

“多雪指数”を用いた全国の多雪・少雪の年々変動と分布

中 井 専 人*

要 旨

多雪、少雪の地域的な分布と変動を定量的に把握するため、積雪深観測地点ごとの冬季最深積雪をもとにした“多雪指数”を定義し、その全国分布図を作製した。“多雪指数”を用いることにより、積雪の多い冬でも広域の積雪分布の特徴がかなり異なることを示し、山雪－里雪、西偏－北偏、太平洋側－日本海側という経験的に言われている多雪の偏りについて定量化を行った。平均多雪指数と冬季モンスーン、大循環等の指数との関係を調査したところ、2010年代では1980年代より温かくても多雪になる傾向、また寒冬及び冬季アジアモンスーンが強いほど多雪になりやすい傾向が示された。北極振動指数、WP 指数 (西太平洋パターン指数)、Niño3.4 指数についてはいずれも負の値が大きいほど多雪となりやすいという結果が得られたが、多雪指数の変動のうちこれらを説明変数として説明できるのは半分弱であった。

1. はじめに

2010/2011 冬季 (以後、2011 冬季のように年明け後の年で表記する) から 2013 冬季にかけて、日本海側においては地域によって 3 冬季連続の大雪となった (防災科学技術研究所 2012; 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム 2012; 気象庁 2012, 2013)。2014 冬季には山梨県および関東平野西部にて記録的な大雪となり多くの雪氷災害が発生した。大雪が続く理由としては、北極海の海水減少により寒気が南下しやすくなっていることが指摘されている (Honda *et al.* 2009) が、一方、「平成 18 年豪雪」と言われた 2006 冬季は極端な山雪傾向であり (例えば、中井・岩本 2006; 高橋 2007)、2014 冬季は平均的には寒冬でありながら日本海側平地では少雪、山地では平年並か多雪、太平洋側では南岸低気圧による記録的な大雪になる (気象庁 2014) など、その様相は冬季ごとに全く

異なっている。毎冬の多雪、少雪の分布に関しても、山雪、里雪、また地域的な違いがあるが、統一した基準による評価はなされておらず、大まかにしか把握されていない。このような多雪、少雪の地域的な分布と変動を定量的に把握するためには、多雪、少雪を指数化し、その分布をもとに検討を加えることが有効な方法のひとつであろう。

中井・岩本 (2006) は、1984 冬季から 2006 冬季まで 23 冬季の最深積雪の平均と標準偏差を用いて規格化した 2006 冬季の最深積雪を解析し、その値がいくつかの地域に集中して多くなっていたこと、山形・宮城両県以南においては内陸部で多くなる傾向が見られたことを示した。また、雪氷災害の多く発生した地域は平均値より顕著に多い積雪のあった地域であったことも指摘した。

本論文では中井・岩本 (2006) と同じ手法を用いたが、単年度の解析ではなく 1984 冬季から 2014 冬季まで 31 冬季の全国的な最深積雪の変動や分布の変化について解析した。さらに、その結果を冬季モンスーンや大循環の変動を表す指数とも比較した。2 節で解析方法と“多雪指数”の定義、3 節で解析結果を示す。4 節でその分布及び変動に関して考察し、5 節でまとめを

* 防災科学技術研究所雪氷防災研究センター。
saint@bosai.go.jp

—2014 年 6 月 19 日受領—
—2014 年 12 月 7 日受理—

行う。

2. 解析方法

2.1 冬季最深積雪データ

解析したデータは気象庁ホームページ <http://www.jma.go.jp/>「各種データ・資料 過去の気象データ検索」(2014年12月6日閲覧)より11月から3月の月別最深積雪から最大値を選択したものである。通常、資料不足値は統計には利用されない(気象庁2005)。しかし積雪深には年々変動が大きい一方で日々の値には連続性がある。そこで、月別最深積雪に資料不足値もしくは準正常値がある場合、日別値、それでも明確でない場合は時別値まで参照し、欠測となっている日時が記録された最大値を超えないと判断された場合はその値を採用、そうでない場合は欠測とした。3月末に最大値に近い積雪がある場合は4月の値も参照した。なお、2006冬季までについては同じ方法で処理した中井・岩本(2006)のデータを使用した。

気象庁の積雪深観測地点は1980年代前半に大幅に増加した。そのため、観測地点数を多く取ろうとすると解析期間が短くなり、逆に解析期間を長く取ると観測地点数がかなり少なくなるという問題があった。そこで、1984冬季から1986冬季の「59豪雪」、「60豪雪」、「61豪雪」、あるいは「昭和の3年豪雪」(気象庁は豪雪と命名していないが、この3冬季は北陸地方などで広範囲の大雪となり、雪氷災害被災地などでこのように呼ばれている)といわれた期間と1990年代以降の少雪期間を含み、かつ、ある程度の観測地点数が確保できる期間として、1984冬季以降を解析期間に設定した。

観測地点については、中井・岩本(2006)で選択された192地点を使用した。それらの地点は1) 1984冬季から2006冬季までの冬季最深積雪のうち資料不足値が20%未満(4個以下)、2) 2006冬季の最深積雪が利用可能(資料不足値でない)、3) 基準期間における冬季最深積雪の平均値が10 cm以上、という条件を満たす。

2.2 “多雪指数”の定義

ある地点について、冬季最深積雪の平均と標準偏差を算出し、これらを用いて各冬季の最深積雪を規格化したものを“多雪指数(Seasonal Snow Depth Index; SSDI)”とする(中井・岩本(2006)では“規格化した冬季最深積雪”と呼んだ)。地点 k の i

冬季の多雪指数を $SSDI(k, i)$ とすると、

$$SSDI(k, i) = (d(k, i) - d(k)) / s_d(k) \quad (1)$$

ここで、 i は冬季、 $d(k, i)$ は地点 k の i 冬季の最深積雪、 $d(k)$ と $s_d(k)$ はそれぞれ地点 k の最深積雪の平均と標準偏差である。 $SSDI(k, i)$ の値は $d(k)$ と $s_d(k)$ を求める期間(基準期間と呼ぶ)によって変わるので、基準期間は固定しておく必要がある。本論文では中井・岩本(2006)に従い1984冬季から2006冬季までの23冬季を基準期間とした。 $d(k)$ は本州、北海道の日本海側の内陸で大きく(第1図a)、 $s_d(k)$ は本州日本海側の内陸で大きい(第1図b)。日本海側でも海岸近くや太平洋側など、 $d(k)$ の小さい地点は $s_d(k)$ も小さい。これは散布図を描いても確かめられる(第1図c)。 $d(k)$ の大きい地点でばらつきが大きくなることには本州と北海道の $s_d(k)$ の差異が影響している。

