

乗鞍岳東斜面における局地風系に及ぼす積雪の影響

上原元樹^{*1}・西村基志^{*2}・佐々木明彦^{*3}・鈴木啓助^{*4}

要 旨

山岳地域においては、斜面風や山谷風と呼ばれる熱的成因の局地循環が発生し、山岳の大気環境形成に重要な働きをもつことが知られている。しかしながら、日本における山岳地域の気象観測は不足しており、山岳における風系の実態は十分に明らかとなっていない。さらに、日本の脊梁山脈は世界的にも稀な多雪地域であり、積雪は山岳環境の重要な要素のひとつとなっている。そこで、北アルプス南部の乗鞍岳東斜面において通年の気象観測と積雪深観測を行い、卓越する局地風系とそれに及ぼす積雪の影響を検討した。風向・風速観測の結果、次の2種類の日変化が認められた。1) 日中は斜面上昇風が吹き夜間は斜面下降風が吹く日変化(夏型風系)と、2) 日出後から昼前ごろまで斜面上昇風が吹き、その後は日中にもかかわらず斜面下降風が吹く日変化(春型風系)である。主に、冬季から春季は春型風系が卓越し、夏季から秋季は夏型風系が卓越する。春型風系から夏型風系への移行は数日のうちに急激に引き起こされ、そのタイミングは谷の上流側地点の消雪時期に対応していた。雪面上に相対的に暖かい大気が存在する場合、下向き顕熱輸送により斜面下降風が駆動される。気温と雪面温度との温度差が大きくなる昼過ぎに谷の上流部で発達した斜面下降風が、支配的に働く風系を形成すると考えられる。さらに、この斜面下降風は東斜面においては一般風(主に西風)の谷内への侵入を補助するような働きをもつ可能性を示唆する結果も得られた。

1. はじめに

山岳気象において議論を複雑にし、かつ、重大な影響を及ぼす現象の一つが起伏地形上における熱的循環流(斜面風、山谷風など)である。山岳のような地形の影響を強く受けた風系は、力学的に強制されて起こる風系と、熱的に発生する循環に分類される(木村1992)。そのうち、地表面および地表面付近の大気の放射加熱や放射冷却によって駆動される熱的駆動風は日周期の風系を形成し、山岳地域の熱や水蒸気輸送にお

いて重要な役割を果たしている。例えば日中の斜面上昇風は低標高から山頂側へと湿潤空気を輸送し(木村1994)、さらに斜面上昇風同士の山頂付近での収束効果も加わることで厚い対流雲を形成し、それにより山岳地域の日射量の変化や降水がもたらされる(Houze Jr. 2012)。夜間に発達する斜面下降風(冷気流、重力風)においても、その基礎的な構造や理論(森ほか1999)、冷気の吹き出しに伴う気温変化(鈴木ほか1985)、及び山麓での下層風との収束による対流雲の形成(Houze Jr. 2012)など、様々な観点から多くの研究がなされてきた。このように、山岳風系を明らかにすることは、温度や水蒸気を含む山岳大気環境とその形成メカニズムを理解することにもつながる重要な課題である。

日本アルプスを中心とする中部山岳地域における気象研究の多くは、気象庁による気象観測データの解析結果(大橋・川村 2006など)、短期的な集中観測(例

*1 (連絡責任著者) 信州大学大学院総合理工学研究所。
genki06u@gmail.com

*2 信州大学大学院総合工学系研究所。

*3 国士舘大学文学部地理学教室。

*4 信州大学理学部。

—2019年6月6日受領—

—2020年3月13日受理—

えば, Sano and Tsuboki 2006), 及び気象モデルを用いた数値実験による研究 (例えば, Sato and Kimura 2005) などである. しかしながら, 気温・湿度・風向・風速・降水量まで含めた気象庁の気象観測地点で最も標高が高い場所は標高1350mの野辺山であり, それより高い標高では地上観測データの蓄積がないのが現状である (鈴木 2013; 鈴木・佐々木 2019). また, 個々の大気現象の理解から気候の将来予測まで, 多くの気象学的研究において, 気象モデルを用いた数値実験も広く行われているが, これら数値実験の結果を検証するためには, 様々な標高帯の地上観測点における複合的な観測データが不可欠である. しかしながら, 日本におけるそれらのデータは決定的に不足している (上野ほか 2013). そのため, 標高3000m級の山々が連なる日本アルプスにおける風系は, その実態すら十分に明らかとなっておらず, 特に, 継続的な実測に基づく観測的研究は不足していると言わざるを得ない.

標高の高い山岳地域においては, 一般的に, 気温が低く風が強い傾向にあり, さらに植生や積雪のような陸面環境も低地のそれとは大きく異なっている. 本研究は, その中でも山岳斜面上の積雪と局地風系についての関係に焦点を当てる. 日本アルプスを含む日本の脊梁山脈は日本特有の気象条件と地理的特性があいまって, 世界的にも稀なほどの大量の雪が堆積される (鈴木 2018). この積雪は春季や夏季に至るまで, 場合によっては越年で地表を覆っている. 雪や氷によって覆われた斜面上では “glacier wind” や “snow breeze” (例えば, Whiteman 2000; Mott *et al.* 2015) とも呼ばれる特有の熱的駆動風が形成されることが知られている. 雪温は融点である 0°C 以下であるため, 雪面上の気温が 0°C より高い場合には下向きの顕熱輸送により, 雪面付近の大気は冷却される. 斜面から離れた同高度の大気と比較すると, 斜面付近の大気の方が冷温となる (密度が高くなる) ため, 斜面付近では斜面下降風が駆動される. このようにして生じる斜面下降風は気温が上昇する暖かな晴天日の午後によく発達しやすい (Whiteman 2000). しかし, 同様の気象条件下でも, 山岳斜面が非雪面である場合は, 一般的には斜面上昇風が発達するため, 山岳斜面が積雪に覆われているか否かによって正反対の風が駆動されると言える. 現実的な山岳斜面では雪面と非雪面が共存しているため, それぞれ異なる斜面風が同時に駆動される環境となっている. Ayala *et al.* (2015) は氷河上の気温の推定において, 気温推定の際に一般的に用いられる断

熱減率に加え, 雪面上を空気塊が流下する際の冷却量と斜面上昇風等による氷河外部からの熱移流を考慮し, 山岳氷河上の気温分布を簡潔に精度よく再現している. さらに, こうした斜面風が吹くことによって非雪面から雪面への熱輸送が行われ, 融雪が促進されることも指摘されている (Mott *et al.* 2015). このように, 積雪の存在が山岳風系の形成に重要な影響力をもつことを考慮すると, 日本アルプスの局地風系は, 積雪による影響を大きく受けていることが考えられる. さらに, この風系は空気塊や熱の輸送を介して, 気温分布の変化や融雪の進行といった山岳環境の形成に関わっていることも十分に考えられる. しかしながら, こういった環境において実際にどのような風系が形成されているのかについては, 先述したように, 観測の不足等の理由により明らかになっていない. そこで, 本研究では, 北アルプスに位置する乗鞍岳の東斜面上において複数年に及ぶ通年気象観測を行い, 卓越する局地風系および卓越風系の季節変化を明らかにする. そして, その風系形成に及ぼす積雪の影響について議論することで, 山岳風系形成についての知見をさらに深めることを目的とする.

