

論 文

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

上野 健一¹⁾, 大門 亮太¹⁾, 足立 幸穂¹⁾, 清水 悟²⁾

要 旨

長野県菅平高原における積雪深に、雪面が 1 日で急激に低下し、その後、一定に保持される期間を経て急上昇する特異的な変化が観測された。この“凹型”の雪面変動は温帯低気圧の通過に伴い厳冬期にも発生しており、菅平高原に限った現象では無い。簡易的な熱収支解析および断面観測より、低気圧の暖域通過に伴う断続的な顕熱による融雪と、その後の積雪上部での再凍結が主原因であると判断した。積雪深の長期記録によると、顕著な凹型積雪深変動は日本海沿岸で暖冬に伴う少雪が顕著となる 1980 年代後期から断発的に出現している。客観解析データ上で検出される PNA・WP 遠隔伝播パターンと列島周辺の低気圧頻度との関係も同時期以後は変調し、低気圧経路により北進成分が強まる傾向にあることが示唆された。菅平の冬期降水量が増加する年は、日本海上を通過する低気圧の中心気圧が低くなる傾向も示された。しかし、凹型積雪深変動の出現と低気圧活動の年々変動に有意な対応関係は見出せなかった。中部山岳域での雪氷圏変化に関する長期観測態勢の確立が望まれる。

キーワード：積雪深変動，温帯低気圧，菅平高原

Key words: snow depth variability, extra-tropical cyclone, Sugadaira

1. はじめに

冬期日本海沿岸の天候は、季節風（冬期モンスーン）に伴う日本海上での気団変質により発生・発達する雪雲の到来に強い影響をうけている。日本海沿岸の暖地積雪域における積雪量は、1987 年を境に急激に減少し（気象庁，2005），近年では根雪が形成されない暖冬が頻繁に出現している。この現象は太平洋の海面水温に見られる 10 年から数十年規模の変動パターン（例えば Mantua *et al.*, 1997）の変調期と一致しており、広域気候変動の観点からは北半球中・高緯度の海水や陸面積雪域の増減との関連が注目されている（渡辺・新田，1997）。一方、本州中部地域で観測される積雪深変化には、年による変動は大きい日本海沿岸にみられるような顕著な減少傾向は見られない（長野県環境保全研究所，2008）。この要因として、

中部地域の標高が高いことのほかに、冬期降水量が季節風の強弱だけではなく、温帯低気圧の通過に大きく依存していること（田坂，1988）が考えられる。山岳域の固体降水確率は標高に強く依存するため、低気圧通過時に降雨と降雪の境界がどの標高に卓越するかで積雪量は大きく変動する。低気圧の発達度合いや暖域の通過経路によって、春先に極端な融雪が発生する場合もある（河島ら，2005）。北米ロッキー山脈では低気圧性のフェーン（シヌーク）が急激な融雪・昇華を引き起こすことは有名である（e.g., Whiteman, 1999）。本州中部山岳域における積雪量変化は、冬期季節風と低気圧の両者の影響を受けるため、気候変化に応じた積雪変動は日本海沿岸の低標高・暖地積雪域におけるものとは大きく異なることが想定される。水資源や観光資源の観点からも、同地域の雪氷圏に対する低気圧活動の影響を検知・予測することは重要であるが、卓越する降水イベントに応じた積雪量の季節内変動を定量評価できる高標高の観測拠点は少なく、実際のデータに立脚した議論に乏

1) 筑波大学生命環境科学研究科

〒305-8572 茨城県つくば市天王台 1-1-1

2) 筑波大学菅平高原実験センター

〒386-2204 長野県上田市菅平高原 1278-294

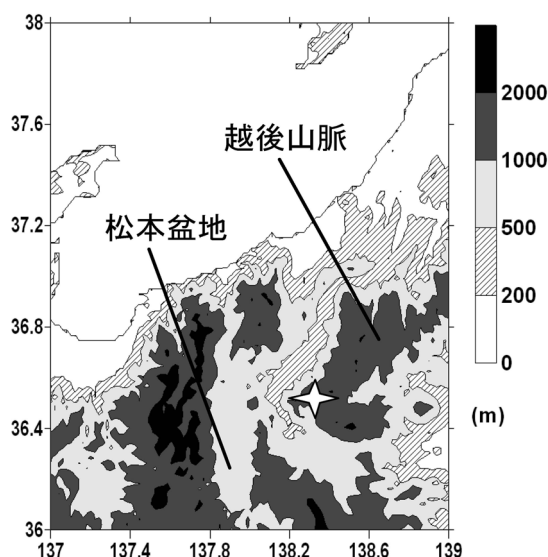


図 1 中部山岳域と筑波大学菅平高原実験センターの位置 (星印)。

しい。

長野県では、冬型気圧配置時に曇天または降水が卓越する地域は木曽山脈から松本盆地を経て越後山脈を結ぶ線より北側の内陸で卓越するとされる (三村, 2000)。筑波大学菅平高原実験センター (通称, 実験センター, 図 1) は、この境界に相当する本州中部山岳域北東部に位置する。標高 1320 m での高原における生態系と気候に関する野外調査・観測に関しては古くから定評がある。菅平でも温帯低気圧による降雪が積雪深増加に寄与する割合は高く、一方で、寒冷地特有のこしもざらめ雪の発達も確認されている (Yasunari and Ueno, 1987)。積雪深には有意な長期減少傾向は検出されていないが、降水量には増加傾向が認められ、雪質が湿潤化していると指摘する報告もある (清水, 2005)。この要因の一つとして、低気圧の頻度が増加し、それに伴い積雪が湿雪化していることが予想される。しかし、卓越擾乱の違いに応じた積雪深の増減傾向の特徴や、低気圧性の降水が及ぼす積雪構造の変化を議論した研究は少ない。

山岳地点の積雪量に関する長期変動を議論する上で注意することの一つに、微地形上の地上風速分布に応じた乾き雪の再配分過程があげられる。新雪の着雪粒子は気温が -5°C 以下、地上風速約 5 m s^{-1} 以上で飛び出すことが吹雪発生に関する

研究で示されており (佐藤ら, 2003)、これらの発現は冬期菅平でも十分想定される。実際に実験センター周辺の狭域積雪深分布を観測すると、例年、季節風の卓越風向に沿った帯状の多雪域が発生し、植生分布の違い以上に再配分が積雪深分布を支配していることが明らかとなっている (Ueno *et al.*, 2007)。ユーラシア・北米大陸の降水量が少ない地域では、積雪の再配分に関する研究は、微地形起伏や森林分布に依存したメソ領域内での積雪深・積雪水量分布推定やそれに伴う面的熱収支量の変化に関連している場合が多い (Liston, 2004; Hirashima *et al.*, 2004)。一方、日本では主に北海道などの高緯度寒冷地での地吹雪発生や吹きだまりの形成過程・防止に重点が置かれていることが多い。山岳域では寒冷条件に加えて強風の発生も想定され、降水イベント通過に伴う降雪・融雪のほかに、観測地点周辺での再配分の発現も考慮して積雪深変動を分析することが、長期的な積雪深変動を正しく解釈する上で重要と考えられる。

実験センターにて、降水イベントの種類に応じた積雪深と積雪構造の変化の特徴を把握するために、2005/06 年から冬期に自動気象・積雪深観測を実施している。超音波式積雪深計にて 10 分間隔で自動測定された積雪深変化を見ると、温帯低気圧の通過に伴い雪面が 1 日程度の短期間で急激に低下し、それから数日にわたり一定に保持された後に、急増加する特異的な変動が複数回観測された。そこで、この特異的な積雪深変化を“凹型積雪深変動”と称し、その要因を総観規模の気象変化と積雪の堆積・融雪・再配分過程の観点から分析した。さらに、本州付近の冬の低気圧活動に関する長期変化傾向を再考し、菅平における降水・積雪変動への影響の有無を議論した。

2. 観測およびデータ

2005 年から 2009 年の 12 月から 3 月にかけて、実験センターの草原 (北緯 36 度 31 分 25.2 秒, 東経 138 度 20 分 51.8 秒, 標高 1320 m) にて自動気象積雪観測を実施した。測定要素は、積雪深、気温、相対湿度、上下短波長波 (4 成分) 放射、風速である。温湿度は地上高 2.4 m にて自然通風式で測定し、風速は地上高 3.6 m にて測定した。積雪深計はキャンベル社の超音波式積雪深計 (SR50,