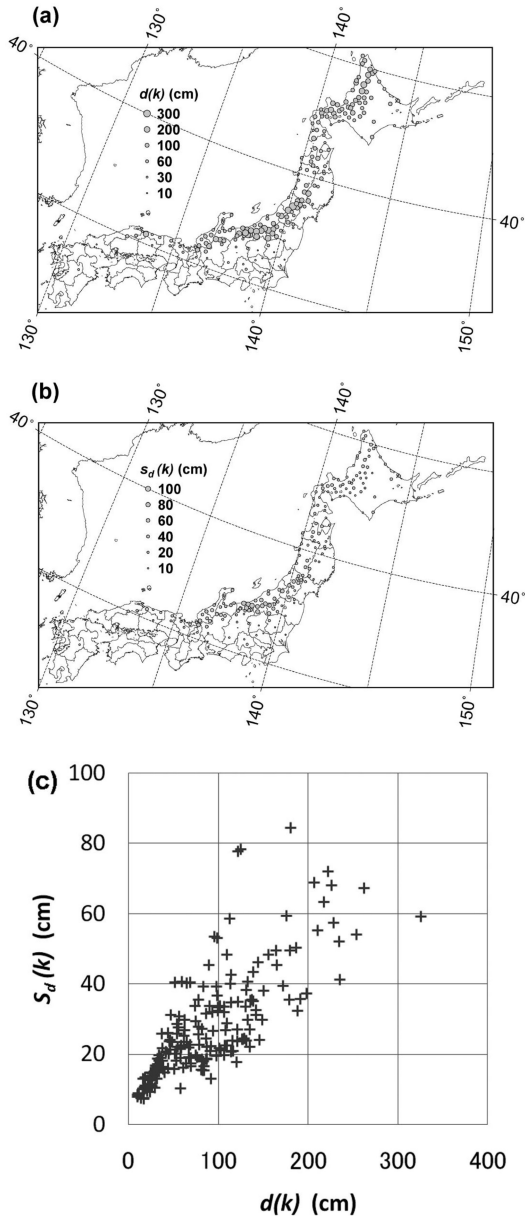
多雪指数 $SSDI(k, i)$ は単純な年比とは異なり、各地点における年々の変動を考慮し、地点による統計年数の差異のないことが特徴である。一方、各地点で規格化したということは、平均値と異なる度合いだけが抜き出されたということであり、実際の積雪深の多寡の量的な指標にはならない。従って、例えば水資源のような面的に均質な雪の量が必要な解析には使えないことに注意が必要である。第1図ではもともと積雪の少ない($d(k)$ が小さい)地点ほど $s_d(k)$ も小さく、この図からは $d(k)$ の小さい地点が(1)式の規格化により見かけ上大きな変動を出すとは考えにくい。しかし $d(k)$ が小さい地点ほど $SSDI(k, i)$ の分布において正の歪度が大きく、 $d(k, i)$ が大きいときに $SSDI(k, i)$ がかなり大きな値になる特性がある。これらの注意点があるものの、 $SSDI(k, i)$ はある冬季の積雪が「いかに普段と異なるか」を数値化したものであり、例えば雪氷災害発生条件の解析などには適したものといえる。

3. 結果

3.1 平均多雪指数の年々変動

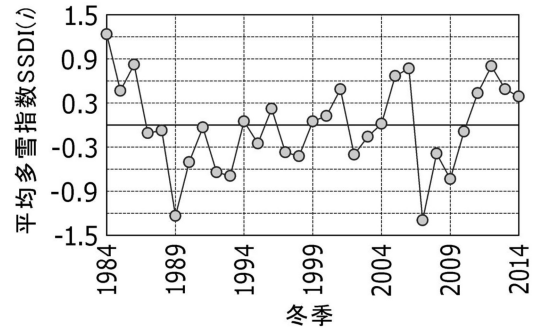
まず、多雪指数の冬季ごとの平均的な変化について述べる。

解析した全192地点について多雪指数 $SSDI(k, i)$ の平均を取ると(平均多雪指数 $SSDI(i)$ と呼ぶ)、全国的に多雪か少雪かの指標を得ることができる(第2図)。「59豪雪」、「60豪雪」、「61豪雪」と言われた1984



第1図 各地点冬季最深積雪の基準期間（1984冬季から2006冬季）における(a)平均値 $d(k)$ (cm) と(b)標準偏差 $s_d(k)$ (cm) の分布、及び、(c)それらの散布図。

冬季から1986冬季は $SSDI(i) > 0.3$ であり、特に1984冬季は1.2を超える大きな値となっていた。一方、1987冬季からは少雪傾向を反映して $SSDI(i) < 0$ の冬季が多く、特に1989冬季は、 -1.2 より小さい極端な少雪であった。1990冬季以降、 $SSDI(i)$ は変動をし

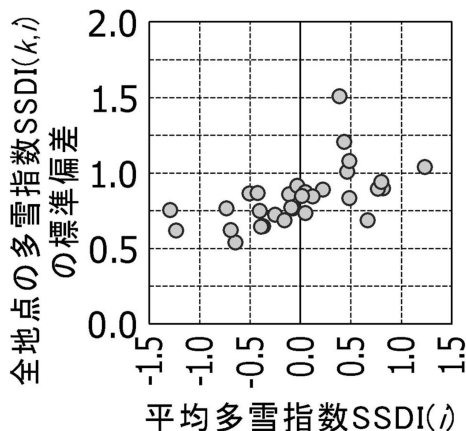


第2図 1984冬季から2014冬季までの多雪指数の全地点平均値の時系列。

ながら徐々に増加し、2005、2006の2冬季で0.6を超える多雪となった。翌2007冬季には再び -1.2 を下回る少雪となり、2011冬季から2013冬季にかけての3冬季は $SSDI(i)$ が0.4から0.8の多雪となった。

多雪指数 $SSDI(k, i)$ は各地点において規格化しているので、 ± 1 は積雪深偏差では $\pm s_d(k)$ である。その変動は192地点平均の $SSDI(i)$ でも冬季によっては ± 1 より外側に振れるほど大きく、これは多雪、少雪の変動が日本全体で大きく変動する成分を持っていることを表す。なお、第1図に示すように $d(k)$ が大きくなるほど $s_d(k)$ も大きくなっていることから、 $SSDI(i)$ の大きな変動は $d(k)$ の小さい地点の影響が規格化により過大に反映されるなど解析上の人為的な変動ではないと考えられる。豪雪と言われた1984冬季から1986冬季、及び「平成18年1月豪雪」を含む2006冬季は $SSDI(i)$ が0.3以上なので、 $SSDI(i) > 0.3$ を「多雪」とする。2001冬季、2005冬季、3冬季連続の大雪となった2011冬季から2013冬季、さらに2014冬季はいずれも0.3を超えており、過去に豪雪と言われた冬季と同程度に大きく変動した多雪冬季であったと言える。少雪に関しては、多雪の定義と同じ絶対値を使い $SSDI(i) < -0.3$ を「少雪」とすると、1989冬季から1998冬季までの多くの冬季、2002冬季、2007冬季から2009冬季までがこれに該当する。31冬季で多雪は10冬季、少雪は10冬季、どちらでもない冬が11冬季であった。

各冬季において、 $SSDI(i)$ は全国的な多雪・少雪の目安であり、地域毎に異なる変化は $SSDI(k, i)$ のばらつきとなる。そのばらつきの大きさを全地点の $SSDI(k, i)$ の標準偏差で見ると0.5から1.0の間になることが多く、 $SSDI(i)$ で多雪の冬季ほど $SSDI(k, i)$ のばら