2. 方法

2.1 観測地点

本研究は北アルプスの南端部に位置する乗鞍岳の東斜面を対象とした (第1図). 乗鞍岳は剣ヶ峰 (標高3026m) を主峰とする火山群の総称である. 本研究では, 風向・風速観測を信州大学乗鞍ステーション (以下, 乗鞍 st.) (36°7'96"N, 137°37'47"E, 標高1450m) において行った. 乗鞍 st. は乗鞍岳東斜面上の谷の内部に位置しており, 周囲には東西方向の斜面が広がっている. 乗鞍 st. の西側は谷の上流側に当たり, 富士見岳 (2918m) に至る斜面となっている. 東側は谷の下流側に当たり, 谷の出口となる梓湖までなだらかな斜面が続いている. 北側と南側には谷の側壁斜面を構成する標高約2000mの尾根が伸び, 乗鞍 st. はそのうちの北側斜面の麓近くに位置する. 乗鞍岳の森林限界は標高約2500mであり, それ以下の標高帯ではダケカンバのような落葉樹が優占する森林帯となっている. また, 積雪深観測は乗鞍 st. より上流側に当たる, 位ヶ原 (36°7'9"N, 137°34'9"E, 標高2360m), 冷泉 (36°7'13"N, 137°34'30"E, 標高2220m), 三本滝 (36°7'50"N, 137°35'49"E, 標高1810m), 休暇村 (36°6'48"N, 137°36'51"E, 標高1590m) の4地点で行った.

2.2 観測方法

乗鞍 st. で用いられた風向・風速計 (Model 05103 Wind Monitor, Young, USA) は施設の屋上 (地上から13.5m) に設置した。周囲の樹冠よりも高い場所に設置されており、観測高度での風の障壁となるようなものではなく、10分間ごとに観測を行った。位ヶ原, 冷泉, 三本滝, 休暇村では、レーザー式積雪深計 (KADEC2I-SNOW, ノースワン株式会社) を用いて、

1時間間隔の連続観測を行った。位ヶ原, 冷泉, 三本滝は雪に埋まらない高さの樹木に設置し、休暇村は人工的な気象観測塔に設置した。2013年8月から2018年7月までの5年間を解析対象期間とした。ただし、機材の不調などによって、時折観測に欠測が生じる場合があり、その期間は解析対象からは外した。乗鞍 st. では2014年10月22日から2015年1月8日まで、位ヶ原では2017-18年積雪期、及び三本滝では2017-18年積雪期にそれぞれまとまった欠測が生じており、これら以外では概ね正常な連続観測を行うことができた。

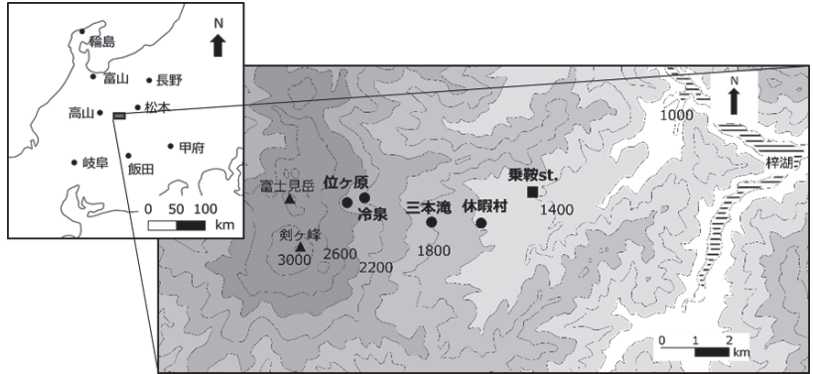
2.3 風向・風速のデータ処理

観測された風向・風速は2成分の風ベクトルとして解析を行った。風ベクトルは東西風(西風の場合为正)と南北風(南風の場合为正)として定義した。乗鞍 st. では東西方向で卓越風向が現れる(第2図)。この結果は乗鞍 st. が東西方向の谷の中に位置することを考えると妥当である。そこで、乗鞍岳東斜面の風系の解析には東西風を用いて行う。乗鞍 st. 周辺の地形上では、斜面下降風は西風(正の東西風)、また、斜面上昇風は東風(負の東西風)に該当する。

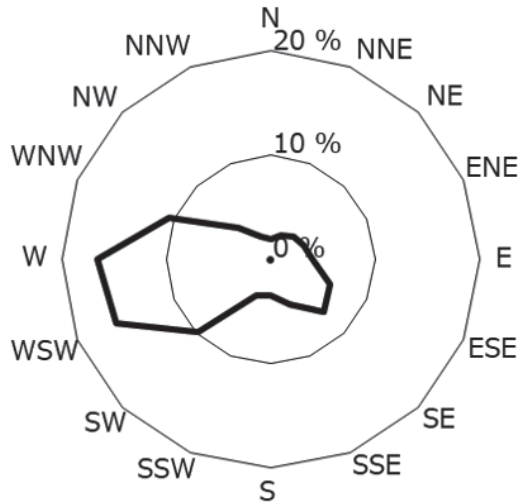
3. 乗鞍 st. における2種類の風系

3.1 東西風の日変化

第3図は各月、各時刻の東西風速の中央値を示したものである。第3図aと第3図bから分かるように、乗鞍 st. では大きく分けて2種類の風の日変化が卓越する。ひとつは夏季から秋季にかけて卓越する日変化で、夜間の西風と日中の東風によって特徴づけられる(第3図a)。本論文では、この風系を主な卓越時期か



第1図 観測地点およびその周辺地形。■が風向・風速観測地点(乗鞍 st.)、●が積雪深の観測地点を表す。図中の数字、等高線(100mごと)、色の濃淡(標高200mごと)により標高を表す。



第2図 乗鞍 st. における全風速帯での風配図(2013年8月-2018年7月)。欠測時間による偏りを防ぐため、各月各時刻での風向出現頻度を集計し、その24時間×12カ月の平均をとることで風配図を作成した。

ら夏型風系と呼称する。他方は冬季から春季にかけて卓越する日変化である。夜間は西風、日中の午前は東風、日中の午後は西風に遷移するという、1日の中で3段階の遷移を示す風系である(第3図b)。この風系は春季に明瞭であることから、本論文では春型風系と呼称する。