精度 ± 1 cm, 分解能 0.1 mm) を利用している。いずれのデータも 10 分間隔でデータログ (キャンベル社 CR10) に記録し, 全測器は太陽電池パネルとバッテリーシステムにより駆動させている。期間中, バッテリーの消耗により夜間のデータが欠測する期間があったが, 短時間の欠測は前後の記録よりデータを補完した。測器を設置した草原は東西約 200 m, 南北約 400 m の長方形の領域で, 四方を森林に囲まれている。観測測器は草原の中央点からやや南側に位置し, 季節風が到来する北西方向には約 100 m の平坦空間が存在する。毎年, 積雪が最深となる 2 月に実験センター内の狭域積雪分布調査を実施した (Ueno *et al.*, 2007)。その結果, 草原内では東端の森林が始まる端に沿って積雪深が増加する傾向がみられ, 北西季節風に対する森林前方での吹きだまり効果が生じていると考えられた。観測装置は, この吹きだまり域から冬期卓越風向に対して数 100 m 風上に位置し, 通常は著しい吹きだまりや吹き払いが卓越していない地点に設置されている。

実験センターでは, 常設の気象測器にて風向風速, 温湿度, 降水量も 1 時間単位で自動記録している。温湿度計には強制通風装置が取り付けられ, 降水量は電熱ヒータ付転倒マス雨量計を使用して測定されている。降水量計と温湿度計は, 我々が付設した測器から南西に 150 m 離れた林に囲まれた弱風域に設置されている。風向風速計は強風用で, 3 階建て実験センター建物屋上 (地上高 12.2 m) に設置されている。さらに実験センターは毎朝 9 時に雪尺を使用して新雪深と積雪深の定点目視観測を実施している。日中に降水が発生した場合は, 目視により降雨か降雪かの概況も記録している。気象庁地域気象観測システム (通称アメダス) が実験センターから西北西に約 4 km 離れた菅平盆地底北東部に設置されている。この菅平アメダス地点の標高は 1253 m で, 降水量, 気温, 日照時間, 風向風速, 積雪深を観測している。本研究では, これらのデータも比較解析に利用した。

事例解析における天候および総観場の把握には, 気象庁地上天気図および気象庁メソ数値予報モデル GPV 解析値 (0.1 度間隔) を利用した。両データからは, 中部山岳の影響をうけたメソス

ケールの詳細な大気循環場を把握することはできないが, 温帯低気圧の通過に伴う総観規模の循環場を把握することは可能と判断した。広域の大気循環場の長期変化傾向を知るために, アメリカ海洋大気省・気候予測センター (NOAA/NWP) が算出するテレコネクションパターンの主成分得点 (ファクタースコア) を使用した。冬期の低気圧活動は, Adachi and Kimura (2007) の手法により客観解析データより抽出した。使用した客観解析データはヨーロッパ中期気象予報センターが作成した 1966–2002 年の期間の ERA-40 データ (Uppala *et al.*, 2005) および気象庁が作成した 1979–2009 年の期間の JRA-25 データ (Onogi *et al.*, 2007) である。それぞれのデータは, Gaussian grid 座標, 及び $1.25^\circ \times 1.25^\circ$ の等緯度経度座標における格子データを 125 km の等距離間隔に変換した後, 解析を行った。また, 低気圧検出には両データともに Adachi and Kimura (2007) と同じ定義を用いた。解析にあたっては, 日本海上領域 (NJP) および太平洋海上領域 (SJP) を設定し, 6 時間間隔の低気圧リストから低気圧頻度および中心気圧を 12–2 月の積算または平均にて求めた。ここで低気圧頻度とは, 6 時間毎の低気圧中心位置が NJP もしくは SJP 領域内で検出された回数とし, そこで検出された低気圧中心における海面更正気圧を中心気圧と定義した。

3. 結 果

3.1 凹型積雪深変動の発現

菅平では, 例年 12 月中旬から 3 月中旬にかけて根雪が発生する。積雪深は 2 月中に最大となり, 概ね 1 m 以下で変動する。実験センターにおける 12–3 月の過去 31 年間の平均積算降水量は 401.8 mm で, 厳冬期 (1–2 月) には日中の最高気温が 0°C 以下となる日が頻発する。図 2 に実験センター内の草原で観測された 4 年間分の積雪深変化を示す。2005/06 年は平成 18 年豪雪があった年で, 冬型気圧配置の持続により菅平から北に約 70 km 離れた津南町では 400 cm を超す積雪が発生したことで有名であるが, 実験センターでは積雪深が 100 cm を超えることはほとんどなかった。一方で 2007/08 年には 2 月下旬に 120 cm を超える積雪深が発生しており, 日本海側の大雪時に菅

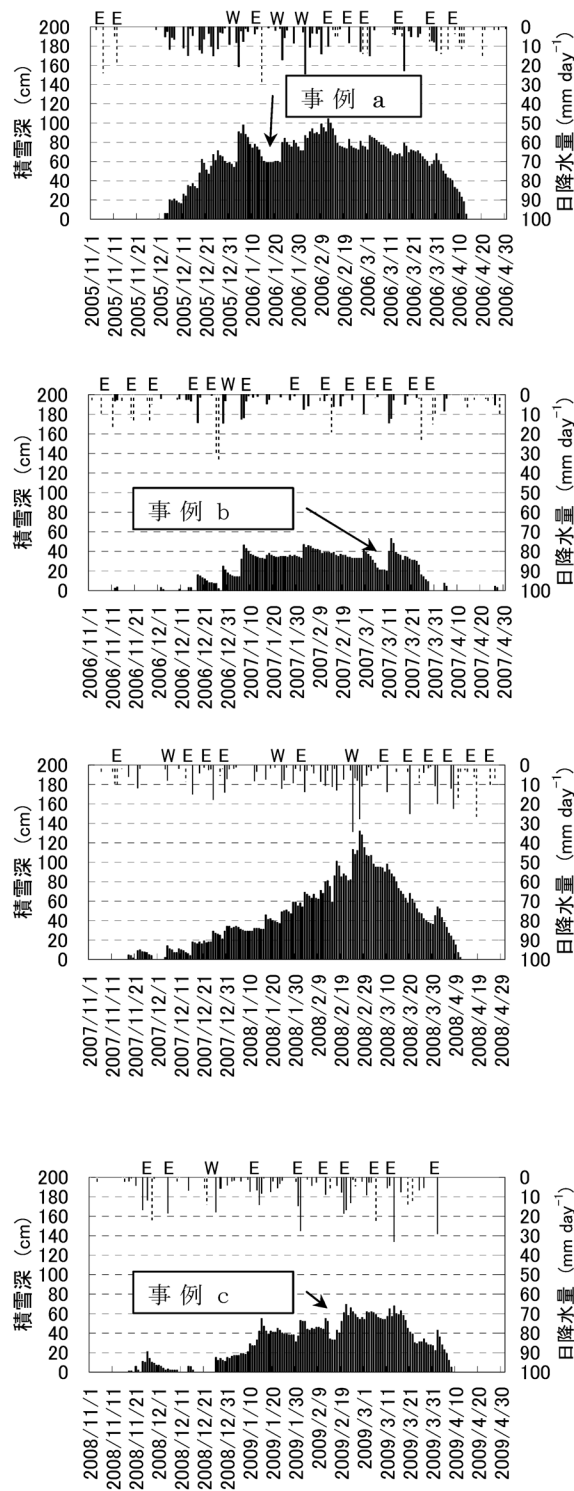


図 2 実験センターで観測された 2005/06-2008/09 年冬期の日最大積雪深と日降水量の変化。矢印は凹型積雪深変動を指す。実線は降雪、破線は降雨の発生を、E は温帯低気圧通過、W は冬型気圧配置による降水を示す。

平でも大雪となるわけでは無いことを示している。4 年のうち 2006/07 年冬期は積雪が少ない年であり期間中の積雪深は 50 cm 以下であったが、根雪が途絶えることはなかった。図 2 の上段に日降水量変化を示す。天気図より降水の発生に寄与した主な擾乱が冬型気圧配置によるものか (W)、低気圧の通過によるものか (E) を判別し、実験センターにて降水形態に雨が含まれた日は波線で示した。図より冬期間中の降水要因には W と E が混在しており季節風と温帯低気圧の両者が寄与していることが確認できる。また、標高 1300 m の高地でも厳冬期に降雨が発生しており、そのほとんどが温帯低気圧によるものであった。

図中で、積雪深に顕著な凹型変動が認められた 3 事例を矢印で示した。これらはそれぞれ、a) 2006 年 1 月 14 日-23 日、b) 2007 年 3 月 5-11 日、c) 2009 年 2 月 13-16 日に発生している。何れの期間も、低気圧通過に伴い 1 日に 10 cm 以上の雪面低下が発生し、その後 1 日以上雪面がほぼ一定に保たれてから積雪深が急増している。降水を伴う擾乱の卓越にもかかわらず積雪深が急激に低下するため積雪深変化に特異的な形状を残している。このような変動は、菅平アメダス地点の積雪深データにも記録されており、実験センター内に限定される局所的現象ではない。より広域の雪面変動を確認するために、菅平地点に近い長野県内で比較的積雪が多い野沢温泉および信濃町のアメダス積雪深データも調べた (図は省略)。事例 b は少雪年の 3 月に発生していたため、両地点では根雪と成っておらず凹型の形態を判読することはできなかった。事例 c に関しては複数地点で一時的な低下が認められたが、期間が短期であり明瞭な凹型の形態ではなかった。一方、事例 a に関しては両地点のアメダスデータでも凹型変動が確認できた。つまり、この現象は総観規模の天候変化に起因し、中部山岳域一帯で発現していた可能性が高い。近年の低標高域では冬期に根雪が途絶える傾向があり、標高が高く低気圧に伴う降水の影響を受ける実験センターにて短時間間隔の自動積雪深観測を実施していたことが、凹型積雪深変動の詳細をとらえる結果となったと言えよう。

