

信州大学審査学位論文

中部山岳地域における雪面熱収支

2020年3月

信州大学大学院

総合工学系研究科 山岳地域環境科学専攻

17ST402J 西村基志



## 要旨

本論では日本の中部山岳地域を対象に気象観測データを用いて雪面熱収支解析を行うことによって、当該地域では乾燥大気条件下で積雪が形成・維持されており、降雨イベントによって積雪融解が促進され、底面流出が支配されていることを明らかにした。地球温暖化をはじめとする気候変動に対する影響評価を行う必要性が訴えられている中、積雪環境が大きく変化すると考えられる温帯雪氷圏の山岳地域における気象データ解析や積雪融解機構への詳細な知見は学術的に非常に意義がある。本研究では中部山岳地域内の上高地、乗鞍、西穂高の3地点で気象観測を行い、それぞれの地点における気象特性と雪面熱収支特性を示す。

第2章では上高地において行った気象観測および熱収支解析の結果と、ライシメータ法による積雪底面流出解析の結果、さらには積雪層の雪温連続観測の結果から積雪層の冷却量とその減少要因について考察を行った。上高地では起伏に富んだ山岳特有の谷地形によって冷氣湖形成が促進され、放射冷却が起こっていたことが示唆された。また、乾燥大気条件によって積雪層からの昇華蒸発が促進されたことから、積雪層の冷却が卓越している地点であることが明らかとなった。

第3章では乗鞍における気象観測データを用いて熱収支解析を行った。また、経験則に基づく融解モデルを作成し、融解量の時間変動モデリングを行った。同地点では、針葉樹林帯による乱流発生抑制効果の可能性が示唆され、融解モデルによって高精度で積雪融解の再現に成功した。

第4章では上高地と乗鞍を対象として、降雨イベントによる積雪融解促進効果について解析を行った。乗鞍における観測結果から、降雨時には非降雨時と比べて正味放射量と乱流フラックスが増加することによって、多くの融解熱量が積雪面に供給されていることが示された。上高地では、融雪期後期においては降雨量が底面流出の変動を支配している可能性が示唆され、雨滴が積雪層中で凍結する際に放出する凝固熱によって積雪層が昇温している可能性が示された。

第5章では西穂高を含む3地点の熱収支特性を比較し、それぞれの熱収支特性の制御要因および3地点共通の熱収支特性から、中部山岳地域の積雪形成環境について考察を行った。その結果、西穂高においては気温が低い大気環境に起因する顕熱フラックスの減少が見られた。このようにそれぞれの地点における気象、地形、植生条件が大気環境を制御し、その結果地点ごとに異なった熱収支特性が明らかとなった。また、中部山岳地域の積雪期の特徴として、乾燥大気条件下で積雪が形成・維持されている可能性が気象特性および熱収支特性から示唆された。これは、冬季モンスーンの空気塊移流経路と地形条件によって、中部山岳地域全域の風下側に該当する中部山岳地域南部には比較的乾燥した空気塊が移流してくるためであると考えられた。中部山岳地域の熱収支特性に類似した傾向が、大陸性気候条件下である大陸の内陸地域で行われた多くの報告にあることから、中部山岳地域南部は比較

的乾燥大気条件下において積雪環境を形成していることが考察された。これは湿潤気候であると考えられていた日本国内において中部山岳地域の特異性を示す結果である。

中部山岳地域のような温帯雪氷圏は、将来の気候変動によって気象条件が変化した場合、その積雪環境も大きく変化する可能性がある。積雪量や積雪期間などに変化が生じた場合、周囲の植生などの生態システムや他の陸水へ多大な影響があると考えられるため、山岳環境のみならず地球システム形成・維持への包括的な理解のためにも、同地域の環境変動を注意深く洞察する必要がある。

## 目次

<b>第1章 序論</b> .....	1
1.1 本論の目的 .....	1
1.2 はじめに .....	1
1.2.1 研究背景 .....	1
1.2.2 日本における山岳環境研究の意義.....	2
1.3 解析手法 .....	3
1.3.1 熱収支モデル .....	4
1.3.2 融解・消耗モデル .....	4
1.4 研究対象地域の概要 .....	6
1.5 解析手法 .....	6
1.5.1 気象観測 .....	6
1.5.2 熱収支法 .....	9
1.5.3 バルク法 .....	10
<b>第2章 上高地における解析結果</b> .....	12
2.1 方法 .....	12
2.1.1 解析地点概要 .....	12
2.1.2 本研究地点で用いた観測・解析手法.....	12
2.2 結果 .....	13
2.2.1 気象観測データ .....	13
2.2.2 熱収支解析 .....	14
2.2.3 ライシメータ法による熱収支モデルの精度検証と底面流出解析.....	16
2.2.4 冷気湖の形成 .....	20
2.3 考察 .....	22
2.3.1 気象特性と熱収支特性 .....	22
2.3.2 積雪層の冷却 .....	23
2.3.3 熱収支モデルの精度検証と底面流出解析.....	24
2.4 結論 .....	25
<b>第3章 乗鞍における解析結果</b> .....	26
3.1 方法 .....	26
3.1.1 解析地点概要 .....	26
3.1.2 本研究地点で用いた解析手法 .....	26
3.2 結果 .....	27
3.2.1 気象観測データ .....	27
3.2.2 熱収支解析 .....	31
3.2.3 熱収支モデルの精度検証 .....	34