夏型風系は夜間に西風が吹き、日中を通して東風が吹く風系である。6月から10月に出現した風は、夜間は西風、日中は東風が卓越するという夏型風系の特徴

を示す(第4図)。また、東西風速の絶対値が 1 m s^{-1} 未満の比較的弱い西風または東風で推移することも特徴のひとつである。このような日中・夜間での風向の日変化は、日射による加熱に伴う斜面上昇風、及び夜間の放射冷却に伴う斜面下降風を反映した日変化であると考えられる。昼過ぎから夕方にかけて、やや東風の頻度が下がる傾向があるが、これはその時間までの上昇気流によって生成された雲が日射を遮り、斜面上昇風である東風の発達を抑制するように働いた結果であると考えられる。このような午後に東風の頻度がやや下がる傾向はあるものの、過半数の日は日没まで東風が継続しており、この時期においては夏型風系が卓越していると言える。

春型風系は、夏型風系に比べて複雑な日変化をし、大きく3つの発達段階に分けることができる。夜間は西風が吹き、朝から昼前ごろにかけては東風が吹き、昼前から昼過ぎ頃に西風に転じる。ここで吹く日中の西風は夜間に吹く西風よりも強い傾向があり、夜間の西風は風速 1 m s^{-1} 未満程度であるのに対して、日中の午後になってから吹く西風は、風速 1 m s^{-1} 以上であることが多い(第4図)。このことから日中に出現す

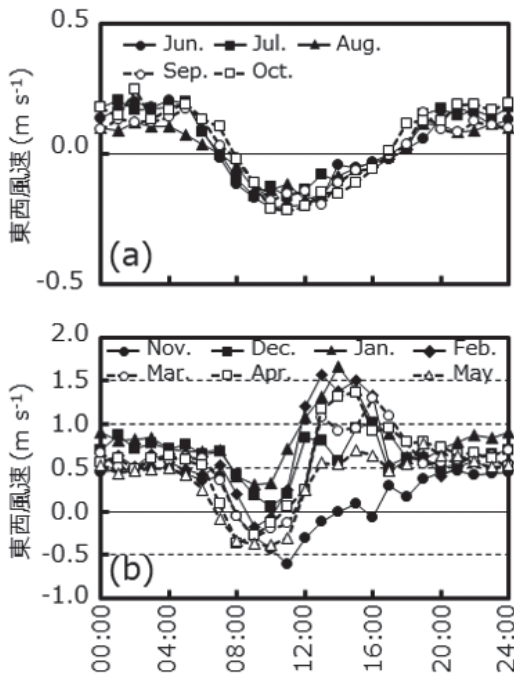
る西風と夜間に出現する西風は異なるものであると考えられる。3段階の風系遷移(夜間は斜面下降風、日中の午前は斜面上昇風、日中の午後は斜面下降風)があり、日中に発生する斜面下降風という点から、この春型風系は一般的な山岳風系とは異なる特異的な風系であると言える。この春型風系は11月から次第に卓越し始め、5月まではこの風系が卓越する傾向がある(第3図、第4図)。特に、3月から5月の春季に最も顕著に現れている。12月から2月に日変化の振幅が小さいのは一般風が強く、また、日射量が小さいため、水平温度勾配が小さく、熱的駆動風が発生しにくいためであると考えられる。

3.2 春型風系から夏型風系への移行時期

春型風系の場合、日中の午後は比較的強い西風が吹き、夏型風系の場合は比較的弱い東風が吹くことは既に示した通りである。そこで、各日の南中から日没までの平均東西風速を用いて、卓越風系の変化を評価する。各日の日出、南中、日没の時刻は国立天文台のホームページ(<https://eco.mtk.nao.ac.jp/cgi-bin/koyomi/koyomix.cgi>, 2018.9.1閲覧)より、 $36^{\circ}7'00''\text{N}$, $137^{\circ}35'00''\text{E}$ におけるそれぞれの時刻を用いた。

各日の南中から日没にかけての平均東西風速は明瞭な季節変化を示し、東西風速が 0 から 3 m s^{-1} の西風が主に占める時期(おおよそ11月から5月)と、東西風速が 1 m s^{-1} 未満の弱い風が集中的に記録される時期(おおよそ6月から10月)とに二分される(第5図)。春型風系の場合、この時間帯には比較的強い西風が吹くため、西風が主に現れている期間は春型風系の卓越期としてみなすことができる。一方、夏型風系の場合、風速は全体的に小さく、この時間帯でも東風が卓越する。平均東西風速が 0 m s^{-1} 付近に集中している期間は夏型風系の卓越期とみなすことができる。このように南中から日没までの平均東西風速の推移から春型風系と夏型風系の卓越期を捉えることができる。ただし、ばらつきのある大きな西風を多く記録しながらも、 0 m s^{-1} 付近に収束するような、卓越風系の移行期とでも言うべき期間が存在しており、本論文においてもそれぞれの風系の卓越期を完全に区別はしていない。また、夏型風系の卓越期においても、平均東西風速が 1 m s^{-1} を超えるような日も出現する。これは、一般風が強いなどの気象条件によって熱的駆動風が成立しにくかった日であると考えられる。

各日の南中から日没までの間の平均東西風速の推移を利用し、春型風系の卓越期から夏型風系の卓越期へ



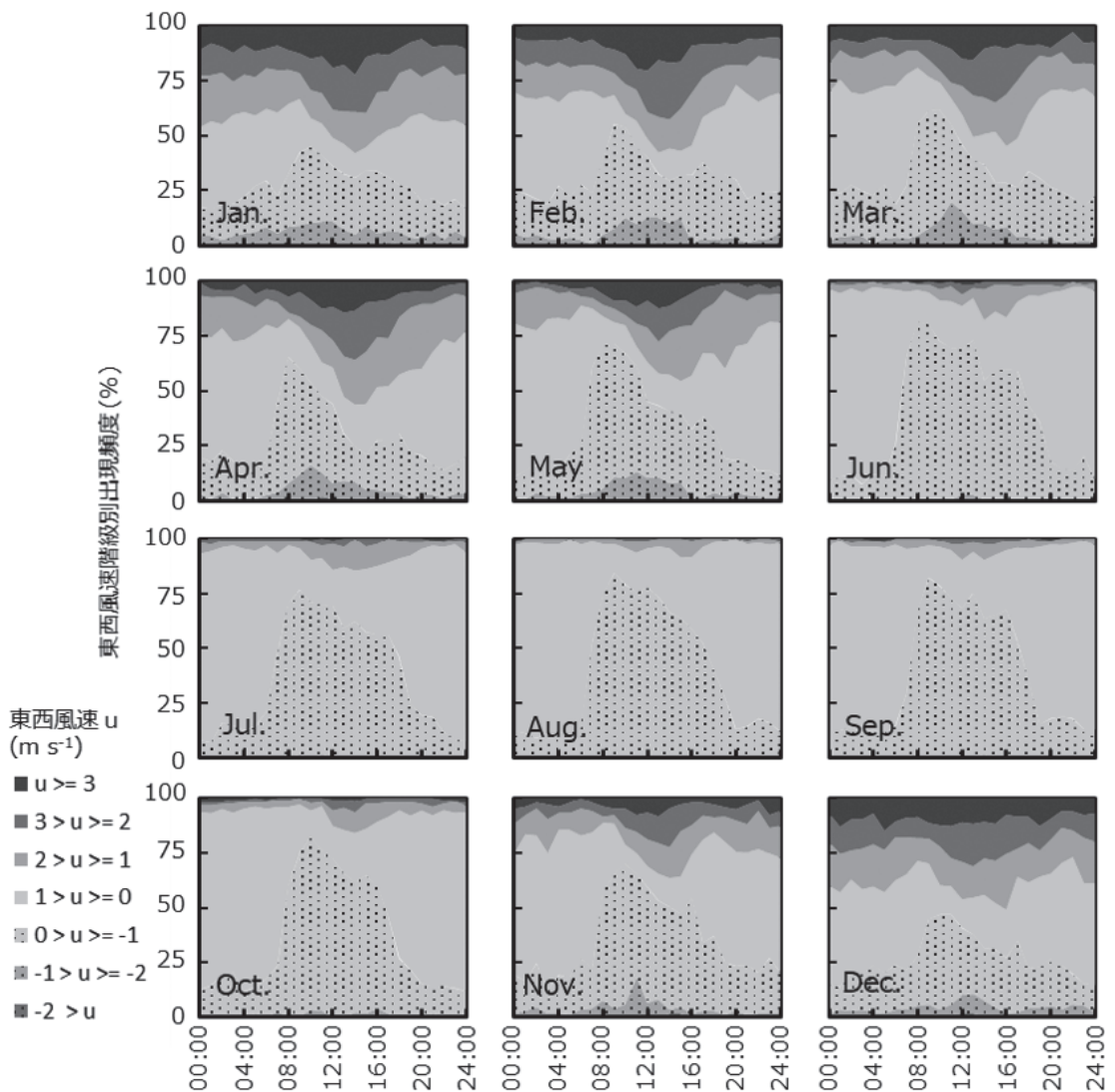
第3図 乗鞍st.における各月、各時刻の東西風速中央値(2013年8月-2018年7月)。a) 6-10月、b) 11-5月。

