

降雪による弱層形成に関する数値気象モデルを用いた再現実験
Numerical weather simulation addressing weak layer formation due to
heavy snowfall

橋本 明弘¹⁾, 本吉 弘岐²⁾, 山口 悟²⁾, 中井 専人²⁾
A. Hashimoto¹⁾, H. Motoyoshi²⁾, S. Yamaguchi²⁾, S. Nakai²⁾

¹⁾気象庁 気象研究所

¹⁾ *Meteorological Research Institute, Japan Meteorological Agency*

²⁾防災科学技術研究所 雪氷防災研究部門

²⁾ *Snow and Ice Research Division, National Research Institute for Earth Science and
Disaster Resilience*

Abstract: From March 26 to 28, 2017, a developing cyclone passing the south coast of Japan brought heavy snowfall over mountain areas in the Pacific side of Japan. During this snowfall event, an avalanche disaster occurred killing or injuring tens of people on March 27. According to the reports from the urgent in-situ snow pit survey conducted on the next day, this avalanche was classified as a dry snow surface avalanche. The weak layer identified at the vicinity of the avalanche site in Nasu town was composed of weakly rimed planar crystals, in contrast to the upper and lower layers which were composed of more rimed crystals. In this case, characteristics of falling snow crystals were a strong factor for the occurrence of the avalanche.

In order to simulate a transition of characteristics of falling snow crystals during this snowfall event, the authors have introduced a new scheme to the microphysical module of the Japan Meteorological Agency's Non-Hydrostatic Model (JMA-NHM) to diagnose the crystal features. The new model is able to provide information about the mass ratio of different crystal shapes and accreted droplets to the total mass of snow crystals. As a result of numerical experiments, riming ratio drastically decreases in the midnight of March 26, at the avalanche site, as is expected based on the snow pit survey. The drastic changes in the microphysical feature of snowfall occur within half of a day as the cyclone passes.

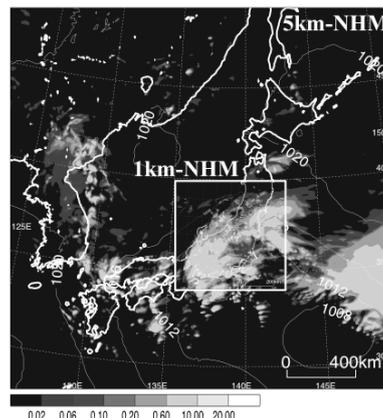
Key words: Snow avalanche, Snow crystal, Riming, Cloud microphysics, Numerical weather prediction model

1 はじめに

表層雪崩発生要因の一つである積雪内部の弱層の形成に降雪粒子の性状が深く関わっている場合、降雪粒子の雲粒付着の度合いや結晶形といった物理特性が、弱層の同定や予測可能性において重要な因子となる。そのため、積雪内部の弱層形成前後の気象条件の特徴に関する解析が数値気象モデルを用いて行われている(中村ほか, 2013)。しかし、従来の気象モデルは、降雪粒子の形状や雲粒付着の度合いを陽に表現し得ないため、大気中での雲・降水形成から積雪内部の弱層形成に至る一連の物理的関連を描き出すには至っていない。そこで、降雪粒子の雲粒付着の度合いや結晶形といった物理特性を診断できるよう数値気象モデル (JMA-NHM)

表一 雲氷・雪・霰それぞれの温度域別昇華成長量と雲粒捕捉成長量を表す変数.

	Cloud ice	Snow	Graupel
Accretion	Qiacc	Qsacc	Qgacc
Deposition -4<T<0 C	Qidep-0	Qsdep-0	Qgdep-0
Deposition -10<T<-4 C	Qidep-4	Qsdep-4	Qgdep-4
Deposition -20<T<-10 C	Qidep-10	Qsdep-10	Qgdep-10
Deposition -36<T<-20 C	Qidep-20	Qsdep-20	Qgdep-20
Deposition T<-36 C	Qidep-36	Qsdep-36	Qgdep-36



図一 5km-NHMと1km-NHMの計算領域および2017年3月26日23JSTの鉛直積分氷水量(mm).

