

速 報

地上気象要素の偏差に見られた 2007/2008 冬季の特徴

中 井 専 人¹⁾, 山 口 悟¹⁾, 竹内由香里²⁾

要 旨

2007/2008 冬季の特徴を地上気象要素の偏差の解析によって記述した。規格化した冬季最大積雪深によると、本州では標高 200 m 以下で少雪傾向、それより高い地域は平年並みであった。北海道では標高 50 m 以下に多雪となった地点が多く見られた。平均よりかなり少雪となった地点は 100 km スケールで偏在していた。日平均気温の平年偏差をもとに、2007/2008 冬季を特徴づける期間として、Ⅰ. 12 月前半から 1 月前半の高温、Ⅱ. 1 月後半から 2 月後半の低温、Ⅲ. 3 月前半から後半の高温、を見いだした。期間Ⅰは降水の多寡によらず少雪であり、期間Ⅱでは期間Ⅰの少雪を補うほど多くの降雪があった地点のみが平年並の積雪深に到達した。期間Ⅲにおいては高温偏差に伴う顕著な融雪が広域的に起こっていたことが示唆された。期間平均で 1 K 程度の日平均気温偏差でも、降水形態や融雪速度の変化が積雪深に影響し、少雪/多雪の傾向に影響し得ると考えられる。

キーワード : 2007/2008 冬季, 地上気象, 平年偏差, 規格化した最大積雪深

Key words: 2007/2008 winter season, surface meteorological elements, anomaly, normalized maximum snow depth

1. はじめに

2007/2008 冬季は 11 月 18 日-23 日にかけてまとまった降雪があり、気象庁観測の 20 地点で 11 月の最大積雪深を更新した(気象庁, 2007)。北海道十勝連峰ではこのとき雪崩災害が発生している。その後降雪の少ない状態が続いたが、年末年始にまとまった降雪があり、北アルプス槍ヶ岳の岐阜県側において雪崩災害が発生した。1 月下旬の中国、東アジアの寒波(気象庁, 2008a)の時期には日本付近にも強い寒気の南下があり、(独)防災科学技術研究所雪氷防災研究センター(新潟県長岡市、以後雪氷研と表記)においても突風が吹き、吹雪となった。その後、2 月上旬には関東で広範囲の積雪があり、2 月中旬には日本海側でまと

まった降雪があったが、3 月 10 日頃から降雪はほとんど見られなくなった。

2007 年 12 月から 2008 年 2 月について、日本の積雪地域全体に対しては、

- ・降雪は山沿いで平年程度、それ以外では少なかった。
- ・最大積雪深はほとんどの地点で平年並か少なかった。
- ・平均気温は平年並。
- ・降水量は少なかった。

とされ(気象庁, 2008b)、3 月については気温がかなり高く降水量はかなり少なかった(気象庁, 2008c)とされている。しかし、暖冬でも地域的に豪雪になるなど雪氷災害は特に集中した降雪や風雪によってもたらされるものであり(例えば、佐藤, 2005; 中井, 2007)、時間的、空間的に細かい変動についても特徴を把握することは重要である。

本稿では、2007/2008 冬季の特徴について、地

1) (独)防災科学技術研究所雪氷防災研究センター

〒940-0821 長岡市栖吉町前山 187-16

2) (独)森林総合研究所十日町試験地

〒948-0013 新潟県十日町市辰乙 614

上気象要素の偏差を解析する。この偏差 (anomaly) は気象・気候学で良く用いられる平年値 (もしくは気候値) からの差のことであり (例えば, 松山・谷本, 2005), 標準偏差や平均偏差といった統計量としての偏差とは別のものである。2007/2008 冬季の観測値が気候値からどのくらいずれていたかを見ることにより, その特徴を上記のものより細かく, かつ積雪との関連も含めて記述することが本稿の目的である。2 章で使用したデータについて述べた後, 3 章で規格化した冬季最大積雪深を用いた多雪/少雪の空間分布, 4 章で平年偏差を用いた季節内の半月単位の変化を述べる。それらの結果を 5 章で積雪特性の変化と関連づけ, 6 章でまとめを行う。

2. データ

本稿では, 1 章に述べた 2007/2008 冬季の概況を考慮して 11 月から 3 月までを解析対象とした。

気象庁観測点については, 2007/2008 冬季のデータと平年値は気象庁ホームページ「過去の気象データ検索 (<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>, 2008 年 4 月 23 日現在)」から日別値を使用した。この平年値は 1999/2000 冬季までの 30 年間の平年値であるが, 統計期間が約 22 年と短いものも含まれる。この期間の差異については必要に応じて言及する。また, 2007/2008 冬季の日平均気温と日最大積雪深については, 欠測を含む日が平均値を求める期間の 20% 未満であれば, 欠測を含む日のデータを使用せずに平均値を求めた。20% というしきい値は気象庁 (2005) を参考にした。日降水量については強い降雪時の着雪による欠測の影響が大きいと考え, 合計値を求める期間に欠測を含む場合はその期間全体をデータなしとした。

冬季最大積雪深については毎時観測による日最大積雪深の最大値を用いた。3 章で用いる規格化した冬季最大積雪深を求めるための気候値は, 中井・岩本 (2006) のものを使用した。

雪氷研露場 (長岡雪氷防災実験研究所, 1995; 山口, 2007) 及び積雪気象観測ネットワーク (Yamaguchi *et al.*, 2007) 栃尾田代観測点については, 2007/2008 冬季の観測速報値を使用し, 平年値については 1970/1971 冬季-1999/2000 冬季の観測値から

算出した。森林総合研究所十日町試験地 (以後, 十日町試験地と表記) の露場については, 2007/2008 冬季の観測速報値 (<http://www.ffpri.affrc.go.jp/labs/tkmcs/index.html> で公開) と 1970/1971 冬季-1999/2000 冬季の平年値 (竹内, 2007) を用いた。これら 3 地点についても日別値を用いているが, 積雪深については日最大値ではなく長期間のデータの得られる 9 時観測値を用いた。

3. 規格化した冬季最大積雪深の分布

ある年の冬季最大積雪深を評価する際に, しばしば平年値 (もしくは統計開始年からの平均値) との比較が行われる。しかし, この方法では各地点における年々の変動や地点による統計年数の差異が考慮されない。中井・岩本 (2006) では, それらを考慮して規格化を行った冬季最大積雪深 z_i を求めた。これは気象庁の積雪深観測地点のうち 59 豪雪などを含む 23 年間の連続した観測値が得られる各地点について冬季最大積雪深を規格化するもので, 各地点ごとに

$$z_i = (D_i - \bar{D}) / S_D \quad (1)$$

によって求める。ここで D_i は冬季最大積雪深, i は年 (2007/2008 冬季であれば 2008), $\bar{D}$ と S_D はそれぞれ冬季最大積雪深の平均値と標準偏差である。冬季最大積雪深 D_i は地点による差が大きいが, 規格化した最大積雪深 z_i を用いることにより, 各地点における年々の変動を反映した量として, 目的の冬季の特性を見いだせる。本稿では 2007/2008 冬季についての値 z_{2008} の空間分布を求めた (図 1)。例えば $z_{2008} = 0$ は 2007/2008 冬季最大積雪深が 23 年平均と等しく, $z_{2008} = 1$ は標準偏差分だけ平均より大きい値であったことを表わす。