3.2.4 融解・消耗モデルの適用 .....	3 5
3.3 考察 .....	3 7
3.3.1 年ごとの気象特性に対する積雪と雪面熱収支特性の応答 .....	3 7
3.3.2 融解・消耗モデルの計算結果の検討 .....	3 8
3.4 結論 .....	3 9
<b>第4章 冬期降水による熱収支特性の変化と融雪効果 .....</b>	<b>4 0</b>
4.1 はじめに .....	4 0
4.2 本章で対象とした地点及び方法 .....	4 1
4.3 結果 .....	4 1
4.3.1 乗鞍における雪面熱収支特性の変化 .....	4 1
4.3.2 上高地における積雪底面流出の複雑化 .....	4 2
4.3.3 上高地における積雪層の昇温 .....	4 3
4.4 考察 .....	4 4
4.4.1 降雨イベントによる雪面熱収支特性の変化 .....	4 4
4.4.2 降雨による積雪底面流出の変化 .....	4 4
4.4.3 降雨による積雪層への加熱 .....	4 5
4.5 結論 .....	4 6
<b>第5章 中部山岳地域の雪面熱収支特性 .....</b>	<b>4 7</b>
5.1 はじめに .....	4 7
5.2 西穂高における解析 .....	4 7
5.2.1 解析地点概要 .....	4 7
5.2.2 気象観測データ .....	4 7
5.2.3 熱収支解析 .....	4 7
5.3 結果 .....	4 8
5.3.1 上高地, 乗鞍, 西穂高の気象特性の比較 .....	4 8
5.3.2 上高地, 乗鞍, 西穂高の熱収支特性の比較 .....	4 9
5.4 考察 .....	5 1
5.5 結論 .....	5 6
<b>第6章 総合考察 .....</b>	<b>5 7</b>
6.1 まとめ .....	5 7
6.2 総合考察 .....	5 8
6.2.1 山岳環境科学研究の中の本研究の位置づけ .....	5 8
6.2.2 大気環境の違いによる融雪への影響 .....	5 9
6.3 今後の展望 .....	6 0
<b>謝辞 .....</b>	<b>6 0</b>
<b>引用文献 .....</b>	<b>6 2</b>

## 図表目次

表 1 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍) および AWS-H (西穂高) における気象観測機器の仕様と観測高度および観測期間. ....	7
表 2 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍) および AWS-H (西穂高) における熱収支解析の対象期間. ....	9
表 3 AWS-K (上高地) における熱収支解析の結果. 積雪期前期間および冷気湖形成日と非形成日の熱収支特性を示している. ....	16
表 4 Degree-day Model と RT Model の各係数および回帰分析の結果. ....	27
表 5 観測期間内における各年の気象観測結果. ....	28
表 6 各年の積雪期における気温, 水蒸気圧, 風速, 下向き短波放射量の観測期間平均値からの偏差. ....	30
表 7 各年の積雪の開始日と消雪日および積雪期の日数, 消耗期の開始日, 日数と最大積雪深 (cm) および最大積雪深観測日. ....	31
表 8 AWS-N (乗鞍) における熱収支解析の結果. ....	32
表 9 各年の Degree-day Model と RT Model の融解量モデル値と熱収支モデル計算値との標準誤差. ....	36
表 10 降雨時と非降雨時の雪面熱収支特性. ....	42
表 11 AWS-H (西穂高) における熱収支解析の結果. ....	48
表 12 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍), AWS-H (西穂高) における年平均気温 (°C), 年平均気温の標準偏差 (SD), 気温年較差 (°C) および年降水量 (mm). ....	48
表 13 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍), AWS-H (西穂高) における 2016/17 年融雪期の熱収支解析結果. ....	51
表 14 図 20 に用いた先行研究の内容. 研究地点, 緯度, 標高, 気候区分, 観測期間および熱収支特性を示す. ....	54
図 1 解析対象とした中部山岳地域全域および観測地点. ....	8
図 2 AWS-K (上高地) における冷気湖発生日とその時の AWS-K の最低気温. ....	14
図 3 AWS-K (上高地) における熱収支解析の結果. ....	15
図 4 AWS-K (上高地) における熱収支解析による表面融解量, ライシメータによる底面流出量および降水量の時間変動. ....	17
図 5 積雪層中質量含水率 (%) の鉛直プロファイルおよびその変化. ....	18
図 6 AWS-K (上高地) における底面流出量 (アウトプット) と表面融解量と降水量を足した水供給量 (インプット) の日積算値の相関. ....	19
図 7 AWS-K (上高地) における底面流出量 (アウトプット) と, 表面融解量と降水量を足した水供給量 (インプット) の日積算値の変動および積雪水量の変化. ....	19
図 8 冷気湖形成時 (2017 年 1 月 25 日) の気象要素の変動. ....	21

図 9 積雪層の冷却量 (Cold Content: $CC$ ) および日積算降水量の変動. ....	2 3
図 10 短波放射収支量および長波放射収支量の季節内変動. ....	2 9
図 11 AWS-N (乗鞍) における熱収支解析の結果各熱要素の日平均値の変動を示す. .....	3 3
図 12 2012/13 年における短波放射収支量とアルベドの日平均値の変動. ....	3 4
図 13 2016 年 4 月 2 日における表面融解量の実測値と計算値および積雪深の 1 時間ご との変動. ....	3 5
図 14 2016 年 3 月 15 日から 4 月 7 日における, 表面融解量の実測値と計算値および 積雪深の日変動. ....	3 5
図 15 熱収支モデルによる融解量計算結果と(a) Degree-day Model および (b) RT Model による融解量モデリング結果との相関. ....	3 6
図 16 2016/17 年の消耗期における熱収支モデル, Degree-day Model および RT Model による融解量計算値の変動. ....	3 7
図 17 Phase IV (2018 年 4 月 6 日から 2018 年 4 月 17 日) における熱収支解析による 表面融解量, ライシメータによる底面流出量および降水量の時間変動. ....	4 3
図 18 ROS イベント発生時の cold content の変化と表面熱収支および雨滴による凝固熱 供給量の時間変動. ....	4 4
図 19 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍), AWS-H (西穂高) における 2016/17 年融雪期 の熱収支解析結果. ....	5 0
図 20 表 14 に示す先行研究の正味放射, 顕熱フラックス, 潜熱フラックスの 3 要素を 示した三角ダイアグラム. ....	5 3