を改良し、降雪・積雪を含めた総合的視野から降雪による弱層形成に迫るための新しい研究方法として応用できるようにした。この手法を用いて、2017年3月27日に那須町で発生した雪崩災害時の気象再現実験を行い、弱層形成メカニズムについて気象学的観点から検討した。

2 数値モデル

JMA-NHMの雲物理過程は、大気中の氷粒子を雲氷・雪・霰の3クラスに分け、それぞれの総混合比・総数濃度・地上降水量等によって、大気中の降雪粒子の分布や地上降雪量を予測する。そのため、モデルが表現できる氷粒子のタイプは高々3つであり、実際の降雪中に観測される多様な粒子タイプに着目した議論に用いるには限界があった。これを克服するために、雲氷・雪・霰それぞれの温度別昇華成長量および雲粒捕捉成長量を新たな予報変数として組み込んだ(表1)、粒子密度や形状に密接に関わる素過程別の粒子成長量を、粒子の生成から降水を経て地上に至るまで追跡できるようにした。氷晶の成長モードが温度に応じて変化することを考慮すると(0~-4°C:角板, -4~-10°C:針・角柱, -10~-20°C:角板・樹枝, -20~-36°C:角柱, -36°C未満:砲弾集合・不規則等)、氷粒子の質量に対する温度別昇華成長量の比は、粒子形状を表すパラメータと見なすことができる。

3 数値実験

日本を中心とする水平2250km×2250km、鉛直約22kmの計算領域を設け、水平格子幅は5km、鉛直方向には最下層で40 - 最上層で735mの可変格子として数値実験を行った(図1, 5km-NHM)。タイムステップ長は15秒、積分時間は45時間とし、初期値・境界値には気象庁メソ解析を用いた。さらに5km-NHMの計算結果を初期値・境界値として、関東甲信地方を中心とする650km×650kmの計算領域を設け、水平解像度1km、鉛直層は5km-NHMと同じ設定で実験を行った(図1, 1km-NHM)。タイムステップ長は4秒、積分時間は30時間とした。実験対象期間は2017年3月25日21時~29日21時(JST)とし、初期時刻を12時間ずつずらしながら8回の数値実験を行った。

4 結果

図2, 3は、栃木県内の地上気象観測データと数値実験結果を比較した結果である。那須高原(標高749m, 図2a)、大丸(標高1268m, 図2b)、中宮祠(標高1295m, 図2h)、湯元(標高1484m, 図3a)の標高の高い各地点で、1km-NHMは観測された降水量の推移を比較的によく再現していた。一方、清滝(標高741m, 図2g)、中塩原(標高604m, 図3b)、芦野(標高252m, 図3c)では、実際には観測されていない26日の降水をモデルは予測していた。ただし、測定の実最小単位に満たない程度の弱い降水があった可能性もあるため、再現性の判定は

難しい. 26日から27日にかけての降雪イベントの間, 1km-NHMは実際の地上気温を良く再現していた(図2d, 2e, 2f, 2i, 2j). 図4は1km-NHMの結果で, 雪崩地点を含むモデル格子の気象パラメータの推移を表している. 25日は降水がほとんどなく(図4a), 日中の短波放射(図略)で雪温が上昇しており(図4b), 3月28日に実施された現地調査(http://www.bosai.go.jp/saigai/2016/pdf/20170331_01.pdf)で確認されたざらめ雪層(積雪表面から35-37cm)の形成と整合的であった. 図4aを詳しく見ると, 雲粒捕捉成長(Psacc)の寄与率は, 26日21~24時(JST)の間小さいが, その後, 急激に増加していた. 26日21時以前の時間帯でも, ある程度の寄与(Psacc)が認められ, 26日21~24時の降雪粒子は, 前後の時間帯とは対照的な特徴を示していた. 現地調査では, 積雪面から23.5cm下に雲粒付着の少ない板状結晶からなる弱層が認められており, 雲粒捕捉成長の寄与という観点では, 数値実験の結果は実際の積雪状態をよく再現していた. 一方, 雪結晶の形状は, 現地調査では弱層中に板状結晶が認められたが, 数値実験結果は, 柱状結晶の寄与が大きいことを表しており観測結果とは異なっていた. 雲粒捕捉成長の寄与は対流圏中層・上層で常に小さく, 高度2km未満のごく下層で, 時間とともに増減していた(図略). このことは, 弱層形成の要因となった雪結晶の雲粒捕捉成長寄与率の時間変化が, 地形性上昇流による雲粒生成の強弱に起因することを示している.