解析は 189 地点について行った。そのうち平均より大きい冬季最大積雪深 ($z_{2008} > 0$) となったのは 47 地点であり, 主として北海道石狩地方と道東の一部, 本州では県境の山岳地帯に分布した。しかしその値はそれほど大きくなく, $z_{2008} > 1$ となったのは 5 地点にとどまった。142 地点では $z_{2008} < 0$ であり, 特に 30 地点では $z_{2008} < -1$ と平均より明らかに少なかった。特に小さい z_{2008} は道北の海岸沿い, 津軽海峡沿い, 秋田・岩手県北部, 新潟県北

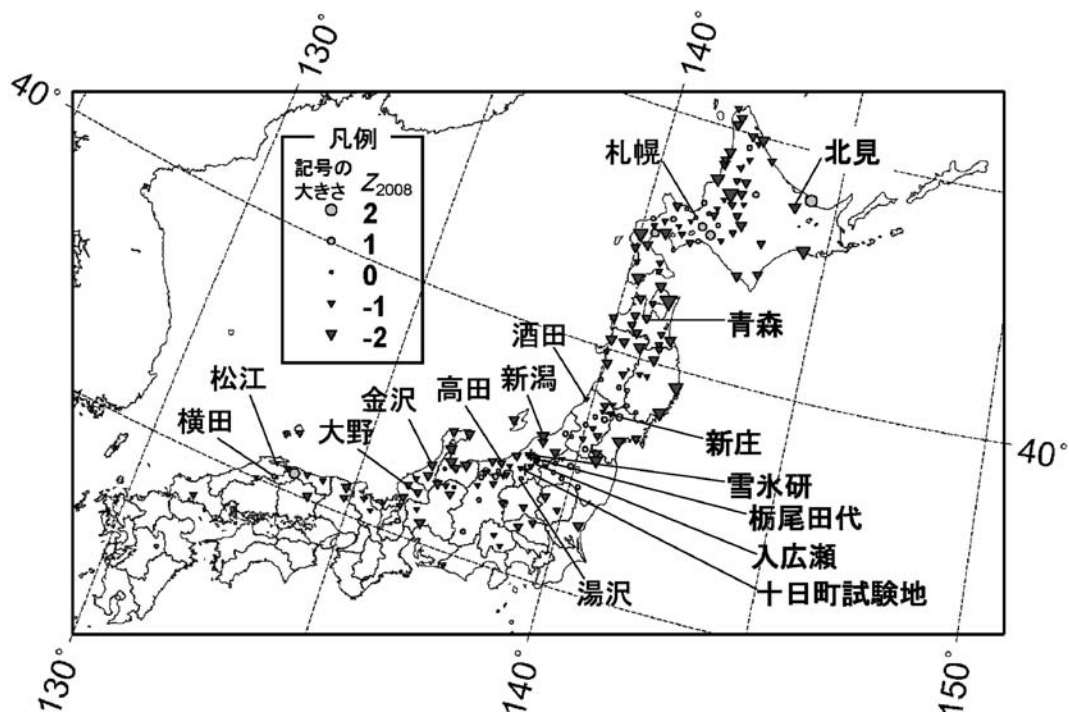


図 1 規格化した 2007/2008 冬季最大積雪深 z_{2008} の分布. 正の地点を○で、負の地点を▼で表し、それら記号の大きさは $|z_{2008}|$ の大きさを表す. 3 章以後に記載されている地点の位置も示す. 雪氷研、十日町試験地、栃尾田代は 2 章の解析に含まれていないので、+で位置を示す.

部、富山県から石川県にかけてに見られた. これらの地域の間には z_{2008} が 0 に近い地点が固まっており、100 km スケールで少雪が偏在していたといえる. このような分布に対しては、地形の影響を受けた降雪過程、例えば降雪の増幅 (Nakai and Endoh, 1995) や卓越風向による降雪分布の変化 (Iwamoto *et al.*, 2008) などが関係すると考えられる.

積雪の年々変動は山地と平地では異なる傾向を示すことが山地における継続的な積雪・気象観測によって示されている (Yamaguchi *et al.*, 2007). そこで、 z_{2008} について緯度-標高断面図を作成し、2007/2008 冬季においてどのくらいの標高で積雪偏差の傾向が変わるかを調べた (図 2). その結果、本州 (北緯 42 度以南) においては標高 200 m 以下で $z_{2008} < 0$ の地点が多く少雪傾向 (z_{2008} の平均は -0.57 , 標準偏差は 0.54) となり、それより高いところでは z_{2008} が 0 に近い地点が多く平年並み (z_{2008} の平均は -0.03 , 標準偏差は 0.49) であった. 一方、北海道においては本州と異なり標高 50 m

以下に多雪となった地点が多く見られた. このことから 2007/2008 冬季における積雪の多寡は季節内の気温変化、直接には降水形態などに大きく影響されたことが示唆される.

4. 半月平均平年偏差に見られた季節内変動

積雪深および積雪深に影響する気温と降水量について、11 月から 3 月までの季節内変動を解析した. 使用したデータは日別値であり、平年値との差を取って日別の平年偏差を求めた後に、日々の細かい変動を取り除くため半月毎の積算または平均を行った. 各月の前半を 1 日から 15 日まで、後半を 16 日から月末までとした. 地点は北海道から山陰まで約 200 km-300 km 間隔、かつ標高による差異の見られた山形県以南は平地と山沿いの 2 箇所、計 13 地点を選んだ. 選んだ地点の位置は図 1 に示した.

2007/2008 冬季と平年値の日平均気温をそれぞれ $T_{2008}(j)$, $T(j)$ とすると、ある期間 X における平年偏差の平均値 $T'_A(X)$ は

$$T'_A(X) = \frac{\sum_j^X \{T_{2008}(j) - \bar{T}(j)\}}{N_X} \quad (2)$$

で表される. ここで j は日付, N_X は期間 X の日数を表す. 図 3 に半月毎の T'_A の時系列を示す. ただし, 見やすさのため同一地域で傾向の似た地点についてはその平均値で表した. 全体的には全ての地点でほぼ同様の变化傾向を示しており, 2007/2008 冬季においては, 半月以上の時間スケールでは日本の積雪地域全体にわたる変化が強く表れたといえる. 11 月前半は平年より 1 K 前後高温であり, 逆に 11 月後半は地点によってばらつくが平年より 0 K から 3 K 低温であった. 12 月前半から 1 月前半にかけては高温傾向が続き, この期間で平均した T'_A は 13 地点平均で +0.6 K であった. その後 1 月後半から 2 月後半にかけては低温傾向が続き, この期間で平均した T'_A は 13 地点平均で -0.6 K であった. 3 月は全地点で T'_A が正になる強い高温傾向があった.