本研究で用いた定数，変数，略字（正字体は定数，斜字は変数であることを示す）

constant			
symbol	term	value	dimension
$C_i$	specific heat of ice	2.1	$\text{kJ K}^{-1} \text{kg}^{-1}$
$C_p$	specific heat of air	1005	$\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$
$C_w$	specific heat of water	4.21	$\text{kJ K}^{-1} \text{kg}^{-1}$
$g$	gravitational acceleration	9.81	$\text{m s}^{-2}$
$l_F$	latent heat of melt	33.4	$\text{kJ kg}^{-1}$
$\varepsilon$	emissivity of snow	1	dimensionless
$\sigma$	Stefan-Boltzmann constant	$5.67 \times 10^{-8}$	$\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$
$\kappa$	von Karman constant	0.41	dimensionless
$\rho_w$	water density	1000	$\text{kg m}^{-3}$
variable			
symbol	term		dimension
$CC$	cold content		$\text{kJ m}^{-2}$
$C_D$	drag coefficient		dimensionless
$C_E$	bulk transfer coefficient of latent heat		dimensionless
$C_{EN}$	neutral bulk transfer coefficient of latent heat		dimensionless
$C_H$	bulk transfer coefficient of sensible heat		dimensionless
$C_{HN}$	neutral bulk transfer coefficient of sensible heat		dimensionless
$D$	snow depth		m
$E$	latent heat flux		$\text{W m}^{-2}$
$E_N$	neutral latent heat flux		$\text{W m}^{-2}$
$H$	sensible heat flux		$\text{W m}^{-2}$
$H_N$	neutral sensible heat flux		$\text{W m}^{-2}$
$L$	Obukhov stability length		m
$LW_{in}$	incoming longwave radiation		$\text{W m}^{-2}$
$LW_{net}$	net longwave radiation		$\text{W m}^{-2}$
$LW_{out}$	outgoing longwave radiation		$\text{W m}^{-2}$
$M$	amount of snow melt		mm w.e.
$P_r$	precipitation		m
$Q_f$	freezing heat of water		$\text{kJ m}^{-2}$
$Q_M$	snow melt energy		$\text{W m}^{-2}$

本研究で用いた定数, 変数, 略字 (正字体は定数, 斜字は変数であることを示す) (続き)

variable		
symbol	term	dimension
$Q_p$	advected heat from rain	$\text{W m}^{-2}$
$q_a$	atmospheric specific humidity	$\text{g g}^{-1}$
$q_s$	specific humidity of snow surface	$\text{g g}^{-1}$
$R_{net}$	net radiation	$\text{W m}^{-2}$
$SW_{in}$	incoming shortwave radiation	$\text{W m}^{-2}$
$SW_{in,day}$	diurnal mean incoming shortwave radiation	$\text{W m}^{-2}$
$SW_{net}$	net shortwave radiation	$\text{W m}^{-2}$
$SW_{ref}$	reflected shortwave radiation	$\text{W m}^{-2}$
$T_a$	air temperature	K
$T_{as}$	averaged temperature of each layer of snowpack	K
$T_{day}$	diurnal mean air temperature	K
$T_s$	skin temperature	K
$T_v$	virtual air temperature	K
$U$	wind speed	$\text{m s}^{-1}$
$u^*$	air shear velocity	$\text{m s}^{-1}$
$z$	height of observation for wind speed	m
$z_0$	roughness length for momentum	m
$z_E$	roughness length for vapor	m
$\rho_a$	atmospheric density	$\text{g m}^{-3}$
$\rho_s$	snow density	$\text{g m}^{-3}$
$\alpha$	albedo	dimensionless
$\zeta$	stability parameter	dimensionless
$l$	latent heat of vaporization	$\text{J g}^{-1}$
$\nu$	kinematic viscosity	$\text{m}^2 \text{s}^{-1}$
$\Psi_M, \Psi_T, \Psi_E$	stability function	dimensionless
abbreviation		
symbol	term	dimension
$CC$	cold content	$\text{kJ m}^{-2}$
$DDF$	degree-day factor	dimensionless
ROS	Rain-on-Snow	
$SEB$	surface energy balance	$\text{W m}^{-2}$
w.e.	water equivalent	

# 第 1 章 序論

---

## 1.1 本論の目的

本論は日本の中部山岳地域を対象として、上高地、乗鞍、西穂高の 3 地点における積雪面の熱収支解析を用いて、その融雪プロセスや制御要因について考察を行ったものである。世界の雪氷圏の中でも、北半球の南限に位置する当該地域における積雪環境の動態およびその形成・維持・消失の一連の過程に関して、表面熱収支的観点から融雪過程に着目して解析を行う。本解析によって、気候変動による影響が表れやすいと言われている温帯雪氷圏における融雪プロセスの現状について明らかにし、その 1 つである日本の中部山岳地域を対象として山岳環境の形成・維持メカニズムへの理解を深め、温帯雪氷圏の積雪環境動態を明らかにすることを本論の目的とした。

本論は全 6 章で構成されている。第 1 章では本研究の関連研究の動向、および、温帯雪氷圏の一つである日本の山岳地域における積雪動態に関する研究の着想に至った背景について述べる。また、本研究で用いている解析手法についても同章で概説する。第 2 章では谷地形内部に位置する上高地における解析結果を示し、地形条件によって生じる気象条件下での熱収支特性を示し、第 3 章では、10 年以上の観測から得られた積雪環境変動とその制御要因および熱収支特性の経年変動について述べる。第 4 章では、温帯雪氷圏において融雪に多大な寄与をもたらす降雨イベントに着目し、降雨イベント発生時の熱収支特性や融雪促進効果について述べる。第 5 章では、世界の雪氷圏における先行研究と比較を行い、中部山岳地域内 3 地点の熱収支特性がどのような特徴を持ち合わせているのかについての考察を行う。第 6 章ではこれらの内容を総括し、温帯雪氷圏の一つである中部山岳地域における積雪環境の現状と今後の展望について述べる。