図5は, 那須高原(気象庁アメダス)地点における風速と風向の観測値(黒)と1km-NHMの結果(灰色)である. 雲粒捕捉成長の寄与が低下した26日21~24時を含む数時間は, 観測・数値実験ともに風が弱まっていた(図5矢印). 風向は, この時間帯に, 南寄りから北寄りに変化していた. 26日午後から27日にかけて低気圧が関東南岸を発達しながら通過したことを

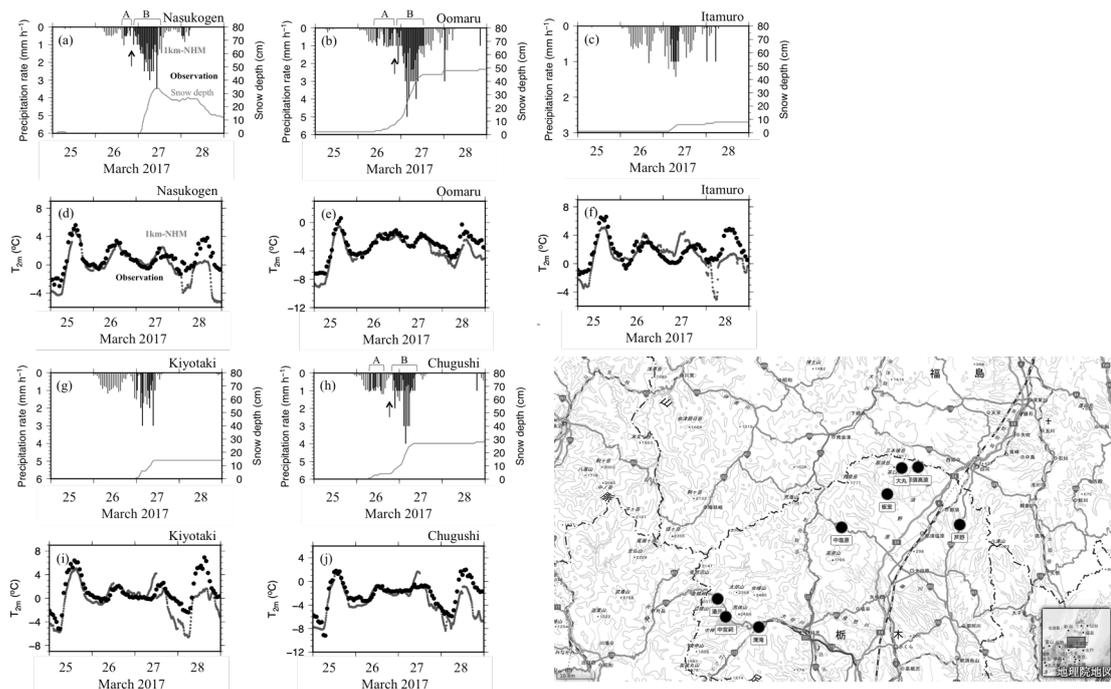


図-2 那須高原, 大丸, 板室, 清滝, 中宮祠における降水量・地上気温の観測結果と数値実験結果. 黒は観測値. 灰色は1km-NHMの結果. (a)(b)(c)(g)(h)の薄灰色実線は積雪深観測値.