地点別に見ると, 山沿いの 4 地点 (入広瀬, 湯沢, 大野, 横田) で近くにある平野部の地点 (新潟, 高田, 金沢, 松江) より全体的に T'_A が小さくなっていた. ここで, 誤差要因として平年値統計期間の差異 (前者は 22 年, 後者は 30 年) が考えられる. そこで, 山沿いかつ平年値統計期間 30 年の新庄につ

いて, 平年値統計期間 22 年と 30 年に対する T'_A を計算した. その結果, 平年値統計期間が短いことによる T'_A のずれは半月毎で -0.26 K から 0.18 K に止まり, 図 3 の解釈に影響を与えるほどではなかった. 従って, 2007/2008 冬季は山沿いで平野部より低温となる傾向が強かった可能性が高い. このことは, 本州では標高約 200 m 以上の地点で平年並みの積雪深となったこと (図 2) と整合する.

次に, 月ごとに違いの見られる特徴に注目する. 1 月後半までは地方による T'_A の差異は明瞭ではなく, 地方ごとの特徴が顕著になるのは 2 月前半からであった. 1 月後半から 2 月後半にかけての低温期間では, 石川県以西の北陸, 山陰 (金沢, 松江, 大野, 横田) において他地域より低温の偏差となる傾向が強まった. 一方, 青森県以北 (北見, 札幌, 青森) では, 徐々に他地域より高温の偏差となる傾向が見られ, 3 月には 3 地点とも偏差が +2 K を越えるような高温となった.

図 3 をもとに冬季を特徴づける期間を

- I. 12 月前半から 1 月前半の高温期間
- II. 1 月後半から 2 月後半の低温期間
- III. 3 月前半から後半の高温期間

に分け, この 3 期間について日降水量偏差の合計値 r'_s と日最大積雪深偏差の平均値 d'_A を求めた (表 1). 11 月後半の低温期間にも降雪がもたらされたが, 解析した全地点において根雪とならな

表 1 気象庁観測の 13 地点について, 期間 I, II, III のそれぞれにおける日降水量偏差 (mm) の合計値

r'_s (I), r'_s (II), r'_s (III), 及び日最大積雪深偏差 (cm) の平均値 d'_A (I), d'_A (II), d'_A (III). 地点名に併記した括弧は (降水量の統計年数, 積雪深の統計年数) を表す. 正偏差の項目を灰色で示す.

地点名	標高 (m)	期間 I : 高温偏差		期間 II : 低温偏差		期間 III : 高温偏差	
		12 月前半 - 1 月前半		1 月後半 - 2 月後半		3 月前半 - 3 月後半	
		r'_s (I) (mm)	d'_A (I) (cm)	r'_s (II) (mm)	d'_A (II) (cm)	r'_s (III) (mm)	d'_A (III) (cm)
札幌(30.30)	17	-46	-9	37	2	-49	-13
青森(30.30)	3	-47	-11	-40	-16	-53	-35
酒田(30.30)	3	-25	-3	13	5	-36	-2
新庄(30.30)	94	73	-9	-19	1		-18
新潟(30.30)	2	73	-3	-43	-9	-51	-2
高田(30.30)	13		-9	-144	-37	-28	-35
金沢(30.30)	26	-49	-5	-98	-16	-9	-3
松江(30.30)	17		-1	18	-1	19	0
北見(22.20)	7	-55	-12	-13	-19		-29
入広瀬(22.21)	230	0	-13	25	-4		-6
湯沢(22.19)	340	82	-17	85	-4		16
大野(22.21)	182		-5		-25	-13	-15
横田(22.20)	369		-2		9	28	1

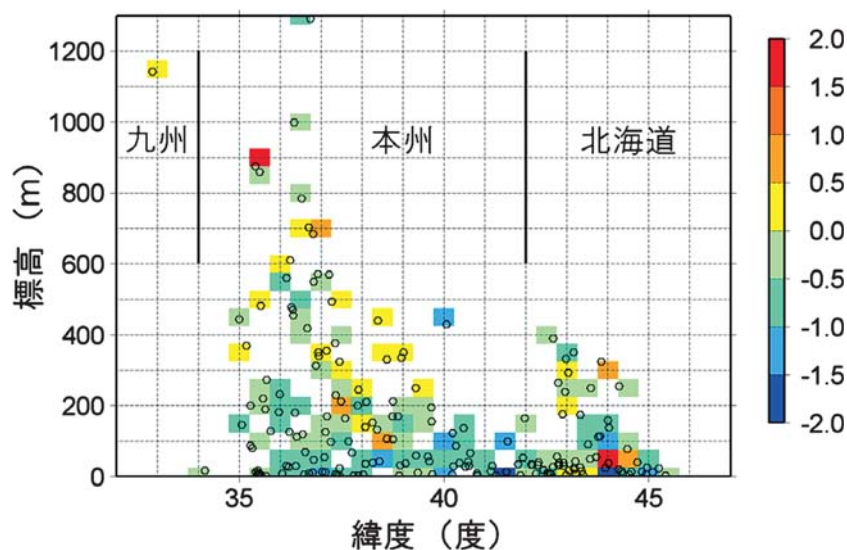


図 2 z_{2008} の緯度-標高断面図. 緯度 0.5 度, 標高 50 m ごとに平均化した値を色分けで示す. ○は断面図上での地点の位置を表し, 0.5 度×50 m 格子内に地点がある場合にその平均値を求めて作図に用いた.

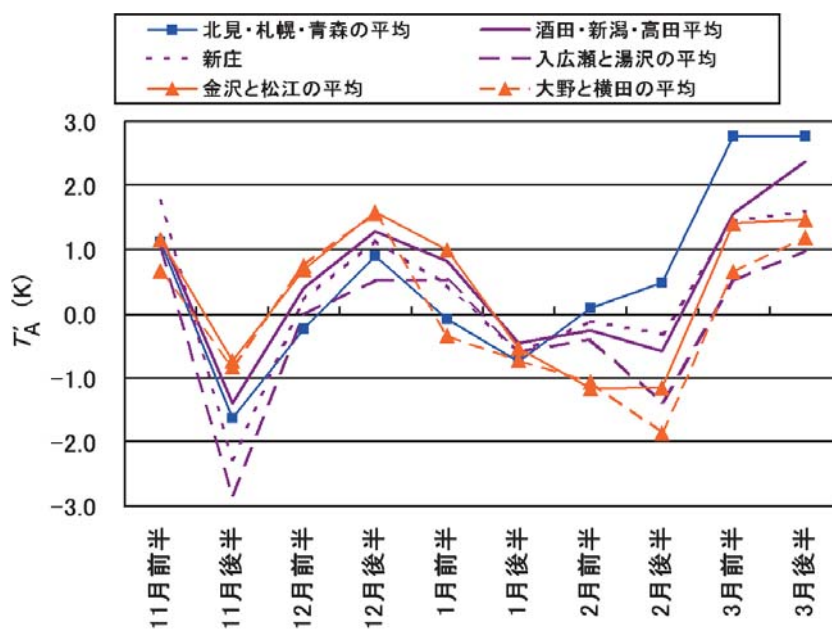


図 3 表 1 に記載した 13 地点についての T'_A (K) の時系列. ただし, 見やすさのため同一地域で傾向の似た地点についてはその平均値を示す. 地点と線の対応については凡例を参照.