の移行時期についてさらに詳しく検討する。例年、春分から60日目ごろ、つまり5月中旬ごろから、南中から日没の平均東西風速で 1 m s^{-1} を超えるような日は極端に減少し、夏型風系への移行期に入る(第6図)。そして、春分から70日目ごろ、つまり5月下旬ごろには比較的大きな平均東西風速を示す日は顕著に現れにくくなり、夏型風系の卓越期へと完全に移行するとみられる。しかしながら、このような春型風系から夏型風系への移行時期は毎年同様であるとは限らない。2016年の春型風系から夏型風系への卓越期の移行は他の年よりも極端に早かった。2016年は春分から50日目

ごろ、つまり5月上旬ごろに卓越風系が移行しており、他の年より半月程度早かった。つまり、乗鞍 st. において観測された風系の季節変化は、日照時間等に由来する単純な季節変化ではなく、年々変動する他の要因によってもたらされる変化であると考えられる。

3.3 春型風系の発生機構の考察

夏季のヒマラヤの Rongbuk Valley においても、朝から昼前にかけての谷を上昇する弱い風と昼過ぎから夜のはじめ頃にかけての谷を下降する強い風が特徴的な局地風系が知られている。この局地風系の発生機構において重要な働きをしていると考えられているのが



第4図 乗鞍 st. における各月、各時刻の東西風速の階級別出現頻度。

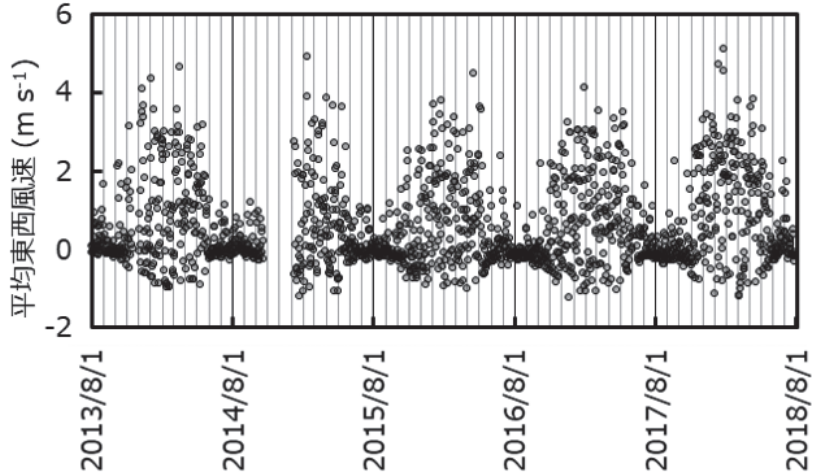
山岳氷河の存在である (Zou *et al.* 2008 ; Ma *et al.* 2013). 日の出後からは氷河自身の雪氷面温度の上昇に加え, 氷河末端より低い標高帯 (非雪面) の顕著な昇温により地表付近の大気が暖められ斜面上昇風が支配的となる. その後, 気温が 0°C を超えて上昇し続ける一方で, 雪氷面温度は 0°C 以上とはならないため, 雪氷面は大気に対する冷却源に転じ, 氷河上では下降風が発達する. 気温と雪氷面との温度差は気温が最高となる昼過ぎに下降風をもたらす駆動力も大きくなるため, 上昇風の吹き上がりを抑制し, 氷河から吹き降りる下降風が支配的な風系となると考えられる (Zou *et al.* 2008 ; Ma *et al.* 2013).

本研究における春型風系が卓越する3月から5月は乗鞍岳の融雪期にあたり, 低標高から融雪が進行する季節である (詳細は4章で後述). つまり, この時期の乗鞍岳は低標高を中心に非雪面, 高標高を中心に雪面が山体に広がる環境となっており, Rongbuk Vally と同様の風系形成プロセスが働いた可能性が考えられる.

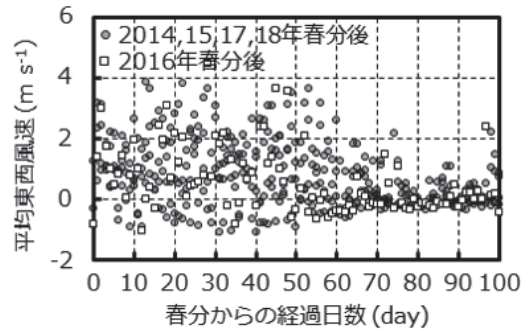
4. 乗鞍岳東斜面の積雪状況

山岳の積雪は標高や地形, 周囲の植生などによって左右されるが, 中でも標高は山岳全体の積雪環境において重要な決定要素である. 乗鞍岳東斜面の観測からも標高が高いほど積雪が多く, 積雪期間が長いという関係が明瞭である (第7図). 本研究の対象5年間での積雪は2015-16年冬季を除いて安定している. ここでは2015-16年冬季を除いた結果を通常年の積雪状況として扱い, 2015-16年冬季は少雪年として扱う. なお, 2017-18年冬季の位ヶ原と三本滝では欠測が生じていたが, 冷泉などの他の地点の傾向からこの年も通常年と同程度の積雪がもたらされたと予測される.