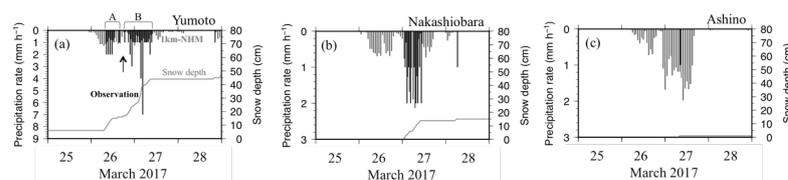


図-3 湯元, 中塩原, 芦野における降水量の観測結果と数値実験結果. 黒は観測値. 灰色は1km-NHMの結果. 薄灰色実線は積雪深観測値.

考慮すると、この風向変化は総観規模の気圧パターンの変化によって生じたと見なせる。図6は、雪崩地点上空の固体および液体の水粒子の総水混合比である。前後の時間帯に比べて、26日21~24時の間の総水混合比は小さくなっていった。この時、鉛直積分雲水量(LWP)も減少していた(図4c矢印)。標高の高い那須高原(標高749m, 図2a), 大丸(標高1268m, 図2b), 中宮祠(標高1295m, 図2h), 湯元(標高1484m, 図3a)の降水量の推移を見ると、観測・数値実験ともに、この時間帯に降水量は減少していた(各図矢印)。

5 考察

前節で示したように、観測結果と数値実験結果を比較したところ、雪崩地点の降雪粒子の微物理的特性に関して、数値モデルが予測した結晶形は観測結果と異なっていたものの、降雪結晶の雲粒付きの時間変化がよく再現されていた。また、周辺地域の観測点における降雪量の時間変化については、標高の高い地点では良く再現されていた。さらに、比較的標高の高い那

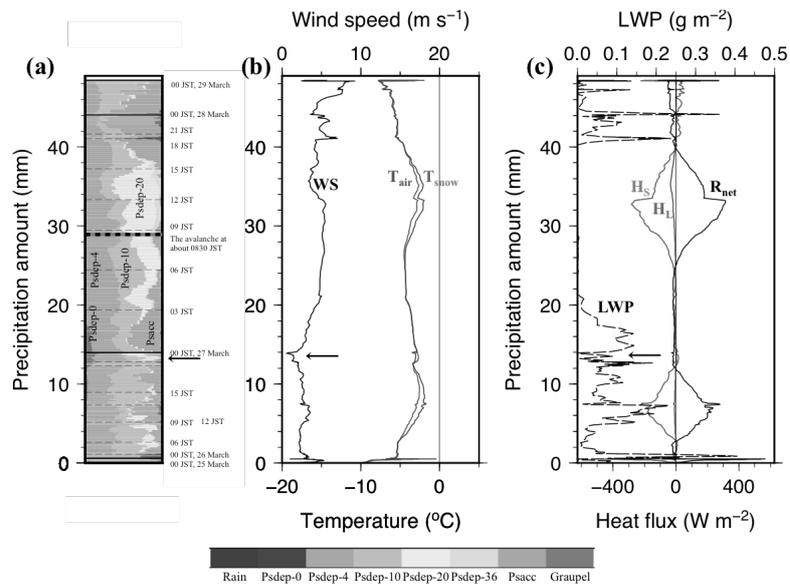


図-4 雪崩地点を含むモデル格子の気象パラメータを、2017年3月25日00JST以降の10分毎積算降水量積算降水量の関数として表記した層位図。(a)雨滴(Rain)と霰(Graupel)の混合比と、雪粒子の素過程別成長量の寄与率。Psdep-nは温度別昇華生長量の寄与率(Psdep-0: 0~-4°C, Psdep-4: -4~-10°C, Psdep-10: -10~-20°C, Psdep-20: -20~-36°C, Psdep-36: -36°C以下)を表す。Psaccは雲粒捕捉成長量の寄与率を表す。実線は日界、破線は3時間毎の時刻を表す。太破線は、現地調査の結果から推定された雪崩発生時刻(27日0830JST)。(b)地上風速(WS)、気温(T_{air})、雪温(T_{snow})。(c)雪面での顕熱フラックス(H_s)、潜熱フラックス(H_l)、正味放射フラックス(R_{net})、鉛直積分雲水量(LWP)。