## 1.2 はじめに

### 1.2.1 研究背景

全球的な平均気温の上昇の原因については諸説あるが、その傾向は多くの公的・研究機関によって報告されている (例えば, IPCC, 2013; 気象庁, 2017)。平均気温の上昇をはじめとする全球規模での気候変動に対して、積雪や氷河の消耗量は増加傾向を示しており (Ohmura, 2004), IPCC による第 5 次評価報告書 (IPCC, 2013) に雪氷圏における氷河・氷床の減少が報告されていることから、気候変動に対する雪氷圏の環境変化への関心は高まりを見せている。それは大気の状態変化に対する雪氷の応答がその時代の気候を反映するだけではなく、古気候スケーリングの指標となり (Mölg *et al.*, 2009), さらに、水資源 (例えば, Jost *et al.*, 2012) や海水準変動 (Kaser *et al.*, 2006) への影響などの議論を行う際にも重要な指標となり得るために他ならない。

地球温暖化をはじめとする気候変動に対する影響評価を行う必要性が訴えられている中、積雪や氷河といった雪氷圏を構成する諸要素の動態を明らかにするべく、雪氷体の面積変

動や質量収支を含む消耗過程を大気境界層と雪氷面の物理過程から解析する研究は多く行われてきた。近年では気象観測機器の発達により、高精度かつ多要素の観測を比較的安価で行うことが可能となった。そしてヨーロッパアルプスやヒマラヤ、チベット高原、ニュージーランドなど、世界各地の氷河や多雪地域で雪氷の消耗に関する研究が進められ (例えば, Bintanja and van den Broeke, 1994; Oerlemans and Knap, 1998; Andreassen *et al.*, 2008; van den Broeke *et al.*, 2008; Giesen *et al.*, 2009; Gillett and Cullen, 2011; Conway and Cullen, 2013; Cullen and Conway, 2015; Matthews *et al.*, 2015; Lu *et al.*, 2016), それぞれの地域の気候下における雪氷面熱収支および消耗の特徴が明らかになりつつある。

雪氷圏を構成する雪氷体は氷床、氷河、季節積雪に大別される。その中でも1年を通じて、地表被覆面積が最も変化するのは1年の内に積雪から消雪までのプロセスを経る季節積雪である。また、地表面を雪氷体が覆うことで、大気-陸面間の熱や水分の交換機構に変化が生じることは自明である (例えば, Cohen and Rind, 1991)。つまり、ローカルからグローバルスケールの気候に大きく影響を与えている (Giorgi *et al.*, 1997; Mott *et al.*, 2015) のは、その被覆面積を大きく変動させる季節積雪であると言える。さらに言えば、日本のような温帯雪氷圏における季節積雪の動態は、微妙な気象条件の変化に伴い積雪量や積雪期間などが大きく変動する可能性を持つ。すなわち、気候変動の影響把握・影響評価を行う指標の一つとして、温帯雪氷圏における季節積雪の形成時期やその量、消雪時期などの積雪環境の変動の評価が有用である。

気候変動の影響が如実に表れると考えられる温帯雪氷圏の山岳地域における季節積雪は、気候変動 (気象条件の変化) による積雪期間や積雪量といった積雪環境の変化が大きいにも関わらず、近年の季節積雪の動態に関しては十分な報告がないことから、その実態および世界的な傾向は不明である。本論は気候変動や人間活動が地球環境へ与える影響を評価するという喫緊のグローバル課題の中の『気候変動に伴う雪氷圏の環境変動』という学術的テーマに寄与するものである。本論で示される温帯雪氷圏における積雪変動およびその特性の制御因子に関する知見は、現在の雪氷圏においては限定的なものである。しかし、将来的に気候変動が進行した場合に、毎年安定した積雪環境が形成されているような他の雪氷圏にも適用するために、気候変動の影響が早期に現れると考えられる当該地域において解析を行うことに学術的意義がある。

## 1.2.2 日本における山岳環境研究の意義

近年、世界中で山岳環境への関心が高まっている。それは、山岳地域が狭い範囲に地球システム・生態システムのサブシステムが混在しており、山岳環境はそれらが密接に相互作用することで形成、維持されていることもその理由であろう。一般的に日本の山岳地域は水平方向に対する標高勾配が大きいいため、標高の増減による気圧変化によって生じる大気環境の変化が狭い範囲で見られる。大気環境の変化は植生帯の制御要因にもなるため、山岳地域は多様な気象、植生条件によって形成され、多くのサブシステムが相互に作用しあうことで複雑な山岳環境が形成されている。

積雪の存在は、周囲の様々な環境構成要素へ多大な影響を与える。大気環境に関して言えば、積雪は地表面の反射率を高めることにより、地表面の短波放射吸収量を減少させる。その結果、地表面との熱交換作用に変化が生じ、気温上昇を緩和させる (Giorgi *et al.*, 1997) のみならず、局地的な風系にも変化をもたらす (Ayala *et al.*, 2017) ことから、ローカルからグローバルスケールの気候に大きく影響を与えていると言える (Mott *et al.*, 2015)。地表面の熱輸送機構の変化に関してさらに言えば、積雪による断熱効果によって大気から地面への熱輸送効率が低下し、外気や放射による地温の低下が抑制されることに起因する凍土の消滅が起こる報告もある (例えば, Gądec and Leszkiewicz, 2010)。また、植生への影響として、雪が地表面を覆うことで草本の生育期間に制限を与え (小熊ほか, 2019)、また、融雪時期の違いによる土壌含水率の変化によって植生の生育を制御しているという研究結果も示されている (川合・工藤, 2014)。さらに融雪水の供給によって、河川流量の季節的な変動が生じ (例えば, 鈴木, 2017)、また、雪崩や雪渓崩落、洪水などの自然災害を誘発する (例えば, Marks *et al.*, 1998; 河島ほか, 2009) ため、河川流域の管理などの人間社会とも密接に関わっている。つまり、自然環境構成要素が複雑に作用しあう山岳環境システムの理解のためには、積雪の動態を明らかにすることが先決であり、その結果から、学術的かつ社会的にも極めて重要な研究課題である積雪融解に着目して、積雪が他の環境構成要素へ及ぼし得る影響を評価する必要がある。