かったので解析対象から外した. r'_s と d'_A は

$$r'_s(X) = \sum_j^X \{r_{2008}(j) - \bar{r}(j)\} \quad (3)$$

$$d'_A(X) = \frac{\sum_j^X \{d_{2008}(j) - \bar{d}(j)\}}{N_X} \quad (4)$$

で表される. j は日付, X は任意の期間を表し, $r_{2008}(j)$, $d_{2008}(j)$ はそれぞれ 2007/2008 冬季の日降水量と日最大積雪深, $\bar{r}(j)$, $\bar{d}(j)$ はそれぞれ平年値の日降水量と日最大積雪深, N_X は対象とする期間 X の日数である.

期間 I においては全ての地点で $d'_A(I)$ が負となった. $r'_s(I)$ は地点による差がかなり大きい, これと $d'_A(I)$ とは無相関であり (図 4a),

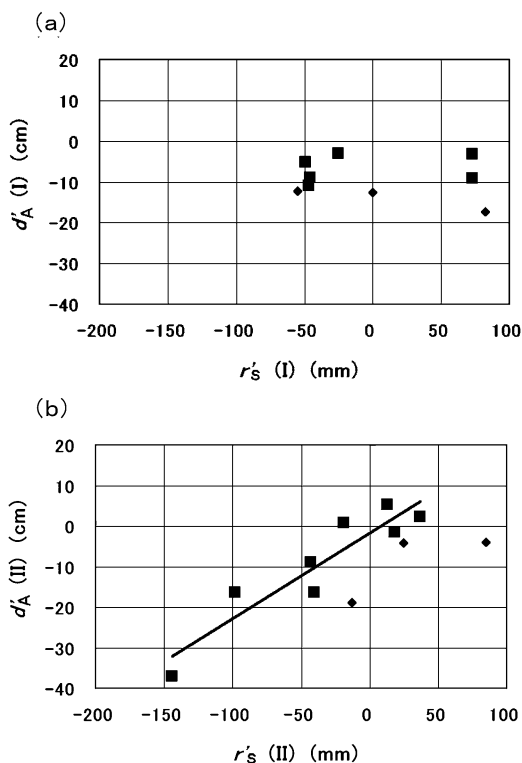


図 4 (a) 期間 I, (b) 期間 II における降水量偏差合計値 r'_s (mm) と日最大積雪深偏差平均値 d'_A (cm) の散布図. ■ は平均期間が 30 年に近い地点 (表 1 の上 8 点), ◆ は平均期間が 22 年以下の地点 (表 1 の下 5 点のうち r'_s の得られた地点) を表す. (b) の実線は■のみから求めた近似直線.

降水の多寡によらず少雪の期間であったといえる. 期間 II においても同様に $r'_s(II)$ の地点差が大きい, 期間 I と異なり, $r'_s(II)$ が大きいほど $d'_A(II)$ も大きかった. 両者の間には正相関が見られ, 平年値が 30 年の 8 地点について求めた相関係数は 0.93 であった (図 4b). 期間 II においては降水量が積雪深に強く影響しており, もともと気温の低い厳冬期にさらに低温偏差となったことで, 降水形態の多くが降雪となったことを示唆している. 期間 I では全国的に少雪であったので, 期間 II において多くの降雪があった地点のみが平年並の積雪深に到達したといえる. なお, 本州の気象庁観測点においては捕捉率の変更に起因する降水量偏差の正バイアスがあり得るが, 本稿の議論はそれがあまり影響しない定性的な範囲に止めている (付録参照). 期間 III においては多くの地点で $d'_A(III)$ が負であり, $r'_s(III)$ も負となる地点が多かった. $d'_A(III)$ は $r'_s(II)$, $r'_s(III)$ のいずれともあまり相関がみられず, 高温に伴う顕著な融雪が広域的に起こっていたことが示唆される.

5. 気象要素の季節内変化と積雪の変化

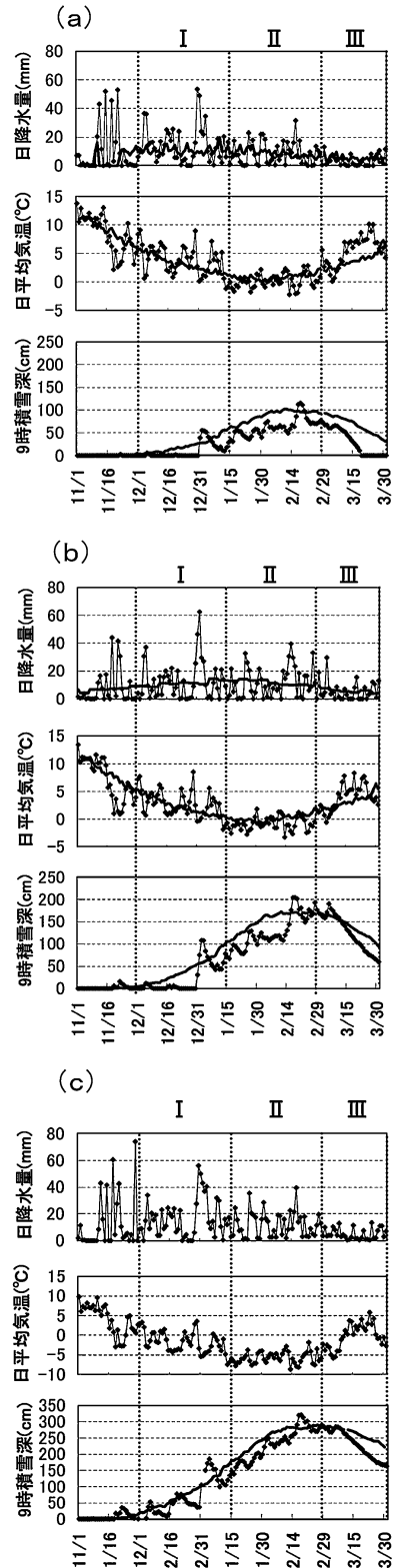
新潟県中越地域では標高の異なる複数地点において積雪観測が研究機関によって行われている. 5 章ではその時系列をもとに, 前章までに解析した 2007/2008 冬季の特徴が積雪にどう影響していたのか考察する.