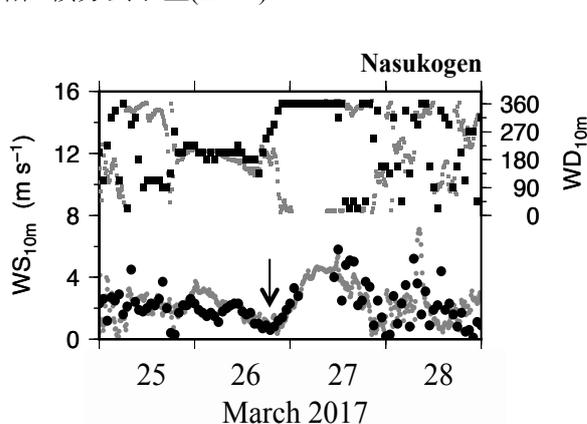


図-5 那須高原の風速(WS)と風向(WD)。黒は観測値。灰色は1km-NHMの結果。

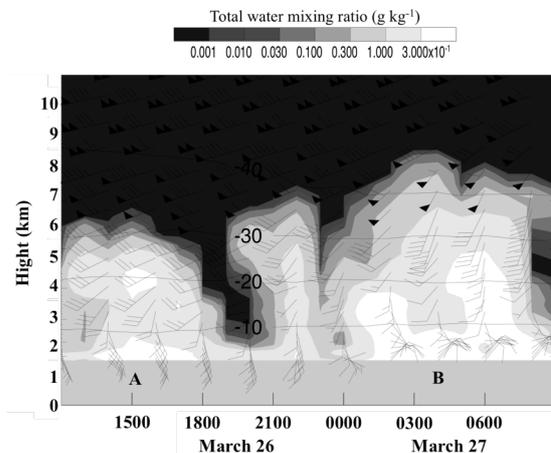


図-6 雪崩地点上空の総水混合比時間-高度断面図。矢羽は水平風。

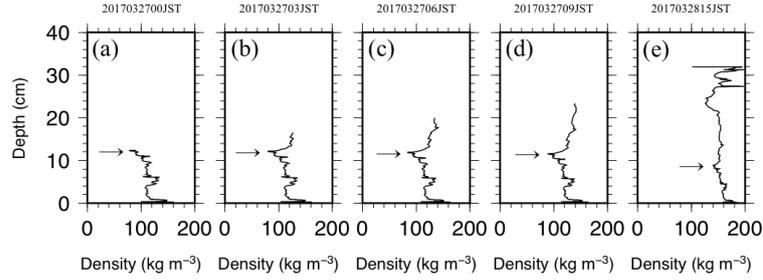


図-7 圧密過程のみ考慮した積雪密度の計算結果。

須高原地点の風向・風速の推移を数値モデルは良く再現していた。これらのことから、数値モデルの再現性は一部不完全であるものの、水平風に対する地形効果による上昇流の発生、上昇流にともなう断熱凝結による雲粒生成、雪粒子の雲粒捕捉成長と雪崩地点の降雪量への寄与という一連の物理過程については、本質を捉えていると考える。