通常、積雪深変動の季節内変化は降雪イベントによる急増とその後の圧密や融雪により緩やかに

低下する数週間スケールの変動の組み合わせで構成される。さらに山岳域における冬期全体の傾向として、堆積期に上記の変動を繰り返しながら日平均積雪深が徐々に増加し、融雪期に入ると急激に低下する。これは、図 2 の積雪深変化にも現れている。今回注目する事例は、このような冬期間一連の積雪深変動に大きな変調を引き起こしている。例えば、平成 18 年豪雪による山地積雪の増加は 2006 年 1 月中旬に終了し、その後一時的な低下傾向が本州日本海側一帯で発生している (山口・阿部, 2007, 図 2 参照)。この時期は、事例 a の発生時期と一致する。すなわち、2006 年 1 月 14 日に通過した低気圧が天候のフェーズ変化と本州山岳域における豪雪期間 (積雪深の断続的な増加) の一時的休止をもたらした。また、事例 c で 2 月 13 日に卓越した低気圧は本州に異例の春一番を引き起こし、各地で 2 月の最高気温記録を更新した。同様に事例 b の 2007 年 3 月 5 日は日本列島に春の嵐が吹き荒れ、強風による災害が発生している。つまりこれらの凹型積雪変動は冬期における全国的な天候の急変も伴う現象であった。もう一つの興味ある特徴として、融雪後に雪面がほぼ一定の高さに維持された状態が数日続いたことが上げられる。観測によると、積雪深は超音波計の精度内で一定値を記録しており、何らかの原因で積雪表面の高さが数日維持された。以下の章では、これら 3 つの事例に関して、天気解析と雪面状態の詳しい分析を行った。

3.2 低気圧通過に伴う天候変化と融雪解析

3 事例の初日 9 時における地上天気図と気象庁 GPV 解析値による 850 hPa での気温・風ベクトル分布を図 3 に示す。850 hPa は菅平における平均的な気圧とほぼ同一の高度である。事例 a では 1 月 14 日に本州北部と列島南岸を東進する 2 つ玉低気圧が、他の 2 例は 3 月 5 日および 2 月 14 日に日本海から本州北部を横断する低気圧が解析されている。まず、低気圧の通過が日本海あるいは本州南岸のいずれかに限られているわけではないことが解る。3 事例とも GPV によれば 850 hPa 面で 0°C 以上の暖域が広範囲で日本列島を通過しており、移流パターンはそれぞれ以下のような特徴を示した。事例 b では温暖前線と寒冷前線に挟まれた領域に明瞭な暖域が広がり、寒冷前線の前

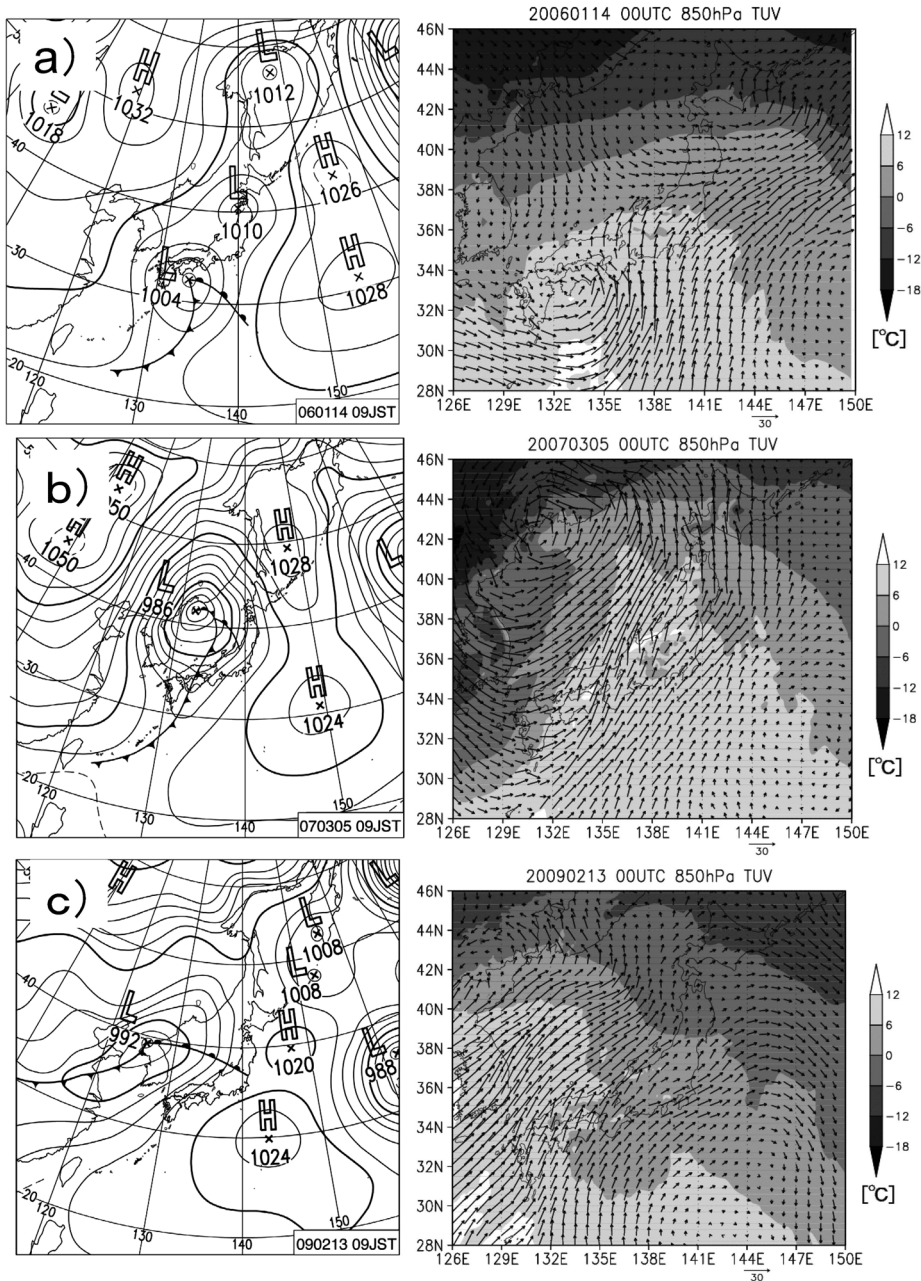


図 3 凹型積雪深変動発生時の天気図（気象庁作成，左図）と GPV から解析された 850 hPa における風ベクトル・気温場の分布（右図）。

a), b), c) はそれぞれ 2006 年 1 月 14 日，2007 年 3 月 5 日，2009 年 2 月 13 日の状況。

面に沿って強い南風の収束帯が日本海上まで列島を縦断する様相が示されている。一方，事例 a では低気圧の東側で南風が進入し，本州中部山岳上空で北からの気流と収束している。低気圧の中心が南岸を通過した場合でもその前面で暖気が北上

し，菅平に降雨をもたらしている。事例 c では温暖前線が日本海上を東進し，西方で 40 N 付近まで 6°C 以上の暖域が北上している。他の事例にくらべ，低気圧後面での寒冷移流が弱く，低気圧通過に伴い日本海上側のより高緯度まで暖気に覆わ