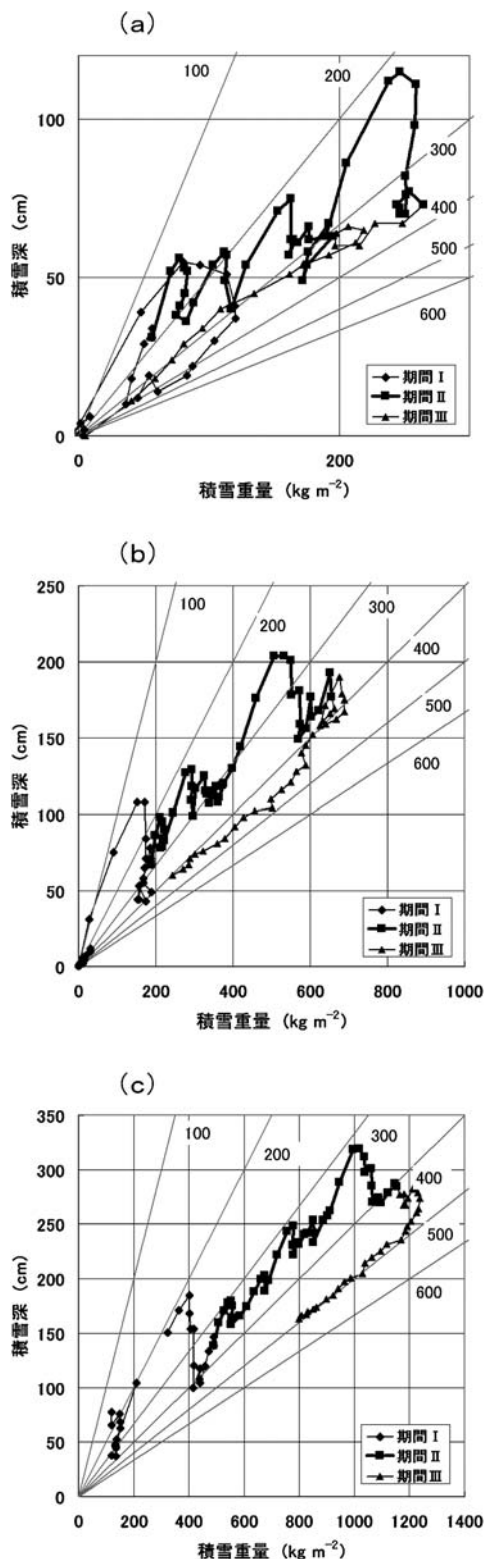
図 5a は平野部の端に位置する標高 97 m の雪氷研における観測結果である. 冬季最大積雪深は 115 cm であり, 平年値の 142 cm よりやや少なかった (ともに 9 時値による). 推移を見ると, まず 11 月後半の低温偏差に対応して早い初積雪が 11 月 22 日に観測された. その後期間 I においては気温の変動が大きく, 降水量は平年より多かった (表 2 の $r'_s(I)$) にもかかわらず, 根雪は 12 月 30 日夜からとかなり遅かった. $T'_A(I)$ は +0.6 K とそれほど大きくなかったが, 小さな気温の正偏差で根雪の始まりが遅かったことは, 長岡の降水形態が気温の変動に敏感である (Yamaguchi *et al.*, 2007) ことが顕在化したともいえる. 積雪循環曲線 (図 6a) は期間 I の 12 月 31 日以降が右下がりの変化を含むループを描いており, これは降雪, 降雨, 融雪が起こったことを表している (小林ら, 2000). 期

間Ⅱにおいては、積雪深は一時的なピークを除くと平年より 20 cm から 30 cm 少なかった。しかしそれは期間Ⅰの影響であり、期間Ⅱにおいて積雪深偏差はわずかに平年に近づく傾向がみられた(図 5a)。 r'_s (Ⅱ) は 2 mm と平年並みであり、 T'_A (Ⅱ) は -0.6 K と負偏差ながら絶対値は小さかった(表 2) が、これに伴って降水形態が敏感に変わり平年より降雪の比率が大きくなったことが考えられる。積雪循環曲線(図 6a) は期間Ⅱでは鋸状で積雪重量の減少はあまり見られず、融雪があまり起こらなかったか、起こったとしても積雪中に残っていたことを示している。 T'_A (Ⅲ) は $+1.7$ K と大きな値であり、 r'_s (Ⅲ) は -45 mm と絶対値のかなり大きい負偏差であった。降雪の見られなくなった 3 月 10 日から消雪した 19 日までの積雪深変化は -6 cm day $^{-1}$ であり、同時期の平年値に比べて約 2.5 倍であった。これが融雪によるものであることは積雪循環曲線から明らかであり、日融雪深 6 cm day $^{-1}$ とも言える。

図 5b は標高 200 m の山間地に位置する(独)森林総合研究所十日町試験地(以後、十日町試験地と表記)における観測結果である。11 月から期間Ⅰにかけて気象要素の変化は雪氷研と同様であるが、雪氷研と異なり 12 月 31 日の根雪開始以後日データに明瞭に表れるほどの融雪は起こっていなかった(図 6b)。期間Ⅱの積雪深は平年より 20 cm から 30 cm 少なかったものが、2 月中旬のまとまった降雪の後に平年並みとなった。十日町試験地における T'_A (Ⅰ) は $+0.9$ K、 T'_A (Ⅱ) は -0.6 K、また r'_s (Ⅱ) から期間Ⅱの降水量は平年並みであったことがわかる(表 2)。雪氷研と十日町試験地を比較すると、 T'_A (Ⅱ) は等しく、 r'_s (Ⅱ) の差も小さい。そのため 2 地点の日平均気温には平年値の差がそのまま現れ、期間Ⅱ平均で雪氷研では $+0.3^{\circ}\text{C}$ 、十日町試験地では -0.8°C となった。2 地点における積雪深偏差の変化に大きく差が出たのは、この気温の差により降水形態に差異があったためと考えられる。十日町試験地の T'_A (Ⅲ) は $+1.1$ K と大き

図 5 日降水量 (mm)、日平均気温 ($^{\circ}\text{C}$) 及び 9 時積雪深 (cm) の時系列。◆が 2007/2008 冬季観測値、太線が平年値を表す。Ⅰ、Ⅱ、Ⅲは本文中で定義した期間。(a) 雪氷研、(b) 十日町試験地、(c) 栃尾田代。





な値であり、 $r'_s(\text{III})$ は -7 mm と平年に近かった (表 2). 3 月 10 日から 19 日までの積雪深変化は -5.8 cm day^{-1} であり、同時期の平年値に比べて約 2.3 倍であった.