通常年では, 最も標高の高い位ヶ原 (2360m) では10月下旬ごろに積雪が記録され, 積雪と消雪を繰り返しながら11月中旬前後に根雪となる. 最大積雪深は350cm以上に達し, 3月中旬ごろに記録される. このような豊富な積雪に加え, 気温が低いため融雪は遅



第5図 乗鞍 st. における各日の南中一日没平均東西風速の推移.



第6図 各年の春分からの経過日数に応じた乗鞍 st. の南中一日没平均東西風速推移. うるう年の影響を受けないようにするため春分を基準日 (0日) として設定した. 春型風系から夏型風系の移行が極端に早かった2016年を□で表している.

く, 消雪するのは7月上旬である. 一方, 最も標高の低い観測地点である休暇村 (1590m) で積雪が観測され始めるのは11月下旬ごろであり, 根雪となるのも11月下旬から12月上旬である. 最大積雪深は通常年で160cm程度であり, 2月中旬に記録され (Nishimura *et al.* 2018), より高い標高の地点に比べて最大積雪深となる時期が早い. 融雪も早く, 位ヶ原よりも2カ月以上早い4月下旬ごろに消雪する. このように, より標高が低い地点ほど積雪の開始が遅く, 最大積雪深となる時期は早く, その積雪深は小さい. 特に, 春季の消雪時期の違いは明瞭であり, 観測地点の中では, 休暇村 (1590m) は4月下旬, 三本滝 (1810m) は5月中旬, 冷泉 (2220m) は5月下旬, 位ヶ原 (2360m) は

7月下旬ごろ、といったように標高の低い地点から順に積雪から解放される。今回風の観測を行った乗鞍st.では積雪深の観測は行っていないが、標高は上記4地点より低く、極端に吹き溜まりがしやすい地形とも言えないため、休暇村よりも早い、またはそれに近い時期に消雪すると考えられる。

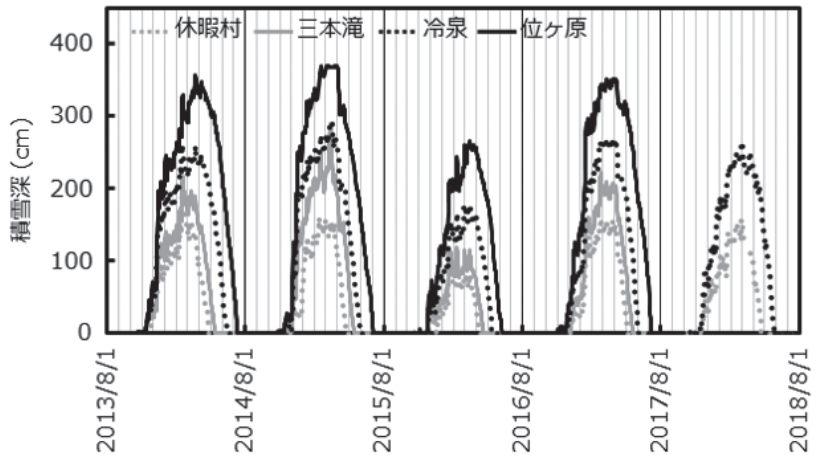
2016年の消雪は全ての地点で極端に早く、消雪日は通常年より半月ほど早く記録されていた。Nishimura *et al.*(2018) は2011-12年から2016-17年の積雪期において休暇村で積雪の融解特性を詳細に解析しており、これによると、短波・長波収支、顕熱・潜熱輸送といった雪面熱収支の内訳に年ごとの大きな差異はなく、いずれにおいても短波放射量が本地点の融雪に重要であるとしている。2015-16年も例外ではなく、この年の融雪期の日射量などが特異的とは考えにくい。そして、第7図からも明瞭なように、この年の最大積雪深が通常年の5割から7割程度にとどまっている。これらのことから、2016年の消雪が早かったのは、融雪期の気候条件が特異的であったためではなく、2015-16年涵養期の積雪が少なかったことが原因であると考えられる。

5. 融雪の進行に対する卓越風系の変化

積雪観測を行った各地点の消雪日を基準にして、3.2節と同様の方法で春型風系から夏型風系への季節変化を考察する。各地点の消雪は休暇村、三本滝、冷泉、位ヶ原へと順に進行し、卓越風系の季節変化は消雪からの経過日数に対応して起きている(第8図)。そして、ここで重要なのが2016年についても他の年と

同様のタイミングで変化していることである。本研究の対象期間5年間において、例年卓越風系の変化は5月下旬ごろであるのに対し、2016年はそれよりも約半月早く卓越風系の変化が起っていた(第6図)。しかしながら、2016年も各地点の消雪日を基準にした場合は、他の4年分の平均東西風速の推移に準ずる。このことから、卓越風系の季節変化が、乗鞍岳東斜面上の積雪に関連したものであることと整合すると同時に、春型風系の発生に対して、積雪の存在が重要な働きをしていることが示唆される。

積雪観測地点のうち最も融雪が早い休暇村の消雪から約30日後になると、乗鞍st.で 1 m s^{-1} 以上の西風を示す日は急激に減少し、卓越風系の変化が起こる(第8図a)。標高から推測すると、休暇村が消雪する時期には、既に乗鞍st.でも消雪していると考えられる。しかしながら、乗鞍st.では春型風系が消雪後も卓越し続けているため、春型風系の発達の有無を左右するのはその場、あるいはその近辺の積雪ではなく、斜面のより上部の積雪であると考えられる。休暇村よりさらに上流側にある三本滝の場合、その消雪の約10日後