山岳域の積雪に着目すると、融雪期に広範囲の積雪が消雪する日本の山岳域においては、その動態の理解は不十分である。日本の中部山岳地域は北半球における雪氷圏の南限に位置するため、世界的には緯度が低く、また、高標高ではないため温暖な気候である。しかし、冬季アジアモンスーンによる冷氣団の移流と対馬海流による水蒸気供給機構という気候条件によって、中部山岳地域は世界的にも有数な豪雪地帯の一つとなり、氷河や多年性雪渓を有するという世界的にも特異な環境が形成されている (福井ほか, 2018; 有江ほか, 2019)。それにも関わらず、気象観測機器の設置・維持の困難さや、断片的なデータを集合させるネットワークの欠如も相まって、温帯雪氷圏の一つである中部山岳地域の動態把握や環境科学の進歩のための十分な情報量や密度を提供できているとは言い難いのが現状である。したがって、全球規模の気候変動に対して敏感に反応すると言われている (Suzuki, 2011) 山岳環境の現状把握や影響評価が求められている。

### 1.3 解析手法

気候変動に対する影響を評価する指標として、積雪の融解や氷河・氷床の質量収支に関する解析結果は広く用いられる (例えば, IPCC, 2013)。雪氷の融解プロセスを解析する方法は大きく分けて2つある。1つは気象観測データから雪氷面の熱収支を明らかにし、融解の物理過程に基づいた解析を行う「熱収支モデル」を用いる方法 (例えば, 石川ほか, 1985; Mölg *et al.*, 2008; 松元ほか, 2010)、もう1つは経験則に基づいて「融解・消耗モデル」を作成し、それによって融解量を求める方法である。



### 1.3.1 熱収支モデル

熱収支モデルは雪氷面に照射する放射要素や大気の流れによって輸送される顕熱フラックスや潜熱フラックスなどを気象観測データから算出し、大気-雪氷面の熱交換量を計算するものである。熱収支的観点に基づく融雪や積雪の消耗に関する議論の歴史は比較的新しく、約40年前にAnderson (1976) や近藤 (1979) が行った研究が発端である。近藤 (1979) はそれまで陸面や湖面、海面などに多く適用されていた熱収支解析を雪面に適用し、日本における融雪の熱収支解析の先駆けとなった。その後は近藤・山崎 (1987) や、山崎ほか (1991a, b), Brun *et al.* (1992) などによって積雪内部の熱伝達や流下水などの挙動も考慮した詳細な積雪熱収支モデルが確立され、積雪の物理的性質に関する理解は1980~90年代にある程度体系化された (例えば、山崎, 1998)。

熱収支モデルの考案・発展と共に積雪熱収支モデルを応用して、融雪水量の推定 (例えば、倉島・佐藤, 1991a, 1991b, 1992, 1993) や、小流域の融雪水流出解析による水収支的な議論 (例えば、本山ほか, 1983) が行われた。このように1980年代中頃以降は、水文科学と雪氷学の分野を複合させる研究が多く行われるようになり、その潮流は2000年代も続き、底面流出量解析 (例えば、高瀬・宇治橋, 1988; 倉島ほか, 2004; 松元ほか, 2010) を行うことによって防災や水資源管理の観点へ応用された。

この手法は高時間分解能で詳細な解析を行うことが可能であり、融解過程を精度良く再現することが出来る。しかし、この手法の最大のメリットは精度の高さであるために、解析には多くの気象観測要素を必要とし、また、多くの気象要素は空間的な変化に富むため、熱収支モデルを用いた高精度な解析を2次元・3次元に応用することは困難である。

### 1.3.2 融解・消耗モデル

もう1つ「融解・消耗モデル」は気象パラメータを用いて、経験則に基づいて融解量を算出する簡易的なモデルである。そのモデルの最も代表的なものは気温のみをパラメータとしたDegree-day法である。これは日平均気温や正の積算気温など、気温のみをパラメータとし、積雪や氷河の消耗量の計算を行うものである。気温は最も広く観測されている代表的な気象要素の一つであり、また、気温は日射によって地表面が温められることで上昇するため、乱流フラックスのみならず放射要素とも密接に関係するためにパラメータとして用いられた。また、気温は風速や日射量などの他の気象要素に比べて比較的経年変化が小さく、標高変化による気温変化も気温逓減率を用いて推定することが出来るので、Degree-day法は空間的な融雪量分布の推定を行うことを可能にした (例えば、高橋ほか, 1984; 小池ほか, 1985, 1995; Laumann and Reeh, 1993; Tarboton *et al.*, 1994; 水津, 2002; Hock, 2003; Pellicciotti *et al.*, 2005) 画期的な手法であった。本山ほか (1983) や高瀬・宇治橋 (1988), 太田 (1989), Kominami *et al.* (2005) は実際にDegree-day法を用いて融雪水流出に関する研究を行い、Degree-day法を用いた流出量の計算値には、ある程度の精度が保証されることを示した。

小島ほか (1983) や石川ほか (1985) は従来広く使われていた気温に加えて日射量を変数として融解・消耗モデルに組み込み、精度の向上を試みた。Hock (1999, 2003) は気温に加