図 5c は標高 423 m の山地に位置する栃尾田代観測点における 12 月からの観測結果である. 期間 I においては気温の変動が大きかったが, 十日町試験地よりほぼ 5 K 気温が低いため日平均気温が 0°C を上回る日は少なかった. 降水の多くは降雪でもたらされたと考えられ, 根雪の開始は雪氷研, 十日町試験地より早かったが, d'_A は期間 I から III まで約 -20 cm であり (表 2), 期間 I の負偏差がその後にも影響する形になった. 積雪重量データのある 12 月 19 日以降期間 II まで日データに表れるほどの融雪は見られず, 期間 II, III の変化は十日町試験地と似ていた. ただし積雪深は十日町試験地の 1.5 倍, 全層密度は十日町試験地より 50 kg m^{-3} から 100 kg m^{-3} 大きい値で推移した. 3 月 10 日から 19 日までの積雪深変化は -5.7 cm day^{-1} であり, 同時期の平年値に比べて約 2.5 倍であった.

3 章では標高約 200 m 以下では少雪, それ以上では平年並みとなったことを示した. 雪氷研は前者に, 栃尾田代は後者, 十日町試験地はその境界に属する. しかし, 期間 I では z_{2008} に見られた差異はこの 3 地点間には現れなかった. 雪氷研と十日町試験地では, 気温の正偏差, 平年より多い降水量, 少雪傾向が期間 I の特徴であった. これらのことから, 気温の正偏差に伴う降雨の相対的な増加 (降水形態の変化) が負の積雪深偏差につながったことが示唆される.

期間 II の終わりごろになると, 雪氷研では積雪深が平年より約 20 cm 少ない一方で, 十日町試験地と栃尾田代ではほぼ平年並みとなった (図 5). この差異が z_{2008} に見られた標高約 200 m を境とする差異 (図 2) に対応するものと考えられる. 積雪深偏差が負から 0 に近づくためには, 降水量の正偏差もしくは気温の負偏差が必要条件である. 雪氷研と十日町試験地の $r'_s(\text{II})$ はどちらも平年

図 6 2007/2008 冬季の積雪循環曲線. ◆ (細線), ■ (太線), ▲ (細線) はそれぞれ期間 I, II, III を表す. (a) 雪氷研, (b) 十日町試験地, (c) 栃尾田代.

表 2 雪氷研, 十日町試験地, 及び栃尾田代について, 期間 I, II, III のそれぞれにおける日平均気温偏差 (K) の平均値 $T'_A(I)$, $T'_A(II)$, $T'_A(III)$, 日降水量偏差 (mm) の合計値 $r'_s(I)$, $r'_s(II)$, $r'_s(III)$, 及び日最大積雪深偏差 (cm) の平均値 $d'_A(I)$, $d'_A(II)$, $d'_A(III)$. D_{2008} と z_{2008} も示す. 地点名に併記した括弧は (気温の統計年数, 降水量の統計年数, 積雪深の統計年数) を表す. 正偏差の項目を灰色で示す.

地点名	標高 (m)	期間 I: 高温偏差 12 月前半 - 1 月前半			期間 II: 低温偏差 1 月後半 - 2 月後半			期間 III: 高温偏差 3 月前半 - 3 月後半			冬季最大積雪 深	
		$T'_A(I)$ (K)	$r'_s(I)$ (mm)	$d'_A(I)$ (cm)	$T'_A(II)$ (K)	$r'_s(II)$ (mm)	$d'_A(II)$ (cm)	$T'_A(III)$ (K)	$r'_s(III)$ (mm)	$d'_A(III)$ (cm)	D_{2008} (cm)	z_{2008}
雪氷研(30,27,30)	97	0.6	157	-13	-0.6	2	-25	1.7	-45	-38	115	-0.33
十日町試験地(30,30,30)	200	0.9	49	-18	-0.6	-9	-24	1.1	-7	-14	204	-0.21
栃尾田代(-,-,30)	423	-	-	-18	-	-	-21	-	-	-17	321	-0.05

並みなので, 期間 II における積雪深負偏差の解消は低温偏差 (負の $T'_A(II)$) の寄与が大きかったと考えられる. 菅谷 (1990), Matsuo *et al.* (1981) を参考に降水形態判別のしきい値を気温 2°C として, 毎時データから期間 II の (気温 2°C 以上の降水量)/(全降水量) を求めると, 雪氷研では 11% とある程度の降雨が推定されるのに対して, 十日町試験地では 2% となりほとんどの降水は降雪であったと思われる. これは, 通常は雪氷研, 十日町試験地ともにこの期間に降雨が見られることと対照的である. よって, 期間 II における 2007/2008 冬季降雪の平年に対する相対的な増加 (降水形態の変化) は, 特に十日町試験地において顕著であったと考えられる. このことが十日町試験地の積雪深負偏差の解消に寄与し, 期間 II の終わりがごろから見られた雪氷研との積雪深偏差の差異 (図 5) につながったと思われる.

期間 III では 3 地点とも積雪深負偏差の増大が見られ (図 5), その速度が平年の 2 倍強という点は, 標高によらず共通であった. これは $T'_A(III)$ に見られた大きな正の気温偏差 (表 2) による平年より速い融雪によるものと考えられる. 3 地点の z_{2008} は負であるものの標高が高いほど 0 すなわち気候値に近くなっており, 3 章で得られた結果と矛盾しない. d'_A は期間 I から III まで通して 3 地点とも負となっており, 標高の低い雪氷研で少雪傾向が強かったことはわかるが, それ以外の特徴を示すことはできていない. これについては, D と組み合わせるなど改良した指標を考えていきたい.

6. まとめ

2007/2008 冬季について, 地上気象要素の偏差

の解析からその特徴を記述した.

まず, 規格化した冬季最大積雪深を用いて多雪/少雪の空間分布を調べた. 本州においては標高 200 m 以下で少雪傾向, それより高い地域は平年並みであったが, 北海道においては標高 50 m 以下に多雪となった地点が多く見られた. 平均より多雪となった地点は北海道の一部, および本州県境山岳地帯に分布したが, 平均からのずれは大きくなかった. 平均よりかなり少雪となった地点の分布は全国的に 100 km スケールで偏在していた.

次に, 全国 13 地点について積雪深, 気温, 降水量日別値の平年偏差を解析した. 気温偏差からは 2007/2008 冬季を特徴づける期間として, I. 12 月前半から 1 月前半の高温, II. 1 月後半から 2 月後半の低温, III. 3 月前半から後半の高温, を見いだした. 期間 I は全ての地点で降水の多寡によらず少雪であった. 期間 II は降水量偏差が大きいほど日最大積雪深偏差の平均値も大きく, 期間 I の少雪を補うほど多くの降雪があった地点のみが平年並の積雪深に到達した. 期間 III においては高温に伴う顕著な融雪が広域的に起こっていたことが示唆される.