第3図 冬季別に求めた、全地点の多雪指数 $SSDI(k,i)$ の平均値 $SSDI(i)$ と標準偏差の散布図。

つきが大きめになる傾向がある（第3図）。 $SSDI(k,i)$ は各地点で規格化しているため、多雪の冬季ほど極端な値が出やすいことをこの傾向は意味している。飛び抜けて大きい値（1.51）は2014冬季であり、2014年2月の関東甲信の大雪が局地的かつ記録的な降雪をもたらしたことを示している。しかし2.2節で述べたように $d(k)$ の小さい観測点の大きい $SSDI(k,i)$ の影響で値はやや過大になっていると考えられる。

3.2 多雪指数 $SSDI(k,i)$ の分布

最近5冬季、及び顕著な多雪、少雪となった冬季を例として全国の $SSDI(k,i)$ 分布を第4図に示す。

2014冬季は南岸低気圧によって太平洋側に記録的な大雪がもたらされた。 $SSDI(k,i)$ にもそれは反映されており、山梨県と関東平野西部を中心として極端に大きい値が見られた。 $SSDI(k,i)$ が得られた観測地点の中で最大の値は甲府の7.48であった。対照的に日本海側では $SSDI(k,i) < 0$ となった地点が非常に多かったが、脊梁山脈に近い観測地点と道央地方では $SSDI(k,i) > 0$ でありやや多雪の傾向が見られた。「平成23年（2011年）東北地方太平洋沖地震」被災地を含む東北地方太平洋側、及びオホーツク海側でも多雪であった。

2011冬季から2013冬季にかけてはいずれも多雪であったが、その様相は冬季ごとにかなり異なる。2013冬季は、北海道から東北地方の日本海側山地を中心として多雪傾向、太平洋側は東北地方から九州まで少雪であった。西に行くほど平地から正偏差がなくなっていくのが特徴であり、気温の変動の影響を受けやすい

ところほど融雪が効いて多雪とならなかった可能性がある。ただし太平洋側は観測地点が少なく、その特徴を十分に表現できない。2013冬季は東京近辺では局地的に顕著な多雪となったが、それは $SSDI(k,i)$ には表れていない。

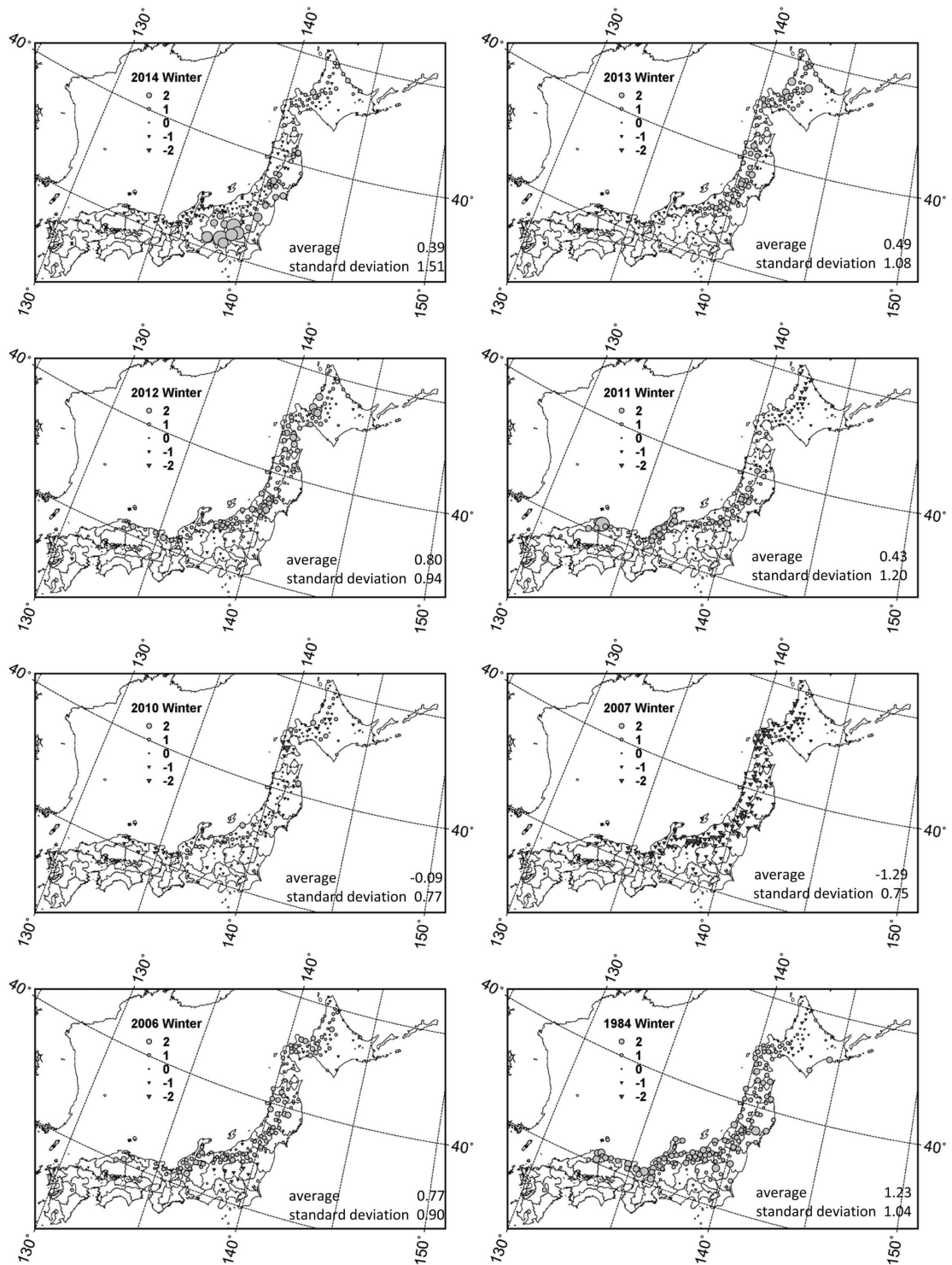
2012冬季は日本海側全域で多雪となり、山地から海岸付近まで、北海道から山陰地方までほとんどの地点で $SSDI(k,i) > 0$ となった。その中でも特に道央地方の一部で顕著な多雪となり、災害につながったことが報告されている（日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム 2012）。対照的に、太平洋側では内陸の一部を除き少雪となっていた。

2011冬季は、秋田県以南の日本海側で多雪、特に、鳥取県から島根県にかけて、福井県、新潟・福島県境、山形・秋田県境で局地的に顕著な多雪となり、列車や自動車の立ち往生など交通障害、また漁船の転覆や樹木、送電鉄塔の折損など着雪被害が多く発生した（防災科学技術研究所 2012）。北海道から青森県にかけては全域で少雪傾向であり、本州太平洋側は山地の一部をのぞき少雪であった。

2010冬季は新潟県、富山県を除いて全体的に少雪傾向であった。しかし、新潟や八戸などごく限られた地域で顕著な多雪となった地点が海岸近くにみられた。新潟市では26年ぶりに81 cmの積雪が観測され、著しい交通の混乱が生じた。