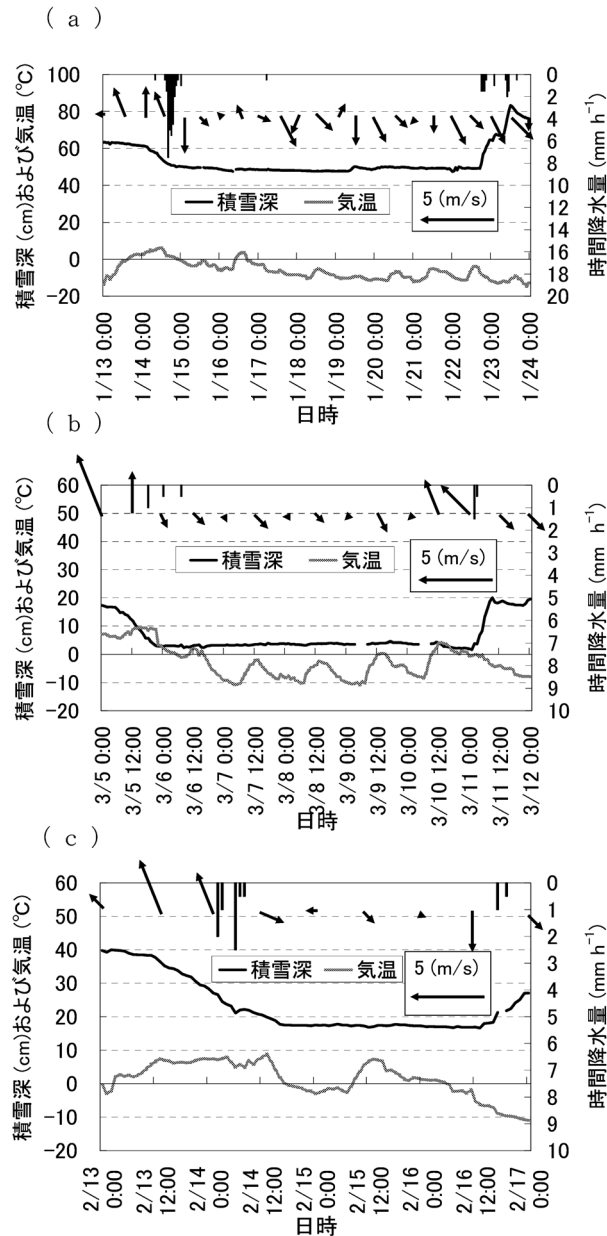


図 4 3 事例 (a-c) における地上気象要素の変化. 積雪深 (実線) および気温 (灰色線) は左軸, 降水量 (上部棒線) は右軸を使用している. 矢印は風向・風速を示す.

れた.

次に, 各々の事例が発現した期間中に実験センターで観測された積雪深, 気温, 風向風速, および降水量変化を図 4 に示す. 3 事例とも, 初日に南よりの強風が卓越して積雪深が低下を開始し, それに引き続いて降水が発生した後に北風成分の風向に変化して積雪深の低下が終了している. こ

れは, 図 3 に示した天気図概況から, 1) 低気圧に伴う暖域の通過, 2) 寒冷前線の通過に伴う降水の発生, 3) その後の冬型への移行, といった一連の天候変化に相当すると判断される. 1), 2) の過程では気温が 0°C 以上であり, 実験センターの記録と照合しても降雨が発生していた. 雪面の低下は降雨開始前から開始しており, 降雨そのものによ

る融雪ではなく湿潤で温暖な気団の移流による潜熱の寄与（例えば小島，1971）が想定される．さらに 3) の過程では気温は 0°C 以下に変化しており，これ以降に雪面低下が一定に維持され出すことから積雪表面で再凍結が発生していると考えられる．この期間の天候の特徴として，何れの天気図でも低気圧通過後の冬型気圧配置は北日本に限られ，九州南岸には停滞前線が一時的に解析されている（図省略）．つまり，低気圧通過に伴う大陸からの著しい寒気団の南下（いわゆる引きの冬型）は発生していない．一方，凹型変動を完結する積雪深増加時の降水は 0°C 以下の気温で発生しており，実験センターの記録でも降雪となっている．事例 b は降水前に南風が発生しているがその他は北風が継続していた．天気図で確認すると，これらの降水は事例 a および c は強い寒波の到来による季節風により，また事例 b は上空に強い寒気を伴う 2 つ玉低気圧通過後に発生していた．つまり，期間最終日の積雪深の増加は寒気団を伴う次の擾乱到来により新雪が積もった結果である．

凹型積雪変動を最も特徴づけているのは急激な雪面低下である．いずれも降水を伴い昼夜を問わず一定量の低下率が継続していることから，日射のみによる融雪ではなく低気圧に伴う高標高での特異的な湿潤暖気の移流が重要な働きを持っていることが想定される．そこで，雪面低下期間における気象要素の変化と熱収支に関する分析を行っ

た．図 5 にて雪面低下期間を拡大し，雪面高度と温湿度・風速の変化を比較した．事例 a（2006 年 1 月 13-15 日）では 13 日夜から徐々に積雪深が低下を開始し，深夜以降から 14 日の夕方にかけて低下が加速した．低下期間中は気温が 0° 以上，湿度が 70% 以上となっている．低下終了前の 14 日午前中に風速が低下し湿度が 90% 近くまで急増しており，降水の開始を示していると思われる．しかしこの前後で雪面の低下率に際だった変化は見られない．14 日午後の風速の増加と共に気温は 0°C 以下に転じ，季節風の開始と一致している．事例 b（2007 年 3 月 5-10 日）の低下は 5 日午後から深夜にかけて発生し，この時は事例 a に比べて高温・強風であり，低下量も大きい．しかし湿度は 70-80% 以下を推移し，必ずしも飽和していない．事例 c（2009 年 2 月 13-15 日）の低下は 13 日午後から 14 日日中にかけて発生しており，気象要素の変化傾向は事例 b と似ている．いずれの事例でも雪面低下時には比較的風速が強く大気は未飽和で，一定速度で雪面が低下したことが特徴的である．

次に，簡易的な手法を用いて雪面低下時の熱収支の評価を行った．雪面上での厳密な熱収支測定は非常に困難で，特に今回のような突発的事例に備えた熱収支観測は実験センターでも実施していない．そこで，バルク式に従来の研究で使用されてきた一般的な係数を当てはめて顕熱 (H) およ

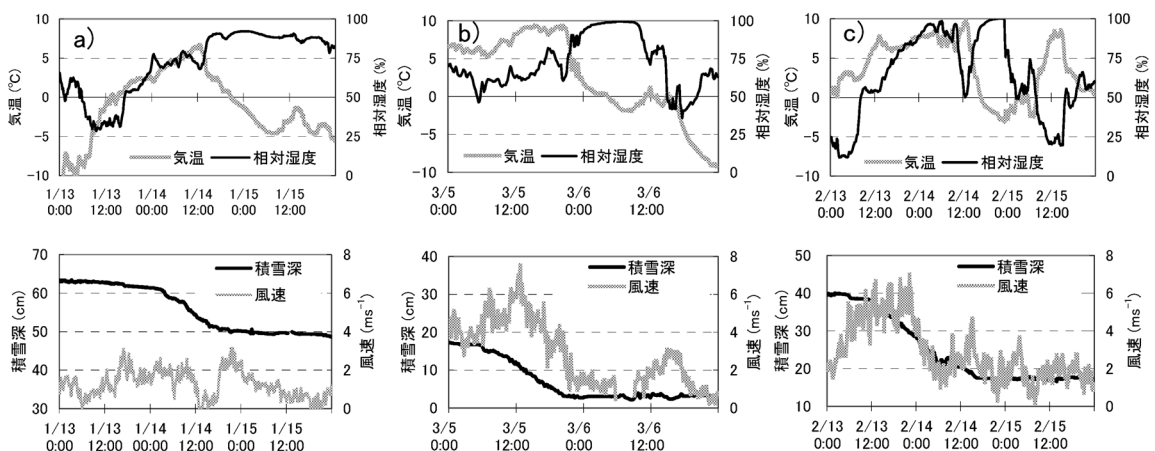


図 5 10 分間隔で測定された地上気象要素の時間変化．左から事例 a～c の順番で，上段は 2.4 m 高における気温（灰色線）と相対湿度（実線），下段は 3.6 m 高（事例 a は 2 m 高）で測定された風速（灰色線）と積雪深（実線）の変化を示す．

び潜熱 (IE) を推定し、積雪深の減少量が表層付近の融雪量に相当すると仮定して雪面低下量から推定した融雪熱量 (M) と比較することで、どの熱収支項が卓越したかを診断した。雨の熱量は考慮しない。バルク式における H , IE は、

$$H = C_p \rho_a C_H U (T_s - T_a) \quad (1)$$

$$IE = l \rho_a C_E U (q_{\text{sat}}(T_s) - q_a) \quad (2)$$

ここで C_p , ρ_a は空気の定圧比熱と密度、 l は水の昇華の潜熱、 C_H , C_E は H , IE のバルク係数である。 T , q は気温および比湿で、添え字の S , a , sat はそれぞれ積雪表面、大気中および飽和時の値であることを意味する。 U は 3.6 m にて測られた 10 分単位の風速を時間平均し、対数則にて温湿度計と同じ高さの値に補正した。積雪表面の温度は 4 成分放射計で測定された上向き長波放射量からステファンボルツマンの法則に従い放射温度を逆算し、 0°C 以上と換算された場合は 0°C に修正した値を使用した。雪温が 0°C 以上と換算された時も、値は $1\text{--}2^\circ\text{C}$ 以下で放射計の誤算範囲内であった。2006 年はこの放射観測を実施していないため、今回の熱収支計算は事例 b, c に限った。温湿度は実験センターにて通風式センサーにより測定されている時間毎の値と自然通風式の 10 分間隔で測定された積雪深計近傍の温湿度センサーの値を比較し、両者で大きな食い違いが無いことを確認の上で 10 分単位の温湿度値を時間平均して使用した。バルク係数は Kondo and Yamazawa (1986) による $C_H = 2.0 \times 10^{-3}$, $C_E = 2.1 \times 10^{-3}$ を適用した。同値は中立で基準高度を 1 m での値とされているが、地上に数 10 cm の積雪が有ることと厳密な粗度の試算が難しいことなどから高度補正をせずにそのまま使用している。一方、積雪深変化から推定される融雪熱量 M (Wm^{-2}) は

$$M = L \Delta D \rho_s \quad (3)$$

で算出した。ここで L は水の融解熱 (333.5 J g^{-1})、 ΔD は単位時間当たりの積雪深減少量 (cm s^{-1})、 ρ_s は積雪表面の密度 (g cm^{-3}) で、10 分間隔で測定された積雪深を毎時間平均した上で