え、日射量を組み込んだモデル (Temperature-Index model) をスウェーデンの氷河に適用し、地形による影の効果なども考慮に入れることで、広域の融解量分布を再現することに成功し、これは従来多く用いられてきた気温のみを変数とした融解・消耗モデルを用いた融解量分布の議論 (例えば、高橋ほか, 1984; 小池ほか, 1985; Tarboton *et al.*, 1994) に比べ、発展的であった。これが発端となり、経験則に基づいたモデルは試行錯誤と改良が重ねられ、日照時間、降水量、気温という気象庁の地域気象観測システム (通称 AMeDAS : Automated Meteorological Data Acquisition System) や気象官署で観測されているデータのみから計算を行うことのできるモデルの考案 (水津, 2001, 2002) や、日射量やアルベドを考慮した短波放射収支をパラメータとして用いたモデル (Hock, 1999, 2003; Konya *et al.*, 2004; Pelicciotti *et al.*, 2005) など、様々な試み行われ、改良が重ねられている。

融解・消耗モデルの最大のメリットは、少ない気象要素で消耗量計算を行うことが出来る、つまり、低コストで広域にモデルを適用することが可能になるという点である。通常気象観測を行う地点は雪氷面の流動が少なく物理的に安定している氷河の平衡線付近や、季節積雪が形成され、夏季には地表面が露出するような地点であり、商用電源が確保できない上に、観測環境が過酷で、頻繁なメンテナンスも困難である。このような地域での気象観測は様々な困難と危険が伴うので熱収支モデルを用いた詳細な解析は困難であり、融解・消耗モデルを用いた解析が適している。

詳細な気象観測を行うことが出来ない地点に融解・消耗モデルを適用するためには、モデルに用いるパラメータの推定を要する場合がある。気温の推定には気温遞減率を用いた推定法が、現状では一般的である。また、近藤ほか (1991) は日射量の推定を行い、Hock (1999) は日時や緯度、斜面方位や傾斜などの地理的条件も加味した日射量推定を行った。Oerlemans and Knap (1998) は氷河表面のアルベドの推定を行っており、Sedlar and Hock (2009) は入射長波放射量、Conway *et al.* (2015) は入射方向の短波・長波放射量の推定を行っている。また、近年では、インプットデータとして、長波放射、乱流フラックスなどの他の熱要素をパラメータとして組み込んだモデルも提唱されている (Brock *et al.*, 2000; Willis *et al.*, 2002; Sicart *et al.*, 2011)。これは山岳地域などの起伏に富んだ地形によって影が形成されるといった影響も加味できる上に、積雪の融解に短波放射要素が大きく寄与するような地域では、Degree-day 法などの気温のみを指標としたモデルよりも精度が良いと考えられる。

これらのモデルを用いることで、多要素の気象観測を行っていないような山岳地域などでの雪氷体の融解過程を予測・再現し、積雪や氷河の消耗率の時空間分布を再現することも可能となる。この方法は高時間分解能での再現性など、精度の面では熱収支モデルに比べて劣るが、多くの気象要素を解析に必要としないため、詳細な気象観測を行うことが出来ない地点に応用することが可能であり、2次元・3次元的な融解量空間分布の解析にも使用することが可能である。

物理過程に基づく手法と経験則に基づく手法の両者にはそれぞれ利点があるが、融解・消耗モデルは経験則に基づいて係数決定の必要があり、また、モデル作成後は精度の検証を行

う必要がある (例えば, 宮田ほか, 2012) 上に, 積雪の融解に寄与する熱要素やそれらの時間変化などの解析は行うことが出来ない. 一方, 多要素の気象データを用いた物理法則に基づく詳細な解析では, 広域における融解量分布の議論を行うことは困難である. したがって, 解析の精度や2次元・3次元の議論を行うなどの応用の面でも, これらの両者を用いた議論を行うことが理想的であり, Hock (2003) や Konya *et al.*, (2004) は, そのような議論を行うことにより対象地点の積雪・氷河の消耗過程に関する深い理解と考察を行った.

#### 1.4 研究対象地域の概要

本研究で解析対象としたのは, 上高地, 乗鞍高原, 西穂高の3地点であり, それぞれの地点は中部山岳国立公園に属している. 中部山岳国立公園は白馬岳から乗鞍火山帯などを含む標高 3000 m 級の山脈を有する日本の本州中部に位置する山岳地帯を指し, 一般に中部山岳地域と呼ばれる. 本研究対象である上記の3地点は中部山岳地域の南部に位置しており, 西穂高と上高地は槍ヶ岳や穂高連峰を含む槍・穂高地域内に位置している. 上高地は日本有数の山岳景勝地であり, 標高 1500 m 前後の谷底に梓川が流れている. 上高地周辺には焼岳や岳沢, 穂高連峰, 霞沢岳などの標高 2500 m 以上の山々が連なる. また, このように同地域は複雑な地形を有していると共に, 豊富な植生や河川, 湧水などの生態・地球サブシステムが共存・維持されており, 複雑な山岳環境を形成している.