2007冬季は全国的に少雪であった。この少雪傾向は全国どの地方でも例外がなかった。2006冬季は「平成18年豪雪」と言われる冬であり、広範囲で多雪となった。本州では内陸山地域で特に $SSDI(k,i)$ が大きく、海岸付近では新潟（新潟地方気象台）など少雪となった地点もあった。秋田県以北では様相が異なり、海岸付近でも顕著な多雪となっていた。2006冬季は北海道から山陰まで渦状降雪が多く表れたことが特徴であるが、 $SSDI(k,i)$ の分布と卓越した降水系の特徴、卓越風向などとの関係については今後の課題として残っている（中井 2007）。いわゆる「59豪雪」として知られている1984冬季は本州全域が顕著な多雪となっており、多くの雪氷災害が発生した。ただし北海道では道央地方から道北地方にかけて少雪となっていた。

多雪指数は日本全体としても大きく変動するが（3.1節）、本節で見たように、地方ごとの、あるいはさらに局地的な変動がある。日本海側に限っても全体が同じ特徴を示してはいないことも多い。多雪、少雪を解析する場合には、対象とする地域について、年々



第4図 全国の多雪指数分布。最近5冬季と多雪、少雪年について、計8例を示す。

の変動も考慮した上でどの程度平均値から異なる状況にあったのか、把握した上で論じることが重要と考えられる。

4. 考察

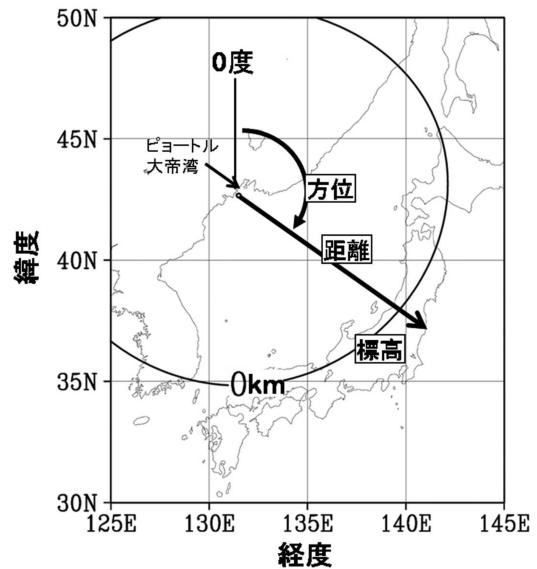
4.1 多雪分布の偏りの数値化

ある冬季の積雪分布について、この冬は山雪型（もしくは里雪型）だったと言われることがしばしばある。山雪・里雪という言葉は、ある気圧配置に対応する日単位程度の降雪分布の型としても使われる（例えば、Akiyama 1981a, b; Iwamoto *et al.* 2008）が、両者は別のものである。本節では一冬季の多雪分布についての山雪・里雪、北偏・西偏、日本海側・太平洋側の偏りについて、数値で表現することを試みる。

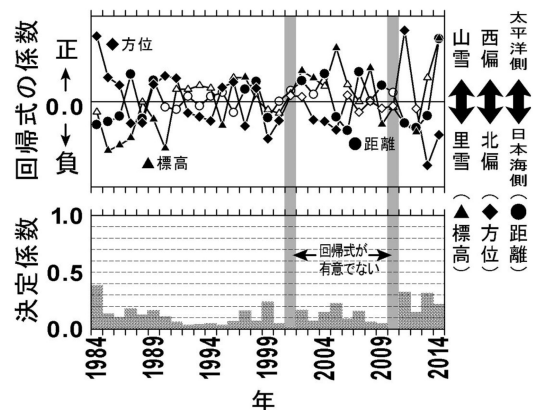
日本海側・太平洋側の指標としては、気候的な天気界の区分を用いることが適切と考えられる。須田・上野（2014）によると、ほぼ脊梁山脈に沿って島根県東部から北海道まで気候的な冬季天気界及び降水端域を定義できる。そこで、この降水端域（須田・上野（2014）の図6b）を近似する円弧を使用し、近似的に日本列島に沿った2次元極座標系で観測地点の位置を表現する。円の中心（CAと呼ぶ）はウラジオストク近傍（ピョートル大帝湾内）の42°40'N, 131°30'Eとし、動径方向は近似的な冬季降水端域（半径870 km）を0とする距離（km）、接線方向は北極を0とする方位角（度）で表す（第5図）。この距離と方位角はCAと各観測地点の緯度経度よりヒュベニの距離計算式（Hubeny 1959）により求めた。

このように決めたCA基点の距離（太平洋側多雪もしくは日本海側多雪）、方位角（多雪域の西偏もしくは北偏）、及び観測地点の標高（山雪もしくは里雪）を説明変数とし、192地点（欠測がある冬季は欠測地点を除いた全地点）のSSDI(k, i)を目的変数とする重回帰分析を冬季ごとに行った。説明変数間の相関は低く、多重共線性はないと考えて良い。重回帰分析の結果、2001、2010冬季以外は有意な回帰式が得られ、冬季毎の地域的な偏りのパラメーターが得られた（第6図）。

2014冬季は重回帰分析においても太平洋側で大雪、山雪であり南岸低気圧による太平洋側の記録的な大雪を反映しているほか、北偏でもあったことが示されている。2011冬季から2013冬季にかけてはいずれも日本海側で相対的に多雪であったが、2011冬季は極端な西偏、2012冬季は里雪、2013冬季は極端な北偏と特徴が



第5図 冬季天気界（降水端域）近似弧を用いた極座標系。



第6図 第5図の座標系と標高を説明変数に用いた多雪指数の重回帰分析。上図は回帰式の係数、縦軸の単位は任意。黒塗り（白抜き）の記号は係数に対する t 検定で有意に0と異なり（異ならず）、その説明変数がその冬季の多雪指数分布に影響している（いない）ことを表す。それぞれの説明変数と多雪指数分布に対する意味を図の右側に示す。下図は重回帰式の自由度補正済み決定係数であり、多雪指数分布のうち回帰式が説明する変動の比率を表す。 F 検定を行い、図中に示した2冬季以外は有意な回帰式が得られた。

分かれていることが明らかである。これらは分布図を見て判定される内容（3.2節）と整合している。

2011冬季, 2013冬季の山雪里雪, 2012冬季の西偏北偏の係数は有意ではなく, 日本全体としてはこれらについての傾向はなかったという判定になる。しかし, 地域毎に見られた相反する特徴が相殺しても同じ結果になるので, 局地的な傾向はこの図には必ずしも表れていない。例えば2011冬季では新潟県から秋田県にかけては山地に, 福井県以西と北海道では山沿いから平地に大きい SSDI(k, i)がみられ, 地域によって山雪里雪の傾向が異なっている。2010冬季, 2001冬季は回帰式が有意ではなく, 日本全体としての傾向はみられなかったが, これは多雪少雪とは別である。2001冬季は多雪, 2010冬季は平均的な冬である(第2図)。

2007冬季は全国的に少雪であったが, 特に日本海側で少なかったことが距離の回帰係数からわかる。2006冬季は山雪傾向であったと言われているが, この重回帰分析では太平洋側の少雪が強く反映し, 日本海側で特に多雪となった。秋田県以北では日本海側平野部で SSDI(k, i)が大きく, 標高(山雪里雪)の回帰係数は有意ではない。いわゆる「59豪雪」である1984冬季は, 強い西偏及び日本海側で多雪となっている。第4図では全国まんべんなく多雪のように見えるが, 北海道の少雪が回帰係数には強く反映されている。