第7図 休暇村、三本滝、冷泉、位ヶ原における積雪深の推移。2017/2018年の位ヶ原、三本滝は機材の都合により欠測。

第1表 2014年-2018年における各年の消雪日。平均消雪日は、2016年のみ特異的に早いため、2016年を除いて算出した。

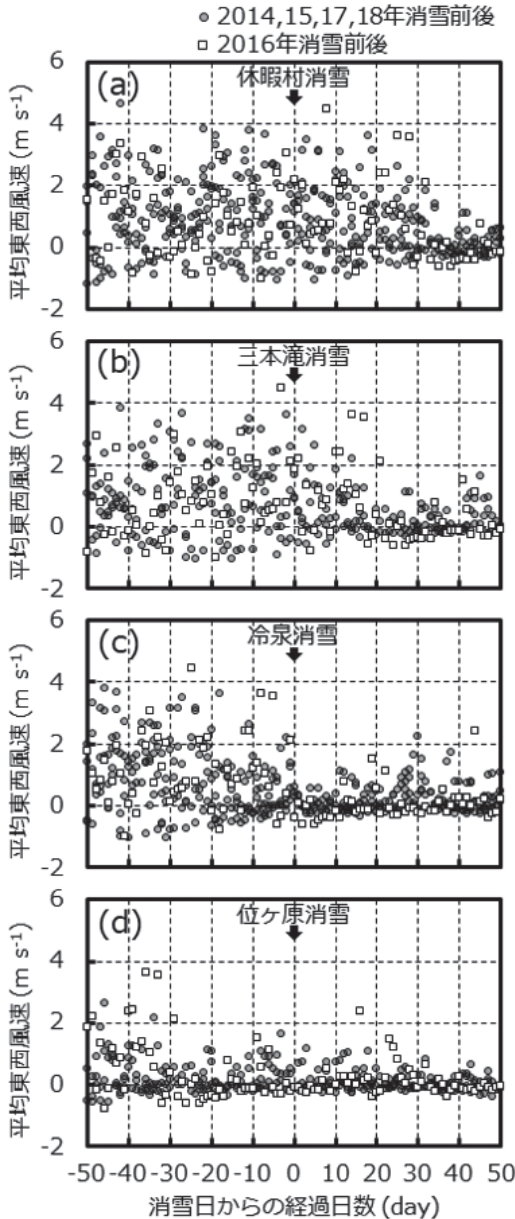
地点名	標高 (m)	2014年	2015年	2016年	2017年	2018年	平均 (2016年は除く)
休暇村	1590	4/27	4/25	4/9	5/5	4/23	4/29
三本滝	1820	5/14	5/15	4/20	5/19	欠測	5/16
冷泉	2220	6/15	5/31	5/12	6/4	5/28	6/4
位ヶ原	2360	7/10	7/5	6/9	7/6	欠測	7/5

から 1 m s^{-1} 以上の西風の日は減少し、約20日後に 0 m s^{-1} 付近の平均東西風速に集中するようになり、卓越風系が変化する (第8図 b)。このことから、三本

滝よりもさらに上流側の積雪が、春型風系の形成に寄与していると考えられる。このように融雪が進行し、山岳斜面下の雪面が減少しても上流部で積雪が存在することで春型風系の発生は維持される。乗鞍 st. で春型風系が卓越するために必要な積雪の限界点となっていると考えられるのが冷泉である。冷泉の消雪に対してはその約10日前から 1 m s^{-1} 以上の西風成分を示す日が減少しはじめる。そして、冷泉の消雪後から比較的大きな平均東西風速を示す日は極端に減少し、 0 m s^{-1} 付近の平均東西風速に集中することから、夏型風系の卓越期に完全に移行したと判断される (第8図 c)。言い方を変えれば、冷泉の積雪が残存している間は春型風系が卓越することを示しており、乗鞍 st. で春型風系が発達するためには山頂部から冷泉にまで広がる積雪が必要であると考えられる。これよりも斜面上の積雪が縮小することで、少なくとも乗鞍 st. では春型風系は急激に発達しにくくなるとみられる。その証拠に、より消雪の遅い位ヶ原の消雪前後での卓越風系の変化は認められない (第8図 d)。卓越風系の変化は位ヶ原の消雪約30日前に完了しており、これ以降の日に斜面上に残っている積雪量では乗鞍 st. で春型風系をもたらすには不十分であると考えられる。

冷泉で消雪する直前の春型風系を考えた場合、冷気を生成する末端部が冷泉の標高帯の積雪となる。冷泉と乗鞍 st. は標高差770m、水平距離では4.9km 離れている。冷泉以上の雪面上で生成された冷気は少なくともこれだけの距離を吹走し、谷の下流側の風系を支配していると考えられる。発達した雪面上の斜面下降風がその雪面地帯よりも下にまで流下することはよく知られており (Whiteman 2000)、先述の Rongbuk Valley の局地風系においても氷河上で発達した強い斜面下降風が氷河末端よりも下流の裸地斜面にまで流下している様子が観測値と数値モデルの両方から示されている (Zou *et al.* 2008; Ma *et al.* 2012)。 0°C より高温にならない雪面上では大気との温度差が大きくなりやすく、日中の非雪面上で発生する斜面上昇風よりも強い風として発達しやすい (Mott *et al.* 2015)。さらに、この斜面下降風は周囲の大気よりも温度の低い冷気塊であるため、暖気の下に潜り込むように進行し、大気下層の地上風系として現れやすいと考えられる。そのため、乗鞍 st. やその周辺で積雪が消失しても谷の上流側に積雪が存在することで春型風系が出現すると考えられる。

雪面上で発達する斜面下降風の風速は気温や吹走距



第8図 各地点の消雪日からの経過日数に応じた乗鞍 st. における各日の南中一日没平均東西風速推移。第6図と同様に2016年を□で表している。各図で基準としている日(0日)はa) 休暇村, b) 三本滝, c) 冷泉, d) 位ヶ原の消雪日である。横軸が負の場合は消雪前を表し、正の場合は消雪後であることを表す。

離に依存する (Whiteman 2000). 自由大気の気温が高いほど, 雪面および雪面付近の大気層との温度差は大きくなり, より強い斜面下降風を生み出す駆動力となる. また, 斜面下降風の風速は吹走距離に比例し, 斜面下降風は雪面上を下降するごとに風速を増していく. そのため, より吹走距離が長い大規模な雪面において斜面下降風は発達する (Mott *et al.* 2015). 春先では, 雪面が大きく吹走距離を十分に確保できる反面, 雪面と大気との温度差は小さい. 次第に融雪が進み雪面は縮小するが, 雪面と大気との温度差は大きくなるため, 斜面下降風が十分に発達し得る. このようにして冷泉の消雪時期までは春型風系が維持されると考えられる. 冷泉の消雪以降では雪面の縮小による斜面下降風の弱体化に加え, 非雪面の拡大による斜面上昇風の発達が顕著となるため, 乗鞍 st. には斜面下降風は到達できなくなり, 夏型風系の卓越期に移行すると考えられる. このように, 谷の上流側に存在する積雪がその下流側の風系を遠隔的に操作していると考えられる. ただし, 乗鞍 st. の風系を支配する積雪面の境界がなぜ“冷泉”なのか, という詳細な要因については本研究では不明である. 斜面下降風や斜面上昇風の発達限界となる吹走距離が偶然に冷泉の位置と一致したためか, 他の地理的要因が存在するのかなどについての検討は今後の課題である.