1 時間間隔の ΔD から M を推定した。 ρ_s は直接測定されていないため、融雪が開始されるとき積雪表面が新雪ではなく厳冬期のこしまり雪であることを想定し、実際に 2006 年に毎月断面観測により現地で計測された表層こしまり雪の密度を参考に、事例 b では 0.3, 事例 c では 0.23 を適用した。2006 年の観測から積雪上部の密度は冬期後半ほど増加することが確認されており、両者の密度差に反映されている。融雪期間中の圧密や焼結による ρ_s の変化は考慮していない。つまり、降雨や融雪水は下層に浸透することを仮定している。

図 6a, b に事例 b, c における融雪期間から雪

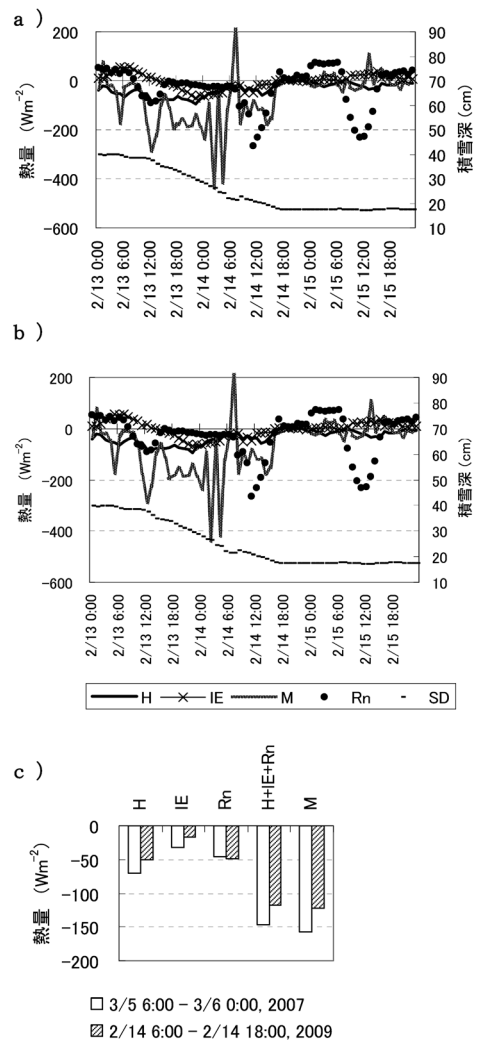


図 6 事例 b, c に対する熱収支項と積雪深 (SD) の時間変化をそれぞれ a), b) に示し、融雪期間中の平均熱量を c) に示した。

面が一定となるまでの熱収支項の時間変化を示す(図では雪面から大気へ向かう熱量を正にとっている). 両事例とも雪面が一定となるまでは気温が正であり, H は負の値を維持している. IE も雪面低下後に負の値に転じているが, H より小さい. 一方, 正味放射 (R_n) は事例 b では雪面低下開始後の 5 日午前中, 事例 c では低下終了前の 14 日正午にそれぞれ限定して増加している. 雪面低下期間中は上向き長波放射データからは T_s が 0°C を維持していたと判断されたため, 何れの熱量も積雪の昇温ではなく融解に使われたと考えられる. そこで, 雪面低下期間中の全熱量 ($H+IE+R_n$) と, 積雪深の低下量から見積もられた M を雪面低下期間中に平均し比較すると (図 6c), 両者のオーダーはほぼ一致した. 積雪深計の測定精度が 1 cm で有ることを考えると, M の精度は 200 W m^{-2} のオーダーであり, 図 6a, b にて示した M の短時間変化を詳しく議論することは困難である. しかし, バルク法および放射観測により見積もられた地表面熱収支量と積雪深から見積もられた融雪量の平均値がほぼ一致したことにより, 雪面低下に寄与した熱収支項の平均的な配分とその時間遷移は評価可能であると判断した. それによると, 雪面低下への H , IE , R_n の配分は事例 b で $4:2:4$, 事例 c で $5:2:3$ の割合となった. つまり, 暖気移流に伴う顕熱による融雪が夜間にも断続的に雪面を低下させていた主要因と診断される. 一方, 想定された IE の寄与は降水発生期間に限られ, その値も当初予想していたほど大きくなかった. これは標高が高いために大気密度と絶対水蒸気量が低標高に比べて小さくなることが原因と考えた. また, 日中の日射による R_n の増加に伴い, M も増加する傾向も見られた. しかし, 前者で述べたように融雪量の観測精度が不十分であり定量的に融雪に有意に寄与しているとは結論づけがたい. 特に, 積雪の密度とバルク交換係数は今回の試算で誤差を引き起こす主要因となり得るため, 今後は高精度の検証観測が望まれる.

一方, 雪面低下が終了した時刻以降は気温が 0°C を下回り, 風向も北～北西成分へと移行した. 放射温度より推定した積雪表面温度も 0°C 以下となり, 夜間は -5°C 以下に低下した. これらの事例前後で連続的な積雪断面観測は実施してい

いたため, 雪質の時間変化を示すことはできない. しかし, 事例 a に関しては約半月後の 2006 年 2 月 9 日に現地にて断面観測が実施されており, その時の雪質のプロファイルによると地上高 $37\text{--}42\text{ cm}$ 付近に顕著なこしもざらめ雪の層が観測された. 従って, この層は, 事例 a による融雪期間後に再凍結により形成されたざらめ雪が表層で日変化を伴う大きな温度勾配により成長・形成されたものと考えられる. また, 事例 c に関しては雪面が一定となった 2009 年 2 月 15 日に現地で断面観測が実施されている. この時撮影された積雪の状態を図 7 に示す. 断面観測によれば積雪深は 15.5 cm で全層 0°C の濡れざらめ雪の雪質であり, 地面から 8 cm 高に層が認められた. その上下で粒径はそれぞれ 1 mm と 1.5 mm となり, 密度は上層が 0.40 g cm^{-3} , 下層が 0.39 g cm^{-3} とほぼ同じであった. 積雪表面は融雪水の移動に伴うと想定される雪えくぼが形成されていた. この事例では顕著な氷板は観測されていない. 以上の状況から判断して, 一定の雪面が維持された要因は, 積雪上層で融解水および雨水が再凍結を引き起こし密度が増加した事と, 特異的な総観場により低気圧通過後に無降水期間が継続したため, 雪面が比較的長い間一定の高さに保持されたことが原因と判断



図 7 2009 年 2 月 15 日 16 時 30 分に撮影された実験センター草原における積雪断面. 波線は断面の最上部を示す.