標高の高い観測点における降水量が26日夜に一時的に減少していた点と(図2a, 2b, 2h, 3aの矢印)、これと同期して風速が極小を示すとともに風向が南寄りから北寄りに変化した点に着目すると(図5)、この時間帯を境に、2つの異なる降水システムが前後して那須岳に降雪をもたらしたと推定できる(図2a, 2b, 2h, 3aのA, B)。数値実験から得られた上空の雲・降水粒子の時間変化を見ると、これらに対応した降水システムがみとめられる(図6のA, B)。降水システムAは、雲頂が低いものの、総水混合比は高度2km以下のごく下層で大きな値を示している。降水システムAの通過後、降水システムBが差し掛かるまでの時間帯(26日18-24時)は、降雪量は少なく、雲粒の寄与の比較的小さい時間帯を含んでいる。降水システムBはAよりも雲頂高度が高く、27日朝にかけて、総水混合比がより大きな値を示すとともに、多量の降雪をもたらしている。このことは、南岸低気圧の通過に伴うシステムチックな状況変化の中で起きた降雪イベントで、弱層形成につながる降雪量および粒子特性の劇的な変化が、およそ半日程度の短い間に起きたことを表している。この点は、雪崩リスク評価・予測の観点から注目すべき重要な知見である。

ここまでは、降雪の粒子特性の変化と弱層との関係について、気象学的観点から考察を加えてきた。次に、数値気象モデルから得られた降雪粒子特性の時間的遷移の特徴が、積雪密度等の積雪パラメータにどの程度影響を与え得るのかについて考察する。本来、積雪内部で起きる熱や水蒸気の伝搬・相変化・力学的変性等全ての物理過程を考慮すべきだが、簡単のため、圧密過程のみを考慮した簡易な計算を行う。今注目している26日から27日にかけての降雪イベントの間、積雪層の温度は融解が起きない十分低い温度に保たれていたと推定できるため、1日程度の短時間に限っては許容可能な近似解が得られると考える。福田ほか(2000)に従い、積雪密度 ρ に次の式を適用した。

$$\rho = \left[\frac{n}{C} \cos^2 \theta \int_{t_1}^t W dt + \rho_{init}^n \right]^{\frac{1}{n}} \quad (1)$$

ここで、 $C = 0.392 \text{ Pa s}$ 、 $n = 4.0$ 、 W は積雪内部の層に対する上載荷重である。傾斜角は $\theta = 30^\circ$ とした。新雪初期密度 ρ_{init} は、1 km-NHM から出力された降雪量に対する温度別昇華成長量・雲粒捕捉生長量・霰粒子質量の各寄与率 $r_{sdep-0}, r_{sdep-4}, r_{sdep-10}, r_{sdep-20}, r_{sdep-36}, r_{accr}, r_g$ と各成分の密度 $\rho_{sdep-0}, \rho_{sdep-4}, \rho_{sdep-10}, \rho_{sdep-20}, \rho_{sdep-36}, \rho_{accr}, \rho_g$ 、及び、地上風速 WS を用いて、次のように定式化した。

$$\rho_{init} = r_{sdep-0} \rho_{sdep-0} + r_{sdep-4} \rho_{sdep-4} + r_{sdep-10} \rho_{sdep-10} + r_{sdep-20} \rho_{sdep-20} + r_{sdep-36} \rho_{sdep-36} + r_{accr} \rho_{accr} + r_g \rho_g + 13.0 \times WS \quad (2)$$

各成分の密度は次のように与えた。

$$\rho_{sdep-0} = \rho_{sdep-4} = \rho_{sdep-10} = \rho_{sdep-20} = \rho_{sdep-36} = 70 \text{ kg m}^{-3}, \quad (3)$$

$$\rho_{accr} = 100 \text{ kg m}^{-3}, \quad (4)$$

$$\rho_g = 120 \text{ kg m}^{-3}. \quad (5)$$

いくつかの先行研究で、粒子タイプ別に新雪密度の推定式が提案されているが(梶川ほか, 2004, 2005), 数値気象モデルが表現する粒子特性に対応づけるには, さらに多様な粒子タイプに関する推定式が必要である。