地上気象要素の偏差が積雪にどう影響していたのか, 新潟県中越地域の研究機関による気象, 積雪観測資料をもとに考察した. その結果, 期間 I における積雪深負偏差 (少雪) 形成と期間 II における積雪深負偏差の減少について, 雪氷研と十日町試験地では降水量から説明はできず, むしろ 0°C 付近における 1 K 以下の日平均気温偏差に伴う降水形態の変化の寄与が示唆された. また, 期間 III には 1 K から 2 K の日平均高温偏差による平年の 2 倍強の積雪深減少速度が標高によらず見られた. 他の地域では降水量偏差の傾向や日平均気

温の平年値が異なるため, 少雪や平年並みという積雪分布の傾向がどのように形成されたかは今後解析が必要である. しかし, 1 ヶ月から 1.5 ヶ月の期間で平均した気温偏差が 1 K 程度であっても, 降水形態や融雪速度の変化を通して少雪/多雪の傾向に影響し得ることには注意が必要である.

今後の課題としては, 多雪/少雪の偏在をもたらす雪雲の特性, 特に気圧場と雪の降り方の関係を調べることが重要であり, 雪雲の特性の理解のためには降雪粒子の調査も必要である. これらについて, 今後解析やモデリングから明らかにしていきたい. また, 本稿は速報であり捕捉率補正をしていないため, 補正を行った定量的な解析も必要である. さらに, 本稿の解析からは多雪/少雪が小さな気温偏差に敏感であることが示唆される. 多雪/少雪の傾向評価のためには, 気温偏差とその経過, および標高を組み合わせた指標の作成もひとつの方法と考えられる.

謝 辞

本報告は 2008 年 4 月 9 日に長岡市にて開催された『今年の雪速報会 2007-08 (NPO 法人水環境技術研究会, (社)日本雪氷学会北信越支部, (独)防災科学技術研究所雪氷防災研究センターの共催)』で発表, 議論された内容をもとに解析を進めてまとめたものです. 発表の機会を下さいました早川典生先生に感謝申し上げます. 2 名の査読者からは非常に有益な査読コメントをいただきました. 栃尾田代観測点の平年値計算に用いた積雪深データは旧栃尾市役所から提供を受けました. 気象庁観測点更新状況については新潟地方気象台, 青森地方気象台, 山形地方気象台, 仙台管区気象台, 金沢地方気象台, 福井地方気象台, 松江地方気象台から回答をいただきました. 以上, 記して感謝致します. 本報告の一部は防災科学技術研究所プロジェクト研究「雪氷災害の発生予測システムの実用化とそれに基づく防災対策に関する研究」によります. 解析, 作図には GMT (Generic Mapping Tools) を使用しました.

付録

本稿は速報であり捕捉率の補正をしていないので, 降水量についてあまり踏み込んだ議論はして

いない. しかし, 降水量の定量的議論には捕捉率補正が必要である. 正確な捕捉率補正のためには使用する観測地点の降水量計について, 助炭 (風防, 風よけ) の有無, および助炭設置日時を知らなければならない. 特に観測開始後に助炭の追加, 撤去が行われた場合, 降水量平年値との比較などを行うと捕捉率変更に伴うバイアスを生じるので注意が必要である.

気象庁では降水量計を順次助炭付きに変更している. 本稿で使用した地点においては, 平年値の期間 (1970/1971 冬季-1999/2000 冬季) の終わりがごろから 2007/2008 冬季の間に, 青森, 酒田, 新潟, 高田, 金沢, 松江, 大野, 横田に助炭が取り付けられた (表 A1). そのため, 平年値と 2007/2008 冬季とでは捕捉率が異なる.

本稿で捕捉率変更が影響する可能性があるのは, 4 章の期間 II および図 4b における降水量偏差と積雪深偏差の正相関である. そこで, 次のような手順でデータの均質化を行い, どの程度の影響があるか調査した.

- ・平年値の期間と 2007/2008 冬季について, 助炭の有無を調査した. ただし北海道は最初から助炭があるものと仮定した.
- ・平年値の期間の終わり頃に助炭が取り付けられたものは, 平年値の期間中助炭なしとした.
- ・2007/2008 冬季の初め頃に助炭が取り付けられたものは, それまで暖冬傾向であったことを考慮し, 2007/2008 冬季は助炭ありとした.
- ・平年値の期間と 2007/2008 冬季について, 助炭の状況に変化のないものは観測値を使用した.
- ・平年値の期間は助炭なし, 2007/2008 冬季は

表 A1 各地点における助炭の状況と図 A1 における処理方法. 助炭ありと補正処理ありを灰色で示す.

地点名	助炭の状況		図 A1 における処理方法
	平年値の期間	2007/2008 冬季	
札幌	ありと仮定	ありと仮定	補正なし
北見	ありと仮定	ありと仮定	補正なし
青森	ほぼなし	あり	RT4補正→RT3逆補正
酒田	ほぼなし	あり	RT4補正→RT3逆補正
新庄	ほぼなし	なし	補正なし
新潟	ほぼなし	あり	RT4補正→RT3逆補正
入広瀬	なし	なし	補正なし
高田	ほぼなし	あり	RT4補正→RT3逆補正
湯沢	なし	なし	補正なし
金沢	ほぼなし	あり	RT4補正→RT3逆補正
大野	ほぼなし	あり	RT4補正→RT3逆補正
松江	ほぼなし	あり	欠測を考慮して処理せず
横田	ほぼなし	あり	欠測を考慮して処理せず

助炭ありの場合, 2007/2008 冬季の毎時降水量を RT-4 型降水量計の捕捉率で補正し, その後 RT-3 型降水量計の捕捉率で逆補正して, RT-3 型による観測値を推定した. 補正には横山ら (2003) の式を使用した.

- ・上の計算において雨雪判別は毎時の気温を使用し, 0°C で雪 (など氷相の降水) 100%, 4°C で雨 100%, その間は直線的に雪/雨比が変化するものとして, 降水量を雪/雨に比例分配して処理を行った.

以上の処理により地点ごとに均質化した降水量をもとに $r'_s(\text{II})$ を求めて図 4b を修正したものが図 A1 である. 図 4b に比べて $r'_s(\text{II})$ が 50mm から 100mm 小さくなっている地点が多くあり, 期間 II は 45 日間であるからこれは 1mm/日-2mm/日に相当する. これが降水量計の捕捉率の変更を考慮しなかった場合の平年偏差におけるバイアスである. 本稿の結論はその影響を受けないが, 助炭の有無は降水量の解析にとって無視できないことが明らかである.

