寒気の強い 1～2月ではないので DP や FLCA は大きくならないのが主要因である。SST の月別気候値の分布(第 8 図)を見ると 12月～3月では 12月の SST が明らかに高い。

また、第 2 図の DP の月別気候値からも想定できるように、12月に 300hPa を超えるような大きい DP が出現する確率は 1 月から 3 月までの期間と比較すると小さいと考えられる。しかし、12月でも大雪になる可能性は十分考えられる。これは、大雪日 75 を対象とした SST と DP の関係（第 3 表）には全地点において弱から中の負の相関が見られ、SST が高ければ寒気がそれほど強くななくても大雪になり得るためである。この SST と DP の関係に負の相関が見られた理由としては、気団変質によって発達した雪雲が生じるためには大気下層の温度と SST に大きな温度差が必要であり、そのためには SST が低い場合は寒気も強い必要がある一方、SST が高い場合は寒気が相対的に弱くても大きい温度差を確保できるためだと考えられる。また、大雪日 75 を対象とした SST との相関では FLCA の方が DP よりも弱かった。これは、FLCA が水平風を寒気層内で鉛直方向に積算したもの（式（2））であり、気団変質に作用する地上付近の風速だけでなく、各高度での水平風が FLCA に寄与しているためであることが考えられる。

本研究で調査した日降雪量に対する SST と DP の関

第 4 表 大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置で分類した各地点の大雪日 25 における事例数。

地点	メソ擾乱	前線または 下層トラフ	JPCZ 末端	JPCZ 末端＋ メソ擾乱	L モード	T モード	下層収束	合計
秋田	12	8			1		4	25
角館	6	5			16		3	30
新潟	1	1	12	5		5		24
十日町			4	4		17		25
福井			19	6				25
大野		1	16	7	1			25
松江	2	1	14	7				24
赤名			6	4	14			24



第 8 図 SST の月別気候値の分布図。

係は、眞眞(2019)で調査された日降雪量に対する SST と 850hPa 面気温の関係とほぼ同様の特徴が見られた。本研究で用いた指数の利点としては、寒気流入量を定量的に求めることができる点や寒気の流入経路を特定できる点が考えられる。

4.2 秋田における大雪時の特徴

秋田の大雪時の寒気流入には他の地点とは異なった特徴を示したため、これに関して考察する。各地点の大雪日25を対象に平均した VEL の大きさの分布図(第5図)では、秋田の大雪時には他の地点と比較すると VEL の極大域の値が相対的に小さくなっていた。また、各地点の DP と日降雪量の関係を示した箱ひげ図(第6図)では、秋田以外の降雪時には日降雪量が多くなると DP の中央値も大きくなっていた、つまり寒気が強くなるにつれて降雪量も多くなる傾向にあった。一方、秋田の降雪時には注意報基準のほぼ7割の日降雪量事例グループとその半分のグループで DP の中央値がほぼ同じであり、ある程度多くの雪が降る場合に寒気の強さと降雪量はあまり関係がないことが分かった。このように、秋田では他の地点と大雪時の特徴に違いがあったが、この要因の1つとして秋田では前線を伴った低気圧または下層トラフによる降雪が多い(大雪日25中8事例)ことが考えられる。これらの擾乱が日本海上を移動する場合、その前面(東側)で南から暖気が流れ込むため、日本列島の広い範囲では雪でなく融解して雨として観測されることが多い。しかし、秋田は日本列島の高緯度に位置し、暖気の流れ込みが相対的に弱いと、雪のまま観測されることが多いと考えられる。これは、角館にも当てはまるが、角館では典型的な冬型の気圧配置での大雪事例の方が多い(大雪日30中16事例)ため、秋田で見られたような大雪時の特徴が大雪日25の対象事例では見られなかったと考えられる。また、秋田で見られた大雪時の特徴は、もともと気温が低い、標高の高い山岳域や北海道などでも見られる可能性があるため、これらの地点でも同様に調査する必要がある。

5. まとめ

本研究では冬季(12月～3月)の日本海側を対象に大陸からの寒気流入と大雪との関連性を見出すことを目的として統計解析を行った。寒気流入を評価する指標には寒気質量 DP、寒気質量フラックス FLCA および寒気質量の平均風 VEL を用いた。解析期間は1981年から2020年の冬季12月から3月であり、解析データと

しては AMeDAS および気象官署の日降雪量と毎時降雪量、海面水温 SST、JRA-55再解析データを利用した。

最初に寒気流入の気候学的特徴について調査を行った。DP の月別気候値の分布から日本周辺では寒気の強さは1月から2月にかけて大きくなっていた。また、FLCA および VEL の月別気候値の分布から12月から2月にかけてはウラジオストク周辺から日本海上に寒気が流出して津軽海峡の方に流れ込んでおり、特に1月に寒気流出が最も強く顕著であることが分かった。