#### 1.5 解析手法

##### 1.5.1 気象観測

気象観測のための自動気象観測ステーション (Auto Weather Station: AWS) を中部山岳地域内の3地点に設置し, それぞれ, 上高地を AWS-K, 乗鞍を AWS-N, 西穂高を AWS-H とした (図 1). 3地点で共通の観測項目は気温 [ $^{\circ}\text{C}$ ], 相対湿度 [%], 下向き短波放射量 [ $\text{W m}^{-2}$ ], 上向き短波放射量 [ $\text{W m}^{-2}$ ], 下向き長波放射量 [ $\text{W m}^{-2}$ ], 上向き長波放射量 [ $\text{W m}^{-2}$ ], 降水量 [mm], 気圧 [hPa], 風速 [ $\text{m s}^{-1}$ ], 積雪深 [cm] である. 各地点の観測機器および観測期間を表 1 に示す. 温湿度計は日射の影響を可能な限り排除するため, 白色の通風シェルター内に設置した. なお, 放射収支計は通風を行っていない. また, いずれの地点も冬季における降水量の観測を行っていないため, AWS-K では気象庁の AMeDAS データ (上高地), AWS-N では AWS-N から水平距離で 1.8 km 離れた標高 1450 m 地点 (Nrk-St.) での観測値を代わりに用い, AWS-H では冬期降水量のデータは欠測とし, 春期から観測を再開した後の観測値を使用した. これらの観測データは AWS-K を除く積雪深データのみ毎時, 他の各データはいずれも 10 分ごとに測定・記録されている. 解析に用いた 60 分データは, 10 分データの 60 分間平均値として, 日データは算出した 60 分データを日ごとに平均することで算出した. 3地点における解析対象データは積雪期に限定し, それぞれの解析対象期間は表 2 に示す. なお, 第 5 章で示す上高地の年平均気温の算出には, Kmk-St. (図 1) の観測データを用いた.



表 1 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍) および AWS-H (西穂高) における気象観測機器の仕様と観測高度および観測期間.

Table 1. List of meteorological observation instruments and observation period in AWS-K (Kamikochi), AWS-N (Norikura) and AWS-H (Nishi-Hodaka).

AWS-K					
Observation Components		Instrument		Accuracy	Observation Period
Air Temperature and Related Humidity	Air Temperature	Vaisala	WXT520	$\pm 0.3^{\circ}\text{C}$	8, Jan., 2014 – 17, Apr., 2018
	Related Humidity			$\pm 3\%$ (0–90%RH) $\pm 5\%$ (90–100%RH)	
Atmospheric Pressure	Atmospheric Pressure	Vaisala	WXT520	$\pm 0.5$ hPa (0–30°C) $\pm 1$ hPa (-52–60°C)	8, Jan., 2014 – 17, Apr., 2018
Radiation	Shortwave Radiation	KIPP & ZONEN	CNR 4	$\pm 5\%$ (daily integration)	6, Dec., 2016 – 17, Apr., 2018
	Longwave Radiation			$\pm 10\%$ (daily integration)	
Snow Depth	Snow Depth	North one	KADEC21-SNOW	$\pm 1$ cm	8, Jan., 2014 – 17, Apr., 2018
Wind Speed and Wind Direction	Wind Speed	YOUNG	Model 05103 Wind Monitor	$\pm 0.3$ m s <sup>-1</sup>	6, Dec., 2016 – 17, Apr., 2018
Lysimeter	Snowmelt Runoff	Nissei Keiki	J-271-01	500 mL / 1 Pulse	15, Nov., 2017 – 17, Apr., 2018
Snow Temperature	Temperature	T and D	RTR-502 (TR-5106)	$\pm 0.3^{\circ}\text{C}$ (-20–80°C) $\pm 0.5^{\circ}\text{C}$ (-40–20°C)	15, Nov., 2017 – 17, Apr., 2018

AWS-N					
Observation Components		Instrument		Accuracy	Observation Period
Air Temperature and Related Humidity	Air Temperature	Delta OHM	HD9817T1R	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$	18, Nov., 2002 – 4, Mar., 2017
	Related Humidity			$\pm 2\%$ (10–90%RH) $\pm 2.5\%$ (in the remaining range)	
Atmospheric Pressure	Atmospheric Pressure	Delta OHM	HD9408T	$\pm 0.5$ hPa (20°C)	18, Nov., 2002 – 4, Mar., 2017
Radiation	Shortwave Radiation	KIPP & ZONEN	CNR 4	$\pm 5\%$ (daily integration)	23, Nov., 2011 – 4, Mar., 2017
	Longwave Radiation			$\pm 10\%$ (daily integration)	
Snow Depth	Snow Depth	North one	KADEC21-SNOW	$\pm 1$ cm	18, Nov., 2002 – 4, Mar., 2017
Wind Speed and Wind Direction	Wind Speed	YOUNG	Model 05103 Wind Monitor	$\pm 0.3$ m s <sup>-1</sup>	18, Nov., 2002 – 4, Mar., 2017
Precipitation	Precipitation	Ota Keiki Seisakusho	34-HP-P (Tipping Bucket Type)	$\pm 0.5$ mm (under 20 mm) $\pm 3\%$ (over 20 mm)	17, Mar., 2006 – 4, Mar., 2017

AWS-H					
Observation Components		Instrument		Accuracy	Observation Period
Air Temperature and Related Humidity	Air Temperature	Delta OHM	HD9817T1R	$\pm 0.2^{\circ}\text{C}$	19, Oct., 2008 – 30, June, 2018
	Related Humidity			$\pm 2\%$ (10–90%RH) $\pm 2.5\%$ (in the remaining range)	
Atmospheric Pressure	Atmospheric Pressure	Delta OHM	HD9408T	$\pm 0.5$ hPa (20°C)	19, Oct., 2008 – 30, June, 2018
Radiation	Shortwave Radiation	KIPP & ZONEN	CNR 4	$\pm 5\%$ (daily integration)	21, Oct., 2013 – 30, June, 2018
	Longwave Radiation			$\pm 10\%$ (daily integration)	
Snow Depth	Snow Depth	North one	KADEC21-SNOW	$\pm 1$ cm	3, Nov., 2015 – 30, June, 2018
Wind Speed and Wind Direction	Wind Speed	YOUNG	Model 05103 Wind Monitor	$\pm 0.3$ m s <sup>-1</sup>	19, Oct., 2008 – 30, June, 2018
Precipitation	Precipitation	Ota Keiki Seisakusho	34-HP-P (Tipping Bucket Type)	$\pm 0.5$ mm (under 20 mm) $\pm 3\%$ (over 20 mm)	19, Oct., 2008 – 30, June, 2018