従って, 降水量について長期間もしくは平年値を用いた定量的な解析を行う場合, 降水量計の変更, 特に助炭の設置撤去の日付を知る必要がある. 最終的には平年値に捕捉率補正後の降水量が含まれることが望ましいが, 捕捉率の計算には毎時データを用いる必要があるのと, 全地点の降水量計について助炭の有無と設置日時を調査しなければならず, かなりの作業量になる. 平年値の期間と比較する観測期間で捕捉率が異なる場合は,

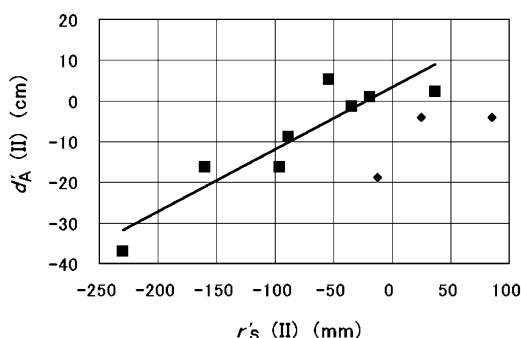


図 A1 図 4b に同じ. ただし青森, 酒田, 新潟, 高田, 金沢, 松江の 2007/2008 冬季について, RT-3 (風防なし温式式降水量計) 相当の降水量を用いたもの.

ここで用いたような, 観測値から新旧降水量計の捕捉率を用いて求めた “旧降水量計観測値相当の降水量” を推定するのが, 偏差の解析としてはひとつの便宜的な方法である.

文 献

- Iwamoto, K., Nakai, S. and Sato, A., 2008: Statistical analyses of snowfall distribution in the Niigata area and its relationship to the wind distribution. *Sci. Online Lett. Atmos.*, **4**, 45-48.
- 気象庁, 2005: 気象観測統計の解説. <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html> (2008 年 4 月 23 日現在).
- 気象庁, 2007: 11 月の天候. 気象庁報道発表資料 (平成 19 年 12 月 3 日), <http://www.jma.go.jp/jma/press/0712/03a/tenko0711.html> (2008 年 4 月 23 日現在).
- 気象庁, 2008a: 中国から中央アジアの寒波について. 気象庁報道発表資料 (平成 20 年 2 月 1 日), <http://www.jma.go.jp/jma/press/0802/01d/world20080201.html> (2008 年 4 月 23 日現在).
- 気象庁, 2008b: 冬 (12~2 月) の天候. 気象庁報道発表資料 (平成 20 年 3 月 3 日), <http://www.jma.go.jp/jma/press/0803/03d/tenko071202.html> (2008 年 4 月 23 日現在).
- 気象庁, 2008c: 3 月の天候. 気象庁報道発表資料 (平成 20 年 4 月 1 日), <http://www.jma.go.jp/jma/press/0804/01b/tenko0803.html> (2008 年 4 月 23 日現在).
- 小林俊一・和泉 薫・河島克久・藤井俊茂・佐藤篤司・阿部 修・石丸民之永・加藤 務・丸山敏介, 2000: 積雪循環曲線の精密化とその融雪災害予測. 寒地技術論文・報告集, **16**, 112-119.
- Matsuo, T., Sasyo, Y. and Sato, Y., 1981: Relationship between types of precipitation on the ground and surface meteorological elements. *J. Meteor. Soc. Japan*, **59**, 462-467.
- 松山 洋・谷本陽一, 2005: UNIX/Windows を使った実践! 気候データ解析—気候学・気象学・海洋学などの報告書・論文を書く人が知っておきたい 3 つのポイント. 古今書院, 107pp.
- 長岡雪氷防災実験研究所 (編), 1995: 長岡における積雪観測 30 年の記録 (1964/65~1993/94 冬季). 防災科学技術研究所研究資料, **162**, 250pp.
- 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**, 2005/06 年日本の寒冬・豪雪, 45-59.
- Nakai, S. and Endoh T., 1995: Observation of snowfall and airflow over a low mountain barrier. *J.*

- Meteor. Soc. Japan, **73**, 183-199.
- 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.
- 佐藤篤司, 2005: 地震災害と雪害の 2 重災害構造. 月刊地球, 号外 **53**, 2004 年新潟県中越地震, 201-206.
- 菅谷 博, 1990: 暖地積雪面の微細気象的特性とそれに基づく積雪質量推定モデル. 北陸農業試験場報告, **32**, 43-64.
- 竹内由香里, 2007: 十日町における少雪年の積雪と気象条件. 雪氷北信越, **27**, 18-19.
- 山口 悟, 2007: 長岡における積雪観測資料 (30) (2005.11~2006.3). 防災科学技術研究所研究資料, **302**, 37pp.
- Yamaguchi, S., Abe, O., Nakai, S. and Sato, A., 2007: Recent snow cover fluctuations in the mountainous areas of Japan. Glacier Mass Balance Changes and meltwater Discharge, IAHS Publ. No. 318, 116-125.
- 横山宏太郎・大野宏之・小南靖弘・井上 聡・川方俊和, 2003: 冬季における降水量計の捕捉特性, 雪氷, **65**, 303-316.

Characteristics of anomalies of surface meteorological elements during the winter of 2007/2008

Sento NAKAI¹⁾, Satoru YAMAGUCHI¹⁾ and Yukari TAKEUCHI²⁾

1) Snow and Ice Research Center, National Research Institute for Earth Science and Disaster Prevention,

Suyoshi, Nagaoka 940-0821

2) Tohkamachi Experimental Station, Forestry and Forest Products Research Institute, 614 Tatsuotsu, Tohkamachi 948-0013

Abstract: Characteristics of anomalies of surface meteorological elements during the winter of 2007/2008 are described. The normalized maximum snow depth (z_{2008}) in Honshu Island tends to be negative at altitudes below 200 meters and close to zero at higher stations. The z_{2008} was above normal in many stations below altitudes of 50 meters on Hokkaido Island. The z_{2008} , which was much lower than normal, was concentrated locally in some areas of a 100-km scale. Characteristic periods of the winter of 2007/2008 were defined in the following time series of temperature anomalies: I) warm period from December through the first half of January; II) cold period from the last half of January to the end of February; and III) very warm period in March. The anomalies in snow depth was negative regardless of the amount of precipitation anomaly in period I. The anomalies in snow depth was close to zero in the last half of the period II at stations where it snowed heavily enough to compensate for the negative anomaly in snow depth in period I. Large positive temperature anomalies in period III suggests a significant nationwide snowmelt. Even a period-mean temperature anomaly of about 1 K could cause a large change in the rain/snow ratio, and also in the melting speed, to affect the seasonal variation of the anomaly of snow depth.

(2008 年 5 月 12 日受付, 2008 年 6 月 25 日改稿受付, 2008 年 7 月 3 日再改稿受付, 2008 年 7 月 11 日受理, 討論期限 2008 年 3 月 15 日)