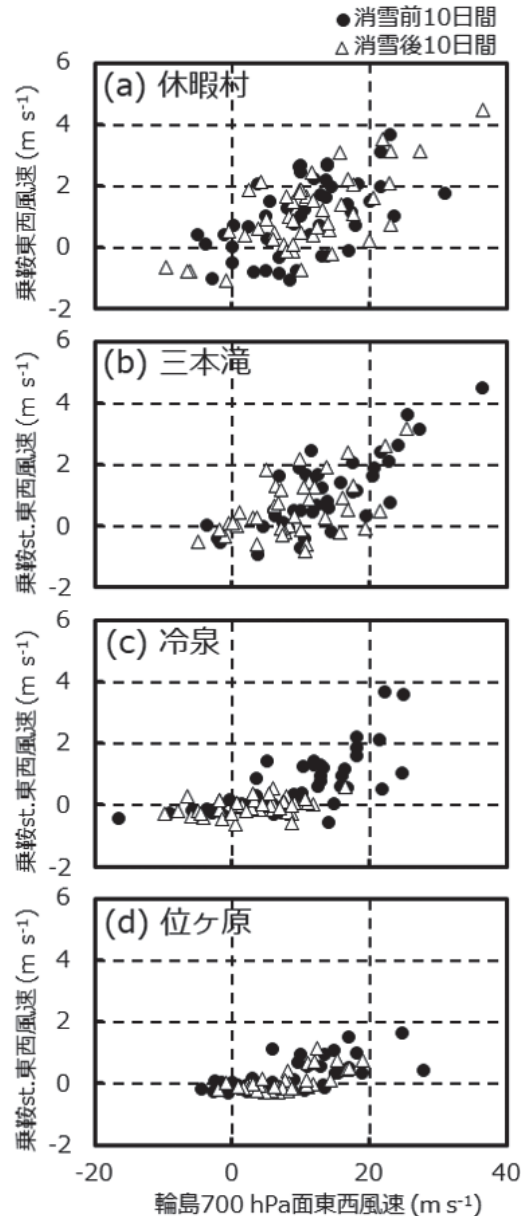
6. 局地風と一般風との関係

乗鞍岳の風系は熱的効果だけでなく一般風による影響を強く受けており, 特に偏西風による西風が卓越しやすい. 一般風が地上風系へと及ぼす影響が積雪の有無によって変化している可能性がある. 上空の風である一般風を乗鞍岳で直接観測することはできない. そこで, 本研究では, 乗鞍岳の山頂部に吹き付けている一般風の推定値として, 気象庁が行うラジオゾンデによる高層気象観測の結果を用いた. 使用したデータは, 輪島 (37°23'30"N, 136°53'42"E) の上空700hPa面の観測値である (第1図). ただし, ラジオゾンデ観測は通常1日に9時と21時の2回しか行われないため, 日中の一般風の推定値としては9時での観測値を使用した.

輪島の700hPa面での東西風と南中一日没間の乗鞍 st. の東西風は正の相関がある (第9図). このことより, 輪島の700hPa面での風が乗鞍岳の一般風の推定値として有用であると判断した. さらに, その輪島の700hPaでの風と乗鞍 st. の風が対応していることよ

り, 乗鞍 st. の風系が一般風 (ほとんどが西風) の影響を受けていることが示される.

しかしながら, この一般風に対する影響の受けやすさは時期によって異なる. 第9図は各地点の消雪前10



第9図 各日の輪島700hPa面東西風速 (9時観測値) に対する乗鞍 st. 東西風速 (南中一日没平均). 各図は a) 休暇村, b) 三本滝, c) 冷泉, d) 位ヶ原の消雪前後のそれぞれ10日間 (消雪前10日間●, 消雪後10日後△) をプロットしたものである.

日間と消雪後10日間における、各日の輪島700hPaの東西風速と乗鞍st.の東西風速との対応関係を記している。第8図の結果から、休暇村、三本滝の消雪前後は春型風系の卓越期に、冷泉の消雪前は春型風系から夏型風系への移行期に、消雪後は夏型風系の卓越期に、位ヶ原の消雪前後は夏型風系の卓越期にそれぞれ該当する。春型風系の卓越期においては輪島の700hPaでの東西風速に対して乗鞍st.の東西風速は比較的敏感に応答する(第9図a, b)。一方、夏型風系の卓越期においては輪島の700hPaでの東西風速に対する乗鞍st.の東西風速の応答は比較的鈍感であり、特に輪島の700hPaでの東西風速が 15 m s^{-1} 未満の場合は乗鞍st.の東西風速の変化はほとんどなく 0 m s^{-1} 付近でほぼ一定である。輪島の700hPaでの東西風速が 15 m s^{-1} 以上となつてはじめて乗鞍st.でも西風の増大が顕著に認められるようになる(第9図c, d)。例えば、 10 m s^{-1} 程度の輪島の700hPaでの東西風速に対して、春型風系時の乗鞍st.の西風成分は主に $0-2\text{ m s}^{-1}$ (第9図a, b)、夏型風系時の乗鞍st.の西風成分は主に $-0.5-0\text{ m s}^{-1}$ (第9図c, d)の値で現れる。つまり、同じような一般風が吹いた場合でも、春型風系の卓越期の方が、夏型風系の卓越期よりも一般風の影響を受けやすく、強い西風が発生しやすと言える。このように、地上風系が積雪の影響を受ける時期と、積雪の影響を受けない時期とでは、一般風に対する地上風系の応答性が異なる。これは、乗鞍st.が乗鞍岳の東斜面に位置し、一般風(偏西風)と熱的に発生する斜面下降風の風向がともに西風で一致するためであると考えられる。乗鞍岳東斜面では、昼過ぎ以降、積雪によって斜面下降風、つまり西風を駆動する力が働いているであろうことはこれまでに議論してきた通りである。この状況下において一般風としての西風が吹くことで熱的駆動による斜面下降風と合流し、一般風が谷内に侵入しやすい環境となつていると予想される。そのため、一般風の強さに対して素直に応答するような関係となると考えられる。一方、夏型風系の卓越期は雪面が縮小したことによって午後でも斜面上昇風、つまり東風が卓越する。東風を駆動する力が谷の内部では働いているため、一般風の西風の侵入は遮られる、または弱められると予想される。そのため、一般風が弱い場合(輪島の700hPaでの東西風速が 15 m s^{-1} 未満)は、地上風系としては斜面上昇風としての弱い東風しか吹かず、一般風が強い場合(輪島700hPa東西風速が 15 m s^{-1} 以上)にも積雪がある場合よりも弱い西

風が吹くこととなると考えられる。このように、積雪の有無による熱的環境の変化は、一般風が地上風系に与える影響力も変化させている可能性があり、春型風系から夏型風系への急激な変化をもたらしている一因となっている可能性がある。ただし、一般風の強さは季節変化し、一般風の強さや成層状態によって、様々な地上風系や日変化の現れ方をすることも知られている(Fujibe *et al.* 1999)。乗鞍st.の風系に対する、積雪や一般風の影響については、より詳細な解析が必要である。

7. 結論

北アルプス南部に位置する乗鞍岳の東斜面上の1450m地点(乗鞍st.)において気象観測を行った。その結果、東西方向の風において2種類の日変化が発生することが明らかとなった。一つめは、冬季から春季に卓越し、夜間に弱い西風(下降風)が、日出から昼頃までは東風(上昇風)が、昼頃から日没までは西風(下降風)が吹く、一般的な山岳風系とは異なる特異的な日変化を示す(春型風系)。二つめは、夏季から秋季にかけて卓越し、夜間に西風(下降風)が、日中に東風(上昇風)が吹く、山谷風としてよく知られた一般的な日変化である(夏型風系)。