した。菅平の積雪量が他の多雪域に比べて比較的低いため圧密の進行が小さいことも雪面が一定を保った付加的要因と考えられる。当初、雪面が一定に保持された別の要因として、積雪表層に氷板が形成され強風によりその上で飛雪が発生して、着雪が妨げられることも想定した。しかし、積雪断面 (図 7) では氷板が観測されず、対象事例の期間中に明らかな降雪や強風も確認できなかった (図 4)。実験センターにおける 5 m s^{-1} 以上の強風発生日は、前線通過時や強い冬型の発生時に出現しており (図は省略)、今回注目する凹型積雪深変動と再配分過程に関する因果関係は見出せなかった。

3.3 雪面低下の出現と低気圧活動の経年変化傾向

菅平高原は、3.1 章で指摘したように暖冬時も連続した積雪深変化が観測できるため、凹型積雪深変動の長期的な発現傾向と低気圧活動の関係を調べるのに適した場所と考えられる。気象庁菅平アメダス観測の記録は 1982 年から公開されているが、実験センターでは 1977 年から積雪深データの記録が残存している。但し、実験センターの積雪深データは午前 9 時に雪尺を目視計測し記録されてきた。今回は、この 9 時の積雪深データを用い、1) 積雪深が当日 9 時から翌日 9 時までに 5

cm 以上低下し、2) それ以後の積雪深変動が 24 時間で 3 cm 以内の日が 3 日以上存在し、3) それに続いて前日 9 時から当日までに積雪深が 5 cm 以上増加したこと、を条件として凹型積雪深変動の出現期間を抽出した。表 1 に 1) が発生した当日を初日、3) が発生した当日を最終日として、これらの期間を示す。この定義ではある程度長期にわたって雪面が一定に保たれた期間を対象としているため、3.1 章で取り上げられた事例 c は適合しない。1977–2009 年の冬期積雪深変化の経年変化傾向を図 8 に示し、この上に表 1 でまとめられた凹型積雪深変動が出現した初日を四角で記した。

冒頭にも述べたように、標高の低い日本海沿岸の積雪深は 1980 年代以降急激に減少している。しかし、図 8 より、菅平における積雪深にはこのような長期低下傾向はみられず、根雪開始日・消雪日にも顕著な経年変化傾向は現れていない。年により最大積雪深とその出現時期は変動するが、冬期の積雪は継続して形成され根雪期間が中断する年はほとんどない。今回定義した凹型積雪深変動の発現は多雪年・小雪年とはあまり関係が見られず、散発的に発生している。気候学的には日本列島付近の低気圧活動が活発となるのは春先であ

表 1 実験センターにおける 1977 年～2008 年の積雪深から決定した凹型積雪深変動の発生期間。卓越した低気圧の中心位置を図 9c の領域で区分し、NJP および SJP で付記した。

1988 年	3 月 14 日～18 日	SJP
1989 年	2 月 16 日～24 日	SJP
1990 年	2 月 23 日～3 月 2 日	SJP
	12 月 19 日～27 日	NJP, SJP
1996 年	1 月 15 日～24 日	NJP
	12 月 4 日～20 日	NJP
2001 年	12 月 16 日～22 日	SJP
2002 年	1 月 17 日～27 日	NJP
	12 月 16 日～22 日	NJP
2006 年	1 月 14 日～23 日	NJP, SJP
	2 月 26 日～3 月 2 日	NJP, SJP
2006 年～2007 年	12 月 29 日～1 月 6 日	SJP
2007 年	3 月 5 日～11 日	NJP
2008 年	3 月 3 日～10 日	NJP, SJP

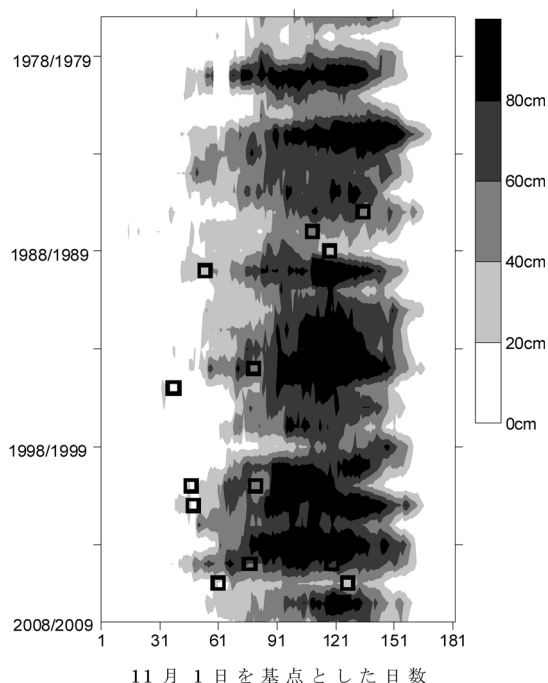


図 8 1977 年からのアメダス積雪深変化と凹型積雪深変動の発現 (□)。

る。しかし、雪面低下の事例は必ずしも冬期後半に出現するわけではなく、むしろ降雪の堆積期間である 12-1 月の厳冬期にも出現していることがわかる。これは、寒冷な時期ほど積雪上部の急激な融解にもかかわらずその後の寒気移流により積雪上部で再凍結が起こり、密度の大きな表層が形成されて雪面が一定に維持されやすくなるためと考えられ、3.2 章の分析結果と整合する。これは、事例 a の出現以降に積雪断面で観測されたように積雪内に密度の不連続面を形成し、その後の積雪層の変態過程と構造に大きな変化をもたらすきっかけとなることが想定される。

図 8 でもう一つ特徴的なことは、凹型積雪深変動が 1986/87 年以前には検出されていない点である。1980 年代後期は、ちょうど日本海沿岸で多雪が観測されなくなる時期と一致する。一般に日本海沿岸での少雪は地上気温の上昇に伴う降雨確率の増加と冬型が継続しなくなることで説明されるが、同時に半球規模の気候系が変化したことにより列島付近で移動する低気圧活動が変調し、寒候期にも急激な暖気移流を伴う凹型積雪深変動の出

現が顕著となった可能性もある。一方で、前章までの事例解析では凹型積雪深変動を引き起こした低気圧の通過位置は、必ずしも日本海側のものに限定されず、南岸低気圧の通過時にも発生している。そこで、客観解析データから検知される日本付近の低気圧活動の 1980 年代後半前後での違いを調べた。

Ueno (1993) は冬期太平洋側での降水量増減が対流圏中層で検出される遠隔伝播 (テレコネクション) のうち PNA・WP パターン (Wallace *et al.*, 1988) と強い相関を持ち、その要因が日本付近の温帯低気圧の経路 (サイクロントラック) の変化によることを 1990 年以前の客観解析データを利用して示している。今回、分析で利用したテレコネクションパターンは NOAA/NWP の計算によるもので、Ueno (1993) の計算値と極性が逆である。以後は NOAA/NWP によるパターンの極性で説明を行う。Ueno (1993) によれば、PNA パターンが正の極性を持つときは北西太平洋に負の気圧偏差の中心があり、北日本から北海道付近を横断する東西方向のサイクロントラックが明瞭となる。一方、WP パターンが正の極性を持つときはアリューシャン低気圧が深まる傾向で日本海上で低気圧頻度が増加し、負の極性では列島南岸を東進する低気圧活動が強化する。これらの極性の変化は主成分得点の変動から把握できるため、統計的に算出される遠隔伝播パターンの主成分得点の変化は、総観規模で見た低気圧活動分布の年々変動を把握するために良い指標となる。そこでまず、NOAA/NWP による冬期の主成分得点と本州近傍の日本海上 (NJP) および太平洋上 (SJP) に設定した領域で客観解析データから抽出された低気圧頻度を用いて、サイクロントラックの長期変化を再考した。図 9a, b に PNA・WP パターンの 12-2 月平均の主成分得点の経年変化と、NJP および SJP 内で数えた地上低気圧の出現頻度の経年変化を示す。図 9c には NJP と SJP の範囲を示す。注目すべきことは、WP パターンの得点が 1990 年代以降に正の極性が増加する傾向を示している点である。この傾向は 2 月に最も顕著に表れている。一方、PNA パターンの得点は 1980 年代から正の極性に偏る傾向が強まっているが、WP パターンに見られるように 90 年代以降の強