図7は, 式(1)から求めた雪崩地点における積雪密度プロファイルである。雲粒付きの少ない粒子が降っていた27日00時(図4a)には, 雪面の新雪密度は約 80 kg m^{-3} と小さな値を示し(図7a), その後, 雲粒の寄与が大きい粒子が降っていた27日03時(図4a)には, 雪面近くで約 120 kg m^{-3} (図7b), 弱層にあたる層は約 80 kg m^{-3} のままだった。この層は, 雪崩発生推定時刻(08:30頃)に近い27日09時の時点で, 依然, 上下の層より小さい密度を保っていた(図7dの矢印)。現地調査が行われた翌日28日(15時)になると, 上下の層に対するコントラストは弱くなっていた。弱層形成に関する厳密な議論には, 積雪内部の物理過程を網羅した積雪モデルの適用が必要だが, この結果は, 数値気象モデルの出力する粒子情報が, 積雪内部の弱層形成ポテンシャルをある程度表現し得ることを示している。

6 結論

温度別昇華成長量および雲粒捕捉成長量を新たな予報変数として組み込んだ新しい数値気象モデルを用いて, 2017年3月27日に那須町で発生した雪崩災害時の気象再現実験を行った。雲・降水に関わる素過程や温度・湿度条件が粒子密度や晶癖の形成に強く関与していることから, 新しいモデルを用いることで, 降雪粒子の物理特性を従来よりも遥かに精緻な形で診断できる。

数値実験結果をもとに雪崩災害前後の降雪粒子特性を調べたところ, 今回の雪崩災害の背景的要因となった弱層形成には, 26日夜から27日朝にかけて, 南岸低気圧の通過に伴う気象場の変化に応じて現れた二つの降水システムによる降雪とその合間の時間帯の降雪の特徴の違いが影響していた。26日夜に現れた降水システムは, 極端に多量の降雪をもたらすことは無かったが, 地形性上昇流による雲粒生成を通して, 雲粒の寄与の大きい降雪をもたらした。その後, 総観規模の気象場の推移に伴い風が弱まるとともに雲粒生成も弱まり, 雲粒の寄与の小さい降雪が26日深夜にかけてもたらされた。この前後で風向が南寄りから北寄りに変化し, 27日未明から, 風の強まりとともに雲粒の寄与の大きな多量の降雪がもたらされた。圧密過程のみ考慮した簡易な計算を行い, 積雪密度プロファイルを求めたところ, 雲粒の寄与の大小に応じて積雪密度の小さい弱層に対応する層がみとめられた。このように, 気象場および降雪粒子特性の劇的な変化が半日程度の短い間に起き, それが弱層形成に関与し得ることは, 雪崩リスク評価・予測に取り組む上で注目すべき重要な知見である。

本研究課題において, 雲物理学的モデリングと気象観測・積雪観測を組み合わせた分野横断的アプローチにより, 降雪にともなう弱層形成メカニズムの具体的な姿に迫ることができた点は, 上記知見とともに大きな成果であり, 気象・雪氷分野の連携研究による新たな展開の可能性を表している。

謝辞

本研究の一部は JSPS 科研費 16K01340, 16K05557, 17K18453 の助成を受けたものです。湯元, 中塩原, 芦野, 大丸, 板室, 清滝, 中宮祠の気象観測データは, 栃木県より提供していただきました。

引用文献

- 梶川正弘, 後藤博, 金谷晃誠, 菊地勝弘, 2004: 新積雪密度と降雪粒子の諸特性の関係. 雪氷, **66**, 561-565.
- 梶川正弘, 後藤博, 猿渡琢, 金谷晃誠, 橋本正秀, 菊地勝弘, 2005: 新積雪密度と降雪粒子の諸特性の関係. 雪氷, **67**, 213-219.
- 中村一樹, 佐藤友徳, 秋田谷英次, 2013: 降雪系弱層形成時の気象の特徴. 北海道の雪氷, **32**, 14-17.
- 福田 正己, 前野紀一, 遠藤八十一, 秋田谷英次, 小林俊一, 竹内政夫, 2000: 雪崩と吹雪(基礎雪氷学講座 第三巻). 古今書院, pp236.