上で述べた回帰係数に表れる特徴は, 日本全体での傾向を表すものであり, 局地的に集中した豪雪の状況は必ずしも反映されない。第6図下に示した決定係数は, 回帰式で表現された分布が SSDI(k, i)分布のどのくらいの割合を表しているかを表す寄与率でもある。多くの冬季で決定係数は5%~25%程度, 30%を超える冬は31冬季中1984冬季, 2011冬季, 2013冬季の3冬季であり, 一定の寄与がある。従って, 日本全体について例えば山雪傾向, 北偏, 日本海側で特に多いという解釈をすることは, 多くの冬季で意味がある。ただし, そのような全国的な傾向として説明できるパターンの寄与率は大きくなく, 局地的な分布とそれを決める要因も同時に考えることが重要といえる。

4.2 寒冬・暖冬, 冬季モンスーン, 大循環の指数との関係

寒冬・暖冬など冬季気温変動, また冬季平均としての季節風の強弱に関してはさまざまな指標が考案され, 大循環場との関連についての研究も行われている。

気象庁は「1898年以降観測を継続している気象観測所の中から, 都市化による影響が少なく, 特定の地域に偏らないように選定された15地点 ([http://www.](http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/clc_jpn.html)

[data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/clc_jpn.html](http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/clc_jpn.html), 2014年12月6日閲覧)」の「日本の季節平均気温偏差(°C) (http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/ssn_jpn.html, 2014年12月6日閲覧)」を公開している。須田・上野(2014)はこれを用いて暖冬・寒冬による天気界の移動について議論した。本論文では符号を付け替えて数値が大きいほど寒冬を表すようにした

$$nT_{DJF} = -(\text{日本の季節平均気温偏差}) \quad (2)$$

を日本の冬季気温の指数として用いる。

冬季東アジアモンスーン指標(MOI; Monsoon Index, 季節風指数)も主に海洋関係でしばしば用いられる(赤川 1980; Hanawa *et al.* 1988; 松村・謝 1998; Yoshiike and Kawamura 2009; 犬飼 2014)。これはイルクーツクと根室の気圧差で定義されるが, 格子データを使って近傍の格子点値で代用されることもある。暖候期のアジアモンスーンの指標ではないため, 本論文では Winter Asian Monsoon Index (WAMOI) と表記する。同様の指標として, 児玉ほか(1995)は35°N線と45°N線における130°Eと150°Eの気圧差を「冬型指数」として「季節風時」を抽出し, 東北日本における冬季季節風時の降水系の出現頻度を調査した。本論文ではこの冬型指数を WAMOI2 と表記する。

松村・謝(1998)は12月から2月を対象として WAMOI と様々な現業データとを比較し, WAMOI に表れる季節風の強い年は日本海南部(40°N以南)で顕熱, 潜熱フラックスが大きく海面水温(SST)が低くなり, WAMOI と日本列島上の降水量とも相関があることを示した。また, 冬季日本における気温の経年変動は, 地上, 上層ともに WAMOI と負相関があることも示した。日比野ほか(2008)は1980冬季から2005冬季について12月から2月まで3ヵ月平均の WAMOI と秋の日本海の表層貯熱量を正規化して冬季降水量の正規化偏差と比較し, 大雪になるためには両者の条件が揃うことが必要と指摘した。JRA-25/JCDAS (Onogi *et al.* 2007)の降水率データによる冬季降水量に対しては, 10~12月の貯熱量(本論文では T_{SUBS} と表記する)を用いるのが妥当と述べている。

Jhun and Lee (2004)は季節風の指数としてジェット気流に伴うシアーに注目し, 300 hPa 東西風を27.5°N-37.5°N, 110°E-170°E および50°N-60°N, 80°N-140°E で平均し, その差を取ったものとして

East Asian Winter Monsoon (EAWM) 指数を定義した。本論文では後述の類似名称の指数と区別するため EAWMI と表記する。1959 冬季から 2001 冬季の NCEP 再解析データ (Kalnay *et al.* 1996) を使用した解析から EAWMI は韓国, 日本, 中国東部の冬季平均気温を良く表すとしている。安中・花輪 (2008) は日本の冬季気温の経年変動について回転主成分分析を用いた調査を行い, Jhun and Lee (2004) の EAWMI で表される北西季節風の強さに関連した, 二つの卓越した気温変動パターンを抽出した。第 1 モードは本州および南西諸島の気温変動を表し, 西太平洋 (WP) パターンを伴うエルニーニョ・南方振動 (ENSO) と関係していた。第 2 モードは北日本の気温変動を表し, 対応する大気循環場のパターンは北極振動に類似していた。

Wang and Chen (2014) は, 様々な東アジア冬季モンスーン指数のうち地上気圧による指数は, 1) 冬季モンスーンを駆動する冷たい大陸と温かい海洋の熱的コントラストを良く反映すること, 2) データが入手しやすく信頼度も高いこと, から EAWM の長期変動を調べるのに良いと指摘し, その指標として

$$I_{EAWM} = (2 \times SLP1^* - SLP2^* - SLP3^*) / 2 \quad (3)$$

を定義した。ただし $SLP1^*$, $SLP2^*$, $SLP3^*$ はシベリア (40°N – 60°N , 70°E – 120°E), 北太平洋 (30°N – 50°N , 140°E – 170°W) 及び海洋大陸 (20°S – 10°N , 110°E – 160°E) 上の規格化した領域平均海面気圧である。 I_{EAWM} は東アジアの冬季平均地上気温変動を良く表し, 北極振動指数などと強い相関があると言っている。

多雪指数 $SSDI(i)$ について, 気温変動や冬季季節風がどの程度寄与するのか, また大循環場との相関はどの程度か, それぞれについてこれらの既往研究で用いられている指数と比較した。 $SSDI(i)$ に寄与する大循環場のプロセスについては本論文の範囲を超えるので, 本稿では相関について調べるに止めた。

寒冬・暖冬との比較については nT_{DJF} を用いた。北西季節風の強さについては WAMOI, WAMOI2, EAWMI, I_{EAWM} , 海水温の影響については T_{SUBS} , 大気循環場の指数については安中・花輪 (2008) に従い, 北極振動指数 (AOI), WP 指数 (西太平洋パターン指数; WPI), エルニーニョ・南方振動 (ENSO) の指標として Niño3.4 指数 (N34) を用いた。比較した指数について, 本稿で用いる略称, 定