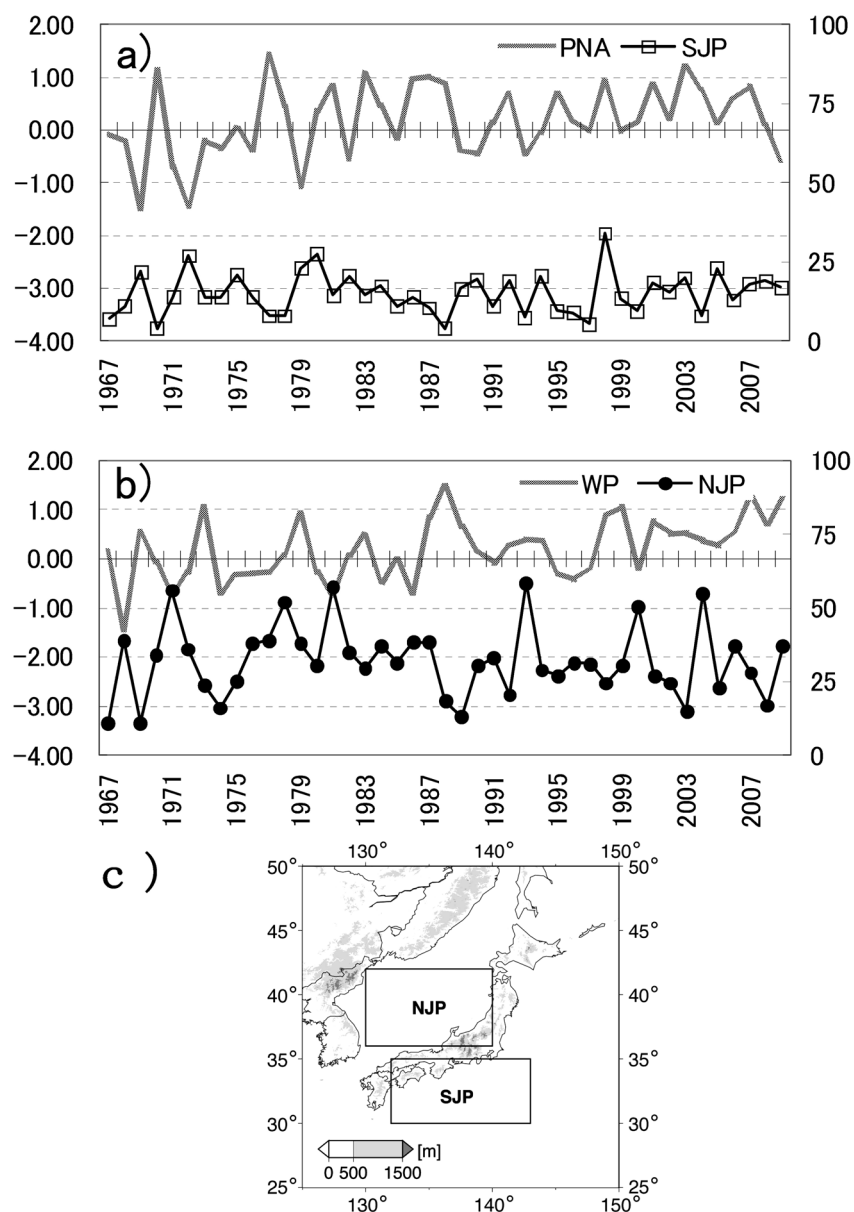


図 9 12-2 月における PNA パターン (a) および WP パターン (b) の主成分得点 (太い実線で左軸) と低気圧頻度 (マーカー付き実線で右軸) の長期変化。a) および b) の NJP および SJP は、それぞれ c) に示す日本海上および太平洋上の領域内において、6 時間間隔の客観解析データ上で地上低気圧が検出された頻度の 3 ヶ月積算を示す。

表 2 PNA・WP パターンの主成分得点と NJP・SJP 領域における低気圧頻度の相関係数. * は 5%, ** は 1% の有意水準を満たしていることを示す.

	1966/67-2008/09		1966/67-1988/89		1989/1990-2008/09	
	NJP	SJP	NJP	SJP	NJP	SJP
PNA	0.04	-0.27	0.23	-0.60**	-0.35	0.27
WP	-0.34*	0.15	-0.44*	0.09	-0.16	0.51*

い増加傾向は見られない. これは, 80 年代以降に北日本周辺で低気圧頻度が増加し, 90 年代以降はさらにアリューシャン低気圧が強まる傾向が顕著であることを示している.

次に, 低気圧頻度の長期傾向を調べた. 解析に当たっては, ERA-40 および JRA-25 データで重複する期間で解析された頻度の年々変動に大きな食い違いが無いことを確認のうえ, 同期間においては両者を平均して長期データとした. 図 9 を見ると, 低気圧頻度自体には長期的な増加傾向は見られず, 必ずしも菅平より北の日本海上を通過する低気圧頻度が近年増加しているわけではない. 低気圧頻度と主成分得点の相関関係を表 2 にまとめた. 全期間を通じて WP パターンと NJP 領域の頻度に 5% で有意な負の相関関係がある. 一方, 年代別に見ると 1980 年代以前はこの傾向に加えて PNA パターンと SJP 領域の低気圧頻度に 1% で有意な負の相関があった. これは正の WP パターン出現時ほど日本海低気圧の増加がアリューシャン低気圧の強化に寄与し, PNA パターンの振動が南岸低気圧活動と密接に関係していたことを示し, いずれも Ueno (1993) の解析結果と整合する. しかし, 1990 年代以降は両者の関係は不明瞭となり, 同時に遠隔伝播パターンの極性も偏った値しか出現しなくなる. さらに WP パターンと SJP 領域の頻度に正の有意相関が出現し, 南岸低気圧の増加がアリューシャン低気圧の強化を促す傾向を示している. つまり, 90 年代以降も本州周辺の低気圧頻度そのものには大きな変化は無いが, サイクロントラックそのものの走向がより北進成分を強めて南南西一北北東の走向をとり, アリューシャン低気圧を深める傾向になったと言える. この変化の背景には, いわゆる 10 年スケールの気候変動でテレコネクションパターンそのものの構造 (パターン間の寄与率) が大きく変化したことが想定される.

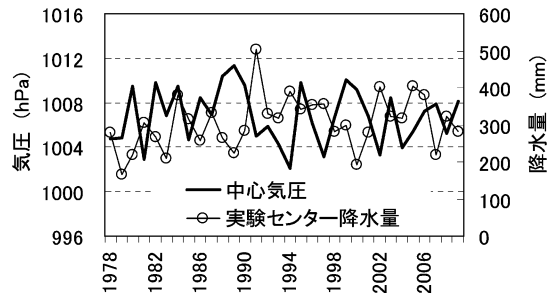


図 10 12-2 月の NJP 内で解析された低気圧の中心気圧平均値と実験センターでの積算降水量. 中心気圧は JRA-25 データと ERA-40 データの平均値を使用.

次に低気圧の中心気圧の長期変化傾向を調べた. 中心気圧の平均は SJP 域の方が低圧であるが NJP 域の方が年々変動の幅が大きかった. 中心気圧には明瞭な長期変化傾向は検出されず, 低気圧頻度や遠隔伝播のスコアとも有意な相関関係は見られなかった. しかし, 大変興味深いことに NJP 域の中心気圧は実験センターで測定された積算降水量と有意な負の相関関係 (相関係数 0.5, サンプル数 32 年) が見いだされた (図 10). これは, 日本海上を通過する低気圧の発達が強いほど, 菅平の冬期降水量増加に寄与することを示しており, 中部山岳域の冬期降水量が南からの水蒸気流入量の増減と密接に関係している根拠として今後の詳しい解析が必要と考える.

4. まとめ

筑波大学菅平高原実験センターにて観測された積雪深変化に, 数日スケールで発生する顕著な凹型の変動が記録されていた. 本研究では, この変動の形成要因と低気圧活動の影響を観測データおよび長期気候データを利用して分析した. 凹型変動は低気圧の通過に伴う急激な融雪, 表層での再凍結過程, および新雪層の形成, といった一連の

過程で形成される。この過程は厳冬期に顕著な暖域を伴う低気圧が通過する時にも発生し、一般的に日本付近で温帯低気圧の活動が活発となる春先に限った現象ではない。このような特異的な雪面変動は菅平に限らず本州山岳域全般で出現している可能性がある。しかし、近年の暖冬傾向に伴い低標高域では連続した積雪が形成されにくいことと、高所において積雪深を継続観測している地点が少ないため、菅平のような寒冷高地の観測拠点でより明瞭に検知されたものと考えられる。その意味で、同地点の長期積雪データは低気圧活動の変化に伴う積雪構造への影響を診断するために大変有用である。典型的な雪面低下事例における簡易的な熱収支分析結果では、暖域の接近で 0°C 以上の南風成分が半日以上継続することで、潜熱・放射収支も含めた加熱量の 4-5 割が昼夜を問わず断続的に卓越する顕熱によると診断された。気象データおよび断面観測の記録から、その後に無降水期間が継続し、積雪表面での融雪水および雨水の再凍結により表層密度が急増して積雪深が一定に保持されたと判断した。

1977 年以降の積雪深変化の記録によると、顕著な凹型変動は 1987/88 年以降に出現している。この時期は日本海側で少雪年が卓越し出す時期と一致する。一方で、東アジアにおけるサイクロントラックの年々変動の指標となる 2 つのテレコネクションパターンも 1980 年代後半からスコアが偏った極性を示すようになり、過去の研究で指摘されていた低気圧頻度との相関関係も不明瞭となっている。これは大陸規模の大気循環場に内在する卓越振動パターンそのものが変化し、低気圧経路の走向がより北上成分を強めていることを示唆する。また、日本海上を通過する低気圧の中心気圧が低いほど冬期降水量が増加することも明らかとなった。しかし、長期分析で用いられた定義では、凹型積雪深変動は多くても年に 1-2 回の頻度しか抽出されず、発現傾向と低気圧頻度および中心気圧には明瞭な関係は見いだせなかった。厳冬期に顕著な暖気移流が発生し、その後しばらく強い冬型が発生しない天候が推移することは半球規模で季節の進行が変化したことを示唆する。高時間分解能で観測された多地点の積雪深変動データを収集し、低気圧活動の痕跡を広域で精査する