次に解析地点として8地点定め、各地点での大雪時の寒気流入の特徴について調査を行った。解析地点については、日本海側の降雪パターンには里雪型と山雪型の2つのパターンがあることを考慮して、平野部に位置する秋田、新潟、福井、松江の4地点と同県の山岳部に位置する角館、十日町、大野、赤名の4地点を選んだ。大雪時の寒気流入に関する指標について解析地点別に調査した結果、DP=300hPa が大雪の1つの目安であることが分かった。また、北陸地方以北の大雪時にはウラジオストクからの寒気の影響を強く受けていたが、秋田の大雪時には日本海上の VEL の極大域の値が相対的に小さくなっていた。北陸以西の大雪時には朝鮮半島の西側からの寒気の影響を受け、特に松江と赤名では顕著であった。さらに、各地点の大雪日25を対象に平均した VEL は全地点で山岳部の方が平野部よりも大きくなっており、季節風の強さによる山雪型と里雪型の特徴が確認できた。また、各地点の DP と日降雪量の関係では、秋田以外の7地点においては日降雪量が多くなると DP の中央値も大きくなっていたが、この特徴は秋田には見られなかった。これらから秋田のみ他地点と大雪時の特徴が異なることが分かったが、これは前線を伴った低気圧または下層トラフが日本海上を移動する場合に、多くの地点では雪が融解して雨として観測されることが多いが、秋田では日本列島の高緯度に位置するため雪のまま観測されることが多いためだと考えられる。各地点の VEL の大きさと日降雪量の関係では、平野部に関しては、日降雪量が多くなっても VEL の中央値に顕著な差は見られなかった一方で、山岳部に関しては、日降雪量が多くなると VEL の中央値も大きくなっており、季節風の強さが大きく影響する山雪型の特徴が確認できた。

また、海面水温 SST と寒気流入および日降雪量の関係について調査を行った。全地点で大雪日75の SST と DP の間に弱から中の負の相関が見られた。これは、気団変質によって発達した雪雲が形成されるためには

大気下層の温度と SST の温度差が大きくなる必要があり、そのためには SST が低い場合は寒気も強い必要がある一方、SST が高い場合は寒気が相対的に弱くても大きい温度差が生じるためだと考えられる。

最後に、各地点の大雪日25を対象に、大雪をもたらした気象擾乱・気圧配置別の DP と FLCA について調査を行った。秋田と角館では、下層収束や前線または下層トラフによる大雪時には DP が比較的小さくなっていた一方、L モードやメソスケール渦状擾乱による大雪時には DP が大きくなっていた。L モードによる大雪時は、観測された全地点で DP が大きく、FLCA に関しては非常に大きな値をとっていた。

今後の課題として、本研究では 8 地点で調査を行ったが、降雪量は地域差が大きいため、より多くの地点で調査を行う必要がある。FLCA や VEL は地形効果を含めて寒気流出をよく表現しているが、JRA-55 で用いる地形の標高は実際の標高よりも低いため、より高解像度データを用いた詳細な解析が必要である。また、山雪型の大雪に関して、地形による強制上昇と水蒸気輸送量それぞれによる寄与を切り分けて評価する必要がある。

謝 辞

本研究を進めるにあたって、気象大学校の村上茂教講師には、多大な助言を頂きました。また、査読者および天気編集委員の方には建設的なコメントをいただきました。厚くお礼を申し上げます。