義, 算出方法等を第 1 表にまとめた。

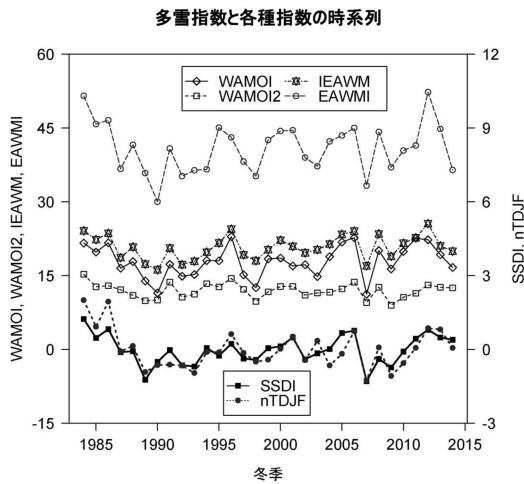
$SSDI(i)$, 冬季平均気温, 及び冬型あるいは冬季アジアモンスーンの強さを表す指数について, 時系列を第 7 図に示す。1980 年代の多雪冬季と 2010 年代の多雪冬季を比較すると, $SSDI(i)$ はそれほど異ならないが冬季平均気温は近年の方が高い (nT_{DJF} は小さい)。従って, 1980 年代より温かくても多雪になるのが近年の傾向として見て取れる。この点を除けば $SSDI(i)$ と nT_{DJF} は似た変動を示す。4 種類の冬季アジアモンスーンの強さを表す指数はいずれも似た変動を示し, 1980 年代と 2010 年代でそれほど差が無い。この点において, $SSDI(i)$ は nT_{DJF} より冬季モンスーンの指数に似ている。これらの指数と $SSDI(i)$ との単相関係数 (第 2 表) は 0.77~0.85 の間にあり, 指数間の差はあまりない。冬季平均気温 nT_{DJF} の相関係数が最も大きいのは, 全体的なトレンドを除く年々の変動が冬季モンスーンの指数よりも $SSDI(i)$ に似ていることによると思われる。局地的な集中豪雪は暖冬・寒冬によらない (中井 2007) が, 全国的な多雪, 少雪については, 寒冬であるほど多雪になりやすいといえる。

大循環場及び日本海表層水温に関する指数 (T_{SUBS} , AOI, WPI, N34) について, まず $SSDI(i)$ を含めて単相関を見た。 T_{SUBS} は $SSDI(i)$ と有意な相関はなく, 他の 3 指数の相関係数も高くはなかった (第 3 表)。日比野ほか (2008) によれば, 日本海北部の海面水温の変動特性はオホーツク海と, 日本海中部の変動特性は東シナ海北部や黄海と似ており, 北部と中部の変動特性は大きく異なる。本節では日本全体の $SSDI(i)$ の特性との相関を調べているが, 日本海全体としては多雪との相関は得られなかった。海面水温や表層水温については, $SSDI(k, i)$ の北寄りー西寄りといった分布に関係し, 日本海全体で連動して日本列島の多雪に影響するような変動はしていないと考えられる。N34 は寒気の南下しやすさに係わっているが, 寒冬や大雪になるためには北極振動など他の要因と重なることが必要である (大野ほか 2012; 堀・猪上 2012)。少なくとも本研究の解析範囲内では, 単独での多雪・少雪への影響は見られなかった。

AOI, WPI, N34 相互の相関は低く, 多重共線性は考えなくて良い。そこで, これらを規格化したものを説明変数として $SSDI(i)$ の重回帰分析を行った。回帰式で推定される平均多雪指数 $SSDIes$ は, 変数 x の規格化処理を $s(x)$ で表すと

第1表 多雪指数と比較した指数.

略称	名称	定義	単位	出典	入手・算出方法
nT_{DJF}	季節平均気温負偏差	1898年以降観測を継続している気象観測所の中から、都市化による影響が少なく、特定の地域に偏らないように選定された15地点の気温の平均 冬季(12月から2月の平均)を使用	$^{\circ}\text{C}$	気象庁ホームページ	気象庁ホームページ http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/list/ssn_jpn.html (2014年5月1日現在)
WAMOI	Monsoon Index 季節風指数	SLP(イルクーツク)–SLP(根室) SLP は海面更正気圧 12月から2月の平均	hPa	Hanawa <i>et al.</i> (1988) など	JRA-55 (Ebita <i>et al.</i> 2011) 1.25度緯度/経度格子データ地表面解析値月統計値を用いて算出
WAMOI2	冬型指数	(SLP(45°N,130°E)–SLP(45°N,150°E) + SLP(35°N,130°E)–SLP(35°N,150°E))/2 SLP は海面更正気圧 12月から2月の平均	hPa	児玉ほか(1995)	JRA-55 1.25度緯度/経度格子データ地表面解析値月統計値を用いて算出
I_{EAWM}	East Asian Winter Monsoon Index	($2 \times \text{SLP1}^* - \text{SLP2}^* - \text{SLP3}^*$)/2 SLP1*, SLP2*, SLP3*はそれぞれシベリア(40°–60°N,70°–120°E), 北太平洋(30°–50°N,140°E–170°W)及び海洋大陸(20°S–10°N, 110°–160°E)上の規格化した領域平均海面更正気圧 12月から2月の平均	無次元	Wang and Chen (2014)	JRA-55 1.25度緯度/経度格子データ地表面解析値月統計値を用いて算出 ただし、ただし規格化の期間を多雪指数に合わせた。
EAWMI	East Asian Winter Monsoon Index	U_{300} (27.5°–37.5°N, 110°–170°Eの平均) – U_{300} (50°–60°N, 80°–140°Eの平均) U_{300} は300 hPa 面東西風 12月から2月の平均	m s^{-1}	Jhun and Lee (2004)	JRA-55 1.25度緯度/経度格子データ等圧面解析値月統計値を用いて算出
T_{SUBS}	日本海表層水温	深さ50 m, 100 m, 200 m の平均水温 日比野ほか(2008)の日本海中部及び北部の領域平均値 10月から12月の平均	$^{\circ}\text{C}$	日比野ほか(2008)の表層貯熱量を簡略化	NEAR-GOOS RRTDB Pacific Subsurface Temperatures の月別値より算出
AOI	北極振動指数	北半球海面気圧の第1主成分の時係数 12月から2月の平均		Thompson and Wallace (2000)	http://www.cpc.ncep.noaa.gov/products/precip/CWlink/daily_ao_index/ao.shtml (2014年5月1日現在) の月別値を平均
WPI	WP 指数	500 hPa 高度偏差場に回転主成分分析を施して北西太平洋に現れる第1主成分の時係数 12月から2月の平均		Barnston and Livezey (1987) Wallace and Gutzler (1981)	http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/teledoc/telecontents.shtml (2014年5月1日現在) の月別値を平均
N34	Niño3.4指数	海面水温偏差(5°S–5°N, 170°W–120°Wの平均) 12月から2月の平均	$^{\circ}\text{C}$	Trenberth (1997)	http://www.cpc.ncep.noaa.gov/data/indices/ の ERSST.V3B(1981–2010 base period) (2014年5月1日現在)



第7図 多雪指数と冬季気温および冬季アジアモンスーンに関する指数の時系列。

第2表 多雪指数と冬季アジアモンスーンに関する指数との単相関。

	nT _{DJF}	WAMO1	WAMO2	I _{EAWM}	EAWMI
SSDI	0.85	0.79	0.77	0.81	0.78

第3表 多雪指数と日本海表層水温及び大気大循環に関する指数との単相関。NAは無相関の検定で相関が有意とならなかったことを表す。T_{SUBS}は1984, 1985冬季は対応するデータが無かったため、1986冬季から2014冬季までの相関を示す。

	T _{SUBS}	AOI	WPI	N34
SSDI	NA	-0.50	-0.51	NA

$$\begin{aligned} \text{SSDIes} = & -0.518 s(\text{AOI}) - 0.296 s(\text{N34}) \\ & - 0.378 s(\text{WPI}) \end{aligned} \quad (4)$$