とともに、山岳域における低気圧の立体構造と顕熱輸送の関係を気象学的に明らかにする必要がある。

近年、極域で積雪上に降雨が発生する現象 (Rain on Snow; ROS) により、その後の積雪密度の急増や凍結が放牧の飼料取得を困難にし、広域の家畜被害をもたらすことが報告されている (Putkonen *et al.*, 2009)。今回の研究では再凍結過程の観測が不十分であったが、凹型変動は厳冬期の高所低温環境で降雨・融雪が発生する意味で ROS と同種の現象と考えることもできる。この現象は局所的に層密度を増加させ、熱容量や熱伝導係数の変化を通じてその後の積雪層構造の形成過程にも影響を及ぼすことが想定される。一般的には温暖化傾向が比較的低標高地域の積雪量減少を顕著に促すと予想する研究が多い (例えば Hara *et al.*, 2008)。本研究は暖気の移流を伴う温暖な低気圧性擾乱が、少ない頻度であっても高標高域の積雪構造に急激な異変をもたらす実態を示した。一方で、近年の低気圧経路が変調していることも統計的に示唆された。両者の関係をより明らかにするために、中部山岳域での雪氷圏変動に関する長期観測体勢を、低気圧活動変調の観点からも強化する必要性があろう。

謝 辞

本研究は、筑波大学・信州大学・岐阜大学で構成する地球環境再生プログラム「中部山岳地域の環境変動の解明から環境資源再生をめざす大学間連携事業」の一環として実施した。積雪観測にあたり、草田あゆみ氏 (筑波大学自然学類卒業、現在は株式会社ウェザーニューズ) には多大な協力を得ました。作図に関しては佐藤香枝氏・中島剛氏 (筑波大学生命環境科学研究科) にご協力いただきました。ここに記して感謝申し上げます。

文 献

- Adachi, S. and Kimura, F., 2007: A 36-year climatology of surface cyclogenesis in East Asia using high-resolution reanalysis data. SOLA, **3**, 113-116.
Hara, M., Yoshikane, T., Kawase, H. and Kimura F., 2008: Estimation of the impact of global warming on snow depth in Japan by the pseudo-global-warming method. Hydrological Research Letters,

- 2, 61-64.
- Hirashima, H., Ohata, T., Kodama, Y., Yabuki Y., Sato H. and Georgiadi N., 2004: Nonuniform distribution of tundra snow cover in Eastern Siberia. *J Hydrometeorol.*, **5**, 373-389.
- 河島克久・和泉 薫・伊豫部勉・野崎元嗣, 2005, 水無川における積雪期の河川水位変動と低気圧通過時の出水. 寒地技術論文報告集, **21**, 229-235.
- 気象庁, 2005: 異常気象レポート 2005. 気象庁, 383p. (<http://www.jma.go.jp/jma/index.html>, 平成 22 年 4 月現在)
- 小島賢治, 1971: 積雪表面層の熱収支と融雪の観測例. 雪氷, **33**, 56-65.
- Kondo, J. and Yamazawa, H., 1986: Bulk transfer coefficient over a snow surface. *Boundary-layer Meteor.* **34**, 123-135.
- Liston, G. E., 2004: Representing subgrid snow cover heterogeneities in regional and global models. *J. Climate*, **17**, 1381-1397.
- Mantua, N. J., Hare, S. R., Zhang Y., Wallace J. M. and Francis, R. C., 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.
- 三村珪一, 2000: 冬季西高東低気圧配置時の中部地方内陸部の気象の特徴. 天気, **47**, 821-833.
- 長野県環境保全研究所, 2008: 長野県における地球温暖化現象の実態に関する調査報告書. 長野県環境保全研究所, 研究プロジェクト成果報告, **6**, 59pp.
- Onogi, K., Tsutsui, J., Koide, H., Sakamoto, M., Kobayashi, S., Hatsushika, H., Matsumoto, T., Yamazaki, N., Kamahori, H., Takahashi, K., Kadokura, S., Wada, K., Kato, K., Oyama, R., Ose, T., Mannoji, N. and Taira, R., 2007: The JRA-25 reanalysis. *J. Meteor. Soc. Japan*, **85**, 369-432, doi: 10.2151/jmsj.85.369.
- Putkonen, J., Grenfell, C., Pennert, K., Bits, C., Jacobson P. and Russell, D., 2009: Rain on snow: Little understood killer in the north. *EOS (Newspaper of American Geophysical Union)*, **26**, 221-228.
- 佐藤研吾・高橋修平・谷藤 崇, 2003: 雪粒子の飛び出し風速と雪面状態の関係. 雪氷, **65**, 189-196.
- 清水 悟, 2005: 筑波大学菅平高原実験センターにおける過去 35 年間の気象観測からみた菅平の気象の傾向. 筑波大学技術報告, **25**, 76-82.
- 田坂郁夫, 1988: 冬期降水量変動の地域性について. 地理学評論, **61**, 485-495.
- Ueno, K., 1993: Inter-annual variability of surface cyclone tracks, atmospheric circulation patterns, and precipitation patterns, in winter. *J. Meteor. Soc. Japan*, **71**, 655-671.
- Ueno, K., Watarai, Y., Kusada, A., Hirose, N. and Shimizu, S., 2007: Spatial heterogeneity of snow covers in Sugadaira, central Japan. *Tsukuba Geoenvironmental Sciences*, **3**, 33-39.
- Uppala, S. M., KÅllberg, P. W., Simmons, A. J., Andrae, U., Da Costa Bechtold, V., Fiorino, M., Gibson, J. K., Haseler, J., Hernandez, A., Kelly, G. A., Li, X., Onogi, K., Saarinen, S., Sokka, N., Allan, R. P., Andersson, E., Arpe, K., Balmaseda, M. A., Beljaars, A. C. M., Van De Berg, L., Bidlot, J., Bormann, N., Caires, S., Chevallier, F., Dethof, A., Dragosavac, M., Fisher, M., Fuentes, M., Hagemann, S., Hólm, E., Hoskins, B. J., Isaksen, I., Janssen, P. A. E. M., Jenne, R., McNally, A. P., Mahfouf, J. F., Morcrette, J. J., Rayner, N. A., Saunders, R. W., Simon, P., Sterl, A., Trenberth, K. E., Untch, A., Vasiljevic, D., Viterbo, P. and Woollen, J., 2005: The ERA-40 reanalysis. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 2961-3012.
- 渡部雅浩・新田 勅, 1997: 冬季北半球における近年の気候変化と 10 年規模変動. 天気, **44**, 207-212.
- Wallace, J. M., Lim, G. H. and Blackmon, M. L., 1988: Relationship between cyclone tracks, anti-cyclone tracks and baroclinic waveguides. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 439-462.
- Whiteman, C., 1999: Mountain meteorology. Oxford University Press. 355pp.
- 山口 悟・阿部 修, 2007: 平成 18 年豪雪における山地積雪の特徴. 雪氷, **69**, 53-59.
- Yasunari, T. and Ueno, K., 1987: The snow cover environment in Sugadaira, central Japan. *Annual Report of the Institute of Geoscience, The University of Tsukuba*, **13**, 58-64.

Abrupt decrease in the snow depth variability due to traveling extratropical cyclone observed in Sugadaira, central Japan

Kenichi UENO¹⁾, Ryota DAIMON¹⁾, Sachiho A. ADACHI¹⁾ and Satoru SHIMIZU²⁾

1) School of life and environmental sciences, Univ. Tsukuba,

Tenno-dai 1-1-1, Tsukuba, Ibaraki, Japan 305-8572

2) Sugadaira montane research center, Univ. Tsukuba,

Sugadaira-kogen 1278-294, Ueda, Nagano 386-2204

Abstract: Marked concave-type depressions were observed in the intra-seasonal variability of the snow depth records in Sugadaira highlands, central Japan. The unique snow depth changes were associated with passing extra-tropical cyclones and occurred during the core-winter season. According to a simple heat-budget analysis with pit works, the sensible heat, which was dominant during the warm advections due to a cyclone, melted the snow surface, and during a non-precipitation period, the following re-freezing processes at the upper layers period maintained a flat snow level for several days. Snow depth records since 1967 showed the beginning of the concave-type depression after the winter of 1987/88; this period corresponded to the time when heavy snow winters ceased to exit in the coastal areas of Japan Sea. Two atmospheric teleconnection patterns, such as Pacific-North American (PNA) and Western Pacific (WP) patterns, also modulated their appearance after 1990, indicating the changes in the strike direction of the cyclone track toward the north. A significant increase in the winter precipitation amount with a decrease in the averaged center pressure of the cyclones passing over the Japan Sea was found. However, the statistical relationship between the cyclone activity and the occurrence of the abrupt snow depth variability was not identified. A long-term observation of the changes in the cryosphere at the high-elevations of central Japan is planned.

(2010 年 2 月 9 日受付, 2010 年 4 月 12 日改稿受付, 2010 年 6 月 2 日最終改稿受付, 2010 年 6 月 2 日受理,
討論期限 2011 年 1 月 15 日)