参 考 文 献

- Abdillah, M. R., Y. Kanno and T. Iwasaki, 2017: Tropical-extratropical interactions associated with East Asian cold air outbreaks. Part I: Interannual variability. *J. Climate*, **30**, 2989–3007.
- 浅井富雄, 1988: 日本海豪雪の中規模的様相. *天気*, **35**, 156–161.
- Eito, H., T. Kato, M. Yoshizaki and A. Adachi, 2005: Numerical simulation of the quasi-stationary snowband observed over the southern coastal area of the Sea of Japan on 16 January 2001. *J. Meteor. Soc. Japan*, **83**, 551–576.
- 藤田敏夫, 1966: 北陸地方の里雪と山雪時における総観場の特徴. *天気*, **13**, 359–366.
- Iwasaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie and K. Takaya, 2014: Isentropic analysis of polar cold air-mass streams in the Northern Hemispheric winter. *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230–2243.
- 加藤輝之, 2019: 大雪予測における数値モデルの水平・鉛直解像度と境界層過程依存性. *気象研究ノート*, (241) 576–583.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. *J. Meteor. Soc. Japan*, **93**, 5–48.
- Nagata, M., M. Ikawa, S. Yoshizumi and T. Yoshida, 1986: On the formation of a convergent cloud band over the Japan Sea in winter; Numerical experiments. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 841–855.
- Nakai, S., K. Iwanami, R. Misumi, S. G. Park and T. Kobayashi, 2005: A classification of snow clouds by doppler radar observations at Nagaoka, Japan. *SOLA*, **1**, 161–164.
- Ninomiya, K., K. Wakahara and H. Ohkubo, 1993: Meso- α -scale low development over the northeastern Japan Sea under the influence of a parent large-scale low and a cold vortex aloft. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 73–91.
- Ohara, R., T. Iwasaki and T. Yamazaki, 2021: Impacts of evaporative cooling from raindrops on the frontal heavy rainfall formation over western Japan on 5–8 July 2018. *J. Meteor. Soc. Japan*, **99**, 1351–1369.
- Shoji, T., Y. Kanno, T. Iwasaki and K. Takaya, 2014: An isentropic analysis of the temporal evolution of East Asian cold air outbreaks. *J. Climate*, **27**, 9337–9348.
- Takahashi, H. G., N. N. Ishizaki, H. Kawase, M. Hara, T. Yoshikane, X. Ma and F. Kimura, 2013: Potential impact of sea surface temperature on winter precipitation over the Japan Sea side of Japan: A Regional Climate Modeling Study. *J. Meteor. Soc. Japan*, **91**, 471–488.
- 當眞嗣淳, 2019: 日本海の海面水温が北陸地方の降雪に及ぼす影響に関する研究. 筑波大学修士論文, 53pp.
- Watanabe, S. I., H. Niino and W. Yanase, 2017: Structure and environment of polar mesocyclones over the northeastern part of the Sea of Japan. *Mon. Wea. Rev.*, **145**, 2217–2233.
- Yamaguchi, J., Y. Kanno, G. Chen and T. Iwasaki, 2019: Cold air mass analysis of the record-breaking cold surge event over East Asia in January 2016. *J. Meteor. Soc. Japan*, **97**, 275–293.
- Yoshihara, H., M. Kawashima, K. Arai, J. Inoue and Y. Fujiyoshi, 2004: Doppler radar study on the successive development of snowbands at a convergence line near the coastal region of Hokuriku district. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1057–1079.

Relationship between Outbreaks of Cold Airmass and Heavy Snowfall on the Japan–Sea Side of the Japanese Islands

Masashi KAWAGUCHI^{*1} and Teruyuki KATO^{*2}

^{*1} (*Corresponding Author*) *Meteorological College, 7-4-81, Asahicho, Kashiwa, Chiba* (*Present Affiliation: Numerical Prediction Development Center*)

m.kawaguchi@met.kishou.go.jp

^{*2} *Meteorological College* (*Present Affiliation: Meteorological Research Institute*)

(Received 22 November 2021; Accepted 3 October 2022)

Abstract

In this study, statistical analyses were conducted in order to clarify the relationship between outbreaks of cold airmass and heavy snowfall on the Japan–Sea side in winter seasons from December 1981 to March 2020. Data used were daily snowfall amounts, JRA-55 reanalysis data, and sea surface temperature (SST). Outbreaks of cold airmass were quantified as cold airmass, horizontal cold airmass flux (FLCA), and mean wind of cold airmass (VEL). The cold airmass is given by the pressure difference (DP) between the ground surface and the isentropic surface with a threshold potential temperature of 280K, and FLCA is calculated by vertically integrating horizontal wind vectors between those two surfaces. VEL is obtained by dividing FLCA by DP.

The largest DP appeared around Japan from January to February, and outbreaks of cold airmass from Vladivostok were remarkable in distributions of FLCA and VEL from December to February. Statistical analyses were conducted for four points in plain regions (Akita, Nigata, Fukui, and Matsue) and four points in mountainous regions (Kakunodate, Tokamachi, Ono, and Akana). As a result, it was found that DP=300hPa was one of criteria for the occurrence of heavy snowfall. VEL in heavy snowfall events was larger in mountainous regions than in plains, indicating the characteristic difference between mountain–snowfall and plain–snowfall types. A weak to medium negative correlation between SST and DP was found in the top 75 daily snowfall amounts for all the eight points. DP and FLCA for each meteorological disturbance or pressure pattern that brought about heavy snowfall events were investigated for the top 25 daily snowfall amounts for each point. DP was relatively low for heavy snowfall events caused by a low-level convergence and a front or low-level trough. In contrast, DP was high for heavy snowfall events caused by a meso-scale disturbance, and both DP and FLCA were high for those by longitudinal-mode clouds.