となり、 F 値はこの式が有意水準 1% 以下で妥当であることを示した。AOI は 0.1% の、N34 と WPI は 5% の有意水準で有意であり、いずれも負の値が大きいはど多雪となりやすいという結果になった。回帰係数の絶対値の大きさは AOI, WPI, N34 の順であり、その差はそれほど大きくなかった。これは、この 3 指数で SSDI(i) を推定する場合、どれも SSDI(i) に対してある程度の影響を持つことを意味する。ただし、自由度調整済み決定係数は 0.4674 であり、SSDI(i) の

うちこれら大気大循環の指数で説明されるのは半分弱である。

4.3 100 を中心とした表記

SSDI(k, i) は、規格化した冬季最大積雪深そのものである。数値の 1 がそのまま標準偏差と同じ大きさのずれを表し、科学的な指標としてはこの定義はシンプルでわかりやすい。同様な定義の例としては Graham *et al.* (2013) が SSDI(k, i) と同じ考え方をしており、目的の変数（彼らの論文では予報値）を平均（気候値）と標準偏差で規格化した偏差として表し、まれな現象の指標としている。

狭義には、指数は 100 を基準として変動を表す数値という定義がある。SSDI(k, i) についても 100 を基準とした値に変換した方が理解されやすいかもしれない。ただし、変換の係数に任意性が入ることが欠点である。

31 冬季の頻度分布を見ると、SSDI(i) は $-1.29 \sim +1.23$ 、SSDI(k, i) は $-3.98 \sim +7.47$ まで変化した。気象庁の土壌雨量指数による注意報、警報発表基準は新潟地域でそれぞれ 70~130, 100~160 の値が多い。また、新聞等にも掲載される水稻作況指数は 90~110 の間に入ることが多く、これから外れる値は極端な状況を表す。これらを参考にすると、一般向けの多雪指数として、例えば

$$(\text{一般向け多雪指数}) = 100 + \text{SSDI}(k, i) \times 10 \quad (5)$$

として表記することも考えられる。その場合、3.1 節の平均多雪指数における全国的な多雪、少雪の基準はそれぞれ 103 以上、97 以下となり、豪雪の 1984 冬季は 112、寡雪の 2007 冬季は 87 である。地点の値はこれまでの最小値が 60、最大値は 2014 冬季の甲府で 175 となる。

5. まとめ

本研究では、気象庁による継続的な積雪深観測が利用可能な 192 地点について“多雪指数 (Seasonal Snow Depth Index; SSDI)”を算出し、その変動と分布について調査した。多雪指数 SSDI(k, i) は各地点における変動も考慮して規格化してあるので、地点毎の特性に影響されないのが利点である。一方、基準期間と地点の偏りに影響されるのが欠点であるが、基準期間については多雪、少雪と観測地点数の変化を考慮して決定した中井・岩本 (2006) の期間に固定することとした。観測地点については太平洋側に少ないた

め、日本海側から内陸地域にかけての変動を反映しやすい一方、積雪の少ない地点で多雪となったとき数値として大きくなりやすく、過大評価となる可能性があるという特性がある。

全地点の平均多雪指数 $SSDI(i)$ は変動が大きく、しばしば絶対値が 1（積雪深偏差では $\pm s_d(k)$ ）を超えた。豪雪と言われた 1984–1986 冬季、2006 冬季などに対応して $SSDI(i) > 0.3$ を「多雪」と定義した。2011–2014 の最近 4 冬季は連続して 0.3 を超えており、多雪であった。少雪は $SSDI(i) < -0.3$ で定義し、これには 1989 冬季から 1998 冬季までの多くの冬季などが該当した。冬季毎の $SSDI(k, i)$ の標準偏差は、多雪の冬季ほど極端な値が出やすいことを示した。

全国の $SSDI(k, i)$ 分布を作図し、豪雪の冬季でも広域の積雪分布の特徴がかなり異なることなど、多雪、少雪分布の変動を示した。例えば、2014 冬季の南岸低気圧による太平洋側の記録的な大雪、多雪であった 2011 冬季から 2013 冬季にかけては冬季ごとに $SSDI(k, i)$ が大きかった地域で災害が発生したこと、2007 冬季の少雪は全国的であったこと、2006 冬季（平成 18 年豪雪）では山形県以南で内陸山地地域の $SSDI(k, i)$ が特に大きく海岸付近では新潟（新潟地方気象台）など少雪となった地点もあったことなどである。

このような $SSDI(k, i)$ 分布について、地理的な説明変数に対する重回帰分析の係数という形で簡易な数値化を試みた。31 冬季について山雪－里雪、西偏－北偏、太平洋側－日本海側という経験的に言われている多雪の偏りについて定量的な表現を行った。ただしこれは日本全国の分布について表現するものであり、重回帰分析による説明変数の寄与率は多くの冬季で 5%～25% 程度、一定の寄与があるという程度である。従って、日本全体についての山雪、里雪などという解釈は多くの冬季で意味があるものの、特に災害等局地的な集中豪雪（中井 2007）を考える際には、多雪域の局地的な分布とそれを決める要因も同時に考えることが重要である。

平均多雪指数 $SSDI(i)$ と冬季モンスーン、大循環等の指数との関係も調査した。1980 年代の多雪冬季と 2010 年代の多雪冬季との比較から、2010 年代では 1980 年代より温かくても多雪になる傾向が見られた。 $SSDI(i)$ は日本の冬季平均気温及び 4 種類の冬季アジアモンスーンの強さを表す指数と比較的高い相関を示し、全国的な多雪、少雪については、寒冬、また冬季アジアモンスーンが強いほど多雪になりやすい傾向が

示された。大気大循環に関して、 $SSDI(i)$ について北極振動指数、WP 指数、Niño3.4 指数を説明変数とする重回帰分析を行ったところ、いずれの回帰係数も負の値であった。また、 $SSDI(i)$ の変動のうちこれらの説明変数によって説明できるのは半分弱であった。

多雪、少雪を議論する際、単純な平年比が用いられることが多い。しかし、長期、広域の変動の比較において、解析領域内の不均一な変動の影響を取り除くためにはデータの規格化は重要である。一方、一般向け指標としての指数としては、100 を基準として変動を表すことも多くなされるので、 $SSDI(k, i)$ をこのような形で表記するための考察も加えた。 $SSDI(k, i)$ のデータと分布図はサーバー <http://yukibousai.bosai.go.jp/> 「30 冬季の多雪指数分布」（2014 年 12 月 6 日閲覧）にて公開している。 $SSDI(k, i)$ と年々変動を表す各種指数とを比較することにより、多雪、少雪の特性とその原因を関係づけることが可能と考えている。

謝 辞

新潟大学／国立極地研究所の岩本勉之博士、編集委員の柳瀬 亘博士、及び 2 名の匿名査読者の方々には、本稿の改訂に非常に有益なご指摘をいただきました。深く感謝申し上げます。The Generic Mapping Tools (School of Ocean and Earth Science and Technology (SOEST), University of Hawai'i at Manoa), 及び岡本義雄氏（大阪教育大学）作成の県境データを使用しました。