山岳斜面の積雪の存在により、春型風系という特異的な風系が形成されている可能性を本研究により示した。山岳斜面において、雪面上では気温が雪面温度(0°C)を上回る限り雪面付近の大気は冷却され、その結果、斜面下降風を生じる(Whiteman 2000)。一方、植生や裸地といった非雪面斜面では、日中の放射加熱により斜面上昇風が生じることが知られている。融雪期の乗鞍岳では高標高を中心に雪面、低標高に非雪面といったように雪面と非雪面が混在する環境となっており、そこでそれぞれ発生する斜面下降風と斜面上昇風が相互作用した結果、春型風系のような特異的な日変化を形成していると考えられる(Zou *et al.* 2008; Ma *et al.* 2013)。特に、気温が上昇し、大気と雪面との温度差が拡大する昼過ぎに強い斜面下降風が生じると考えられ、春型風系を形成している。

春型風系の卓越期から夏型風系への卓越期への移行は約10日間の移行期を挟んで、急激かつ明瞭に起きる。そして、この風系の卓越期の変化は融雪に伴う雪面の縮小に対応しており、特に標高2220m地点(冷泉)の消雪を機に夏型風系の卓越期へと完全移行する結果が得られた。また、極端に早く消雪した2016年でも同

様に冷泉の消雪が風系変化のきっかけとなっており、春型風系から夏型風系へと移行する環境要因として、谷上流側に存在する積雪の有無が寄与していることが支持された。気温が上昇するほどに雪面と大気との温度差は大きくなり、より強い斜面下降風を発生させる。さらに、冷気流であるために、暖気の下へ沈み込みながら吹走する。そのため、その場に積雪が無いとしても、風上となる上流側に積雪があることにより雪面上で発生した下降風がその下流側にまで到達すると考えられる。

雪面上で発達する斜面下降風は斜面上の気温分布に大きく影響する (Ayala *et al.* 2015)。山岳地域では、気温逓減率が季節的にも、また、年ごとによっても大きく変動することが、鈴木 (2012) および鈴木・佐々木 (2019) により既に報告されている。本研究の結果が、これら気温逓減率の変動に直結するかは、現状では不明であるが、こうした結果も踏まえ、山岳風系に伴う気温分布の変化、水蒸気輸送過程等にも焦点を当てた複合的な解析が今後の重要な課題である。さらに、本研究においては、この乗鞍 st. で観測された局地風系の水平的・鉛直的な分布や構造などの空間的な議論には及んでいない。現地における気象観測網の拡充、他の山岳域における気象観測結果との比較、数値モデル等の利用といった手法により、山岳風系の形成メカニズム、それに及ぼす環境要因についてさらなる研究が必要である。

参考文献

- Ayala, A., F. Pellicciotti and J. M. Shea, 2015: Modeling 2 m air temperatures over mountain glaciers: Exploring the influence of katabatic cooling and external warming. *J. Geophys. Res. Atmos.*, **120**, 3139-3157.
- Fujibe, F., K. Saito, D. S. Wratt and S. G. Bradley, 1999: A numerical study on the diurnal variation of low-level wind in the lee of a two-dimensional mountain. *J. Meteor. Soc. Japan*, **77**, 827-843.
- Houze Jr., R. A., 2012: Orographic effects on precipitating clouds. *Rev. Geophys.*, **50**, RG1001, doi:10.1029/2011RG000365.
- 木村富士男, 1992: 局地循環. *天気*, **39**, 377-383.
- 木村富士男, 1994: 局地風による水蒸気の水平輸送—晴天日における日照時間の地形依存性の解析—. *天気*, **41**, 313-320.
- Ma, S., L. Zhou, H. Zou, M. Zhang and P. Li, 2013: The role of snow/ice cover in the formation of a local Himalayan circulation. *Meteor. Atmos. Phys.*, **120**, 45-51.
- 森 牧人, 薦田広章, 小林哲夫, 野田美香, 武政剛弘, 1999: 久住山南麓で観測された斜面下降風 (冷気流) の特徴. *天気*, **46**, 281-288.
- Mott, R., M. Daniels and M. Lehning, 2015: Atmospheric flow development and associated changes in turbulent sensible heat flux over a patchy mountain snow cover. *J. Hydrometeorol.*, **16**, 1315-1340.
- Nishimura, M., A. Sasaki and K. Suzuki, 2018: Energy balance variation on the snow surface during the snow covered season in the Norikura Highland, Japanese Alpine Area. *Bull. Glaciol. Res.*, **36**, 23-35.
- 大橋喜隆, 川村隆一, 2006: 中部日本の夏季静穏日における GPS 可降水量の日変化. *天気*, **53**, 277-291.
- Sano, T. and K. Tsuboki, 2006: Structure and evolution of a cumulonimbus cloud developed over a mountain slope with the arrival of sea breeze in summer. *J. Meteor. Soc. Japan*, **84**, 613-640.
- Sato, T. and F. Kimura, 2005: Diurnal cycle of convective instability around the central mountains in Japan during the warm season. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 1626-1636.
- 鈴木啓助, 2012: 山岳地域における雪氷水文学的研究と気象観測問題. *日本水文学会誌*, **42**, 109-118.
- 鈴木啓助, 2013: 中部山岳地域における気象観測の現状とその意義. *地学雑誌*, **122**, 553-570.
- 鈴木啓助, 2018: 山の気象水文観測の現状と課題. *山の科学*, **1**, 1-11.
- 鈴木啓助, 佐々木明彦, 2019: 中部山岳地域における気象観測網の展開. *地学雑誌*, **128**, 9-19.
- 鈴木啓助, 青山高義, 岡 秀一, 日原高志, 田中良雄, 1985: 夜間の谷における気温の周期的変動. *東北地理*, **37**, 293-298.
- 上野健一, 磯野純平, 今泉文寿, 井波明宏, 金井隆治, 鈴木啓助, 小林 元, 玉川一郎, 斎藤 琢, 近藤裕昭, 2013: 大学間連携事業を通じた中部山岳域の気象データアーカイブ. *地学雑誌*, **122**, 638-650.
- Whiteman, C. D., 2000: *Mountain Meteorology*. Oxford Univ. Press, 199-202.
- Zou, H., L. Zhou, S. Ma, P. Li, W. Wang, A. Li, J. Jia and D. Gao, 2008: Local wind system in Rongbuk Valley on the northern slope of Mt. Everest. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L13813, doi:10.1029/2008GL033466.

The Influence of Snow Cover for the Local Wind System on the East Slope
of Mt. Norikura

Genki UEHARA^{*1}, Motoshi NISHIMURA^{*2}, Akihiko SASAKI^{*3}
and Keisuke SUZUKI^{*4}

^{*1} (*Corresponding author*) Graduate School of Science and Technology, Shinshu University, 3-1-1 Asahi,
Matsumoto, Nagano 390-8621, Japan.

^{*2} Interdisciplinary Graduate School of Science and Technology, Shinshu University.

^{*3} Department of Geography and Environmental Studies, Kokushikan University.

^{*4} Faculty of Science, Shinshu University.

(Received 6 June 2019; Accepted 13 March 2020)