参 考 文 献

- 赤川正臣, 1980: オホーツク海の流水と北海道・東北地方沖合海況との関連. 海と空, 55, 169–182.
- Akiyama, T., 1981a: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part I. Principal time and space variations of precipitation described by EOF. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 578–590.
- Akiyama, T., 1981b: Time and spatial variations of heavy snowfalls in the Japan Sea coastal region. Part II. Large-scale situations for typical spatial distributions of heavy snowfalls classified by EOF. J. Meteor. Soc. Japan, 59, 591–601.
- Barnston, A. G. and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. Mon. Wea. Rev., 115, 1083–1126.
- 防災科学技術研究所, 2012: 2010/2011 年冬の豪雪と雪

- 氷災害に関する調査報告. 主要災害調査, (47), 118 pp., http://dil-opac.bosai.go.jp/publication/nied_natural_disaster/index.html (2014.12.6閲覧).
- 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.
- Graham, R., T. Alcott, N. Hosenfeld and R. Grumm, 2013: Anticipating a rare event utilizing forecast anomalies and a situational awareness display: The western U.S. storms of 18-23 January 2010. Bull. Amer. Meteor. Soc., **94**, 1827-1836.
- Hanawa, K., T. Watanabe, N. Iwasaka, T. Suga and Y. Toba, 1988: Surface thermal conditions in the western North Pacific during the ENSO events. J. Meteor. Soc. Japan, **66**, 445-456.
- 日比野 祥, 大門秀志, 谷 政信, 2008: 日本海の貯熱量の変動及びその日本海側の降雪との関係. 測候時報, **75**, S69-S76.
- Honda, M., J. Inoue and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea - ice minima on anomalously cold Eurasian winters. Geophys. Res. Lett., **36**, L08707, doi: 10.1029/2008GL037079.
- 堀 正岳, 猪上 淳, 2012: 厳冬をもたらす主役たち: 北極振動, ラニーニャ現象, そしてブロッキング. 天気, **59**, 853-854.
- Hubeny, K., 1959. Weiterentwicklung der Gauss'schen Mittelbreiten-formeln. Z. Vermess., **84**, 159-163.
- 犬飼 俊, 2014: 新潟県で見られる雪雲モードと降水量変動との関係. 筑波大学修士学位論文, 64pp.
- Iwamoto, K., S. Nakai and A. Sato, 2008: Statistical analyses of snowfall distribution in the Niigata area and its relationship to the wind distribution. SOLA, 4, 45-48.
- Jhun, J.-G. and E.-J. Lee, 2004: A new East Asian winter monsoon index and associated characteristics of the winter monsoon. J. Climate, **17**, 711-726.
- Kalnay, E., M. Kanamitsu, R. Kistler, W. Collins, D. Deaven, L. Gandin, M. Iredell, S. Saha, G. White, J. Woollen, Y. Zhu, M. Chelliah, W. Ebisuzaki, W. Higgins, J. Janowiak, K. C. Mo, C. Ropelewski, J. Wang, A. Leetmaa, R. Reynolds, R. Jenne and D. Joseph, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. Bull. Amer. Meteor. Soc., **77**, 437-471.
- 気象庁, 2005: 気象観測統計の解説. 130pp., 気象庁ホームページ, <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/> (2014.12.6閲覧).
- 気象庁, 2012: 平成24年報道発表資料 平成24年3月1日 冬(12~2月)の天候. 気象庁ホームページ, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1203/01c/tenko121202.html> (2014.12.6閲覧).
- 気象庁, 2013: 平成25年報道発表資料 平成25年3月1日 冬(12~2月)の天候. 気象庁ホームページ, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1303/01c/tenko131202.html> (2014.12.6閲覧).
- 気象庁, 2014: 平成26年報道発表資料 平成26年3月3日 冬(12~2月)の天候. 気象庁ホームページ, <http://www.jma.go.jp/jma/press/1403/03c/tenko141202.html> (2014.12.6閲覧).
- 児玉安正, 中山高德, 尾崎尚則, 1995: 冬季季節風時にみられる東北日本の100 km から数100 km スケールの降水変動. 天気, **42**, 85-96.
- 松村伸治, 謝 尚平, 1998: 日本列島および日本海上の経年気候変動に及ぼす冬季季節風の影響. 天気, **45**, 781-791.
- 中井専人, 2007: 平成18年豪雪における降雪分布の特徴. 気象研究ノート, (216), 45-59.
- 中井専人, 岩本勉之, 2006: 規格化した冬季最深積雪から見た平成18年豪雪の特徴. 天気, **53**, 863-869.
- 日本雪氷学会北海道支部雪氷災害調査チーム, 2012: 2011-2012年冬期に北海道岩見沢市を中心として発生した大雪に関する調査報告書. 日本雪氷学会北海道支部ホームページ, <http://glacier.ees.hokudai.ac.jp/snow/modules/kiji/content0010.html> (2014.12.6閲覧).
- 大野浩史, 萱場互起, 田中昌太郎, 原田やよい, 2012: 2011/12年冬の気象循環の特徴. 天気, **59**, 852-853.
- Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, **85**, 369-432.
- 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.
- 高橋俊二, 2007: 日本の天候の特徴. 気象研究ノート, (216), 3-7.
- Thompson, D. W. J. and J. M. Wallace, 2000: Annular modes in the extratropical circulation. Part I: Month-to-month variability. J. Climate, **13**, 1000-1016.
- Trenberth, K. E., 1997: The definition of El Niño. Bull. Amer. Meteor. Soc., **78**, 2771-2777.
- Wallace, J. M. and D. S. Gutzler, 1981: Teleconnections in the geopotential height field during the Northern Hemisphere winter. Mon. Wea. Rev., **109**, 784-812.

Wang, L. and W. Chen, 2014: An intensity index for the East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **27**, 2361–2374.
 安中さやか, 花輪公雄, 2008: 日本の冬季気温の経年変動とその大規模大気循環場との関係. *天気*, **55**, 149–158.
 Yoshiike, S. and R. Kawamura, 2009: Influence of

wintertime large-scale circulation on the explosively developing cyclones over the western North Pacific and their downstream effects. *J. Geophys. Res.*, **114**, D13110, doi:10.1029/2009JD011820.

Variation and Distribution of Winter Snow Depth in Japan Using “Seasonal Snow Depth Index”

Sento NAKAI*

* *Snow and Ice Research Center, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention, Suyoshi, Nagaoka 940-0821, Japan.*

(Received 19 June 2014; Accepted 7 December 2014)

Abstract

The “Seasonal Snow Depth Index (SSDI)” was defined for the quantitative evaluation of the distribution and variation of snow depth. SSDI distribution maps were examined for 31 winters. The snow depth distribution differed among winters. A quantitative expression of the areal distribution tendency was proposed. The relations between SSDI and both the winter East Asian monsoon and global circulation were examined. Low temperatures, or a strong winter Asian monsoon were related to a snow-rich winter. A snow-rich winter was more likely to occur in a warmer winter in the 2010s than in the 1980s. The multiple regression coefficient of indices of the Arctic oscillation, West Pacific Pattern, and Niño3.4 to SSDI were all negative, and the ratio of their contribution was slightly less than 0.5.