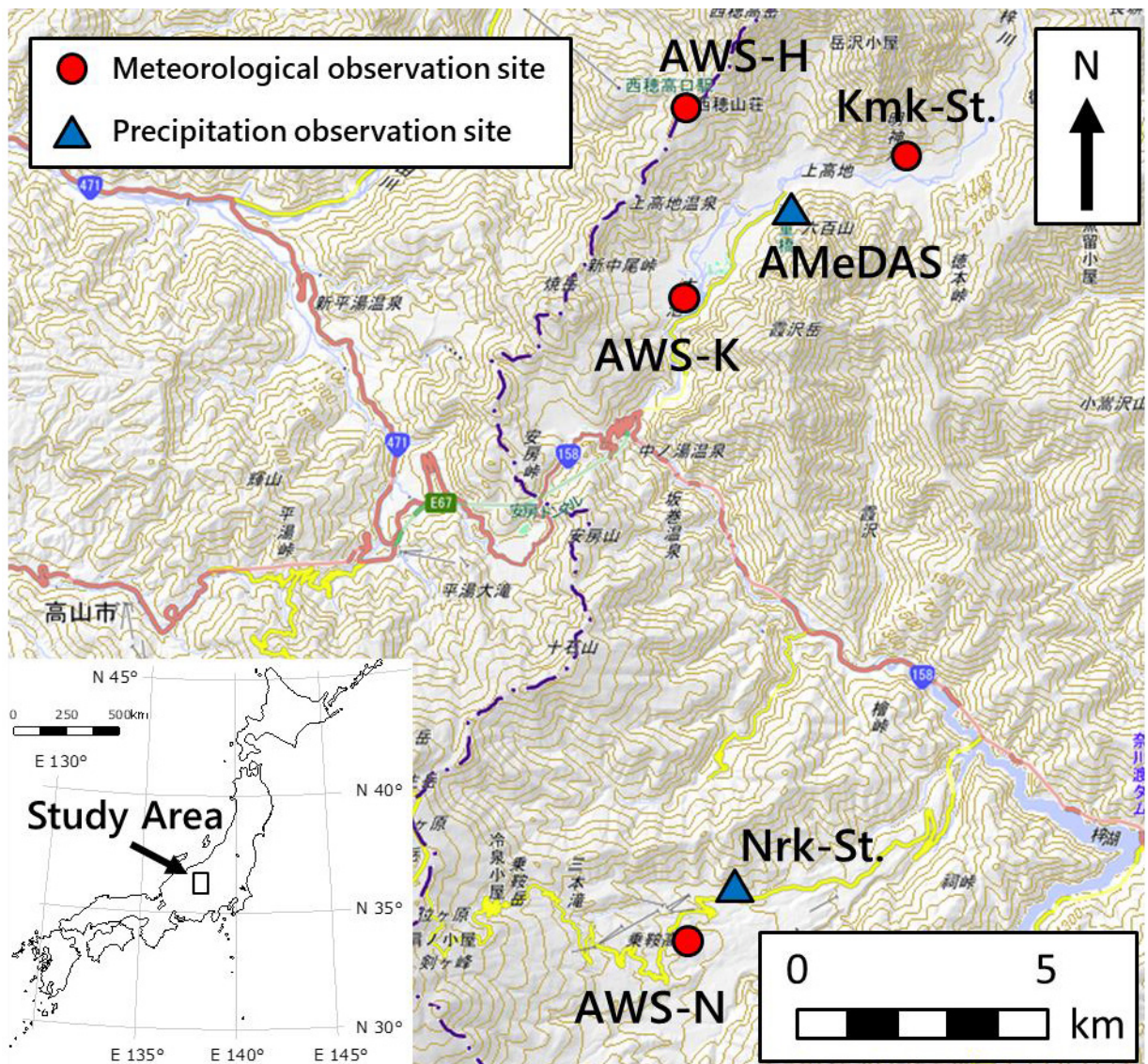


図1 解析対象とした中部山岳地域全域および観測地点. AWS-K, AWS-N および AWS-H はそれぞれ上高地, 乗鞍および西穂高における観測地点を指す (基図出典: 国土地理院).

Figure 1. Map of study site showing meteorological observation sites and Japanese central alpine region. AWS-K, AWS-N and AWS-H show the meteorological observation site in Kamikochi, Norikura and Nishi-Hodaka, respectively (Map source: Geospatial Information Authority of Japan).

表 2 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍) および AWS-H (西穂高) における熱収支解析の対象期間.

Table 2. Periods of the energy balance analysis in AWS-K (Kamikochi), AWS-N (Norikura) and AWS-H (Nishi-Hodaka).

Year	AWS-K	AWS-N	AWS-H
2011/12		6, Dec., 2011 – 30, Apr., 2012	
2012/13		17, Nov., 2012 – 19, Apr., 2013	
2013/14		26, Nov., 2013 – 26, Apr., 2014	
2014/15			
2015/16		25, Nov., 2015 – 7, Apr., 2016	
2016/17	6, Dec., 2016 – 4, May, 2017	24, Nov., 2016 – 4, May, 2017	29, Oct., 2016 – 2, July, 2017
2017/18	15, Nov., 2017 – 17, Apr., 2018		26, Oct., 2017 – 30, June, 2018

### 1.5.2 熱収支法

気象観測地点において積雪面の熱収支解析を行った. 熱収支解析には熱収支法 (例えば, Mölg *et al.*, 2008) を用いた. 熱収支解析には以下の (1) 式に示す熱収支法, 乱流フラックスの計算には (4), (5) 式に示すバルク法を用いて解析を行った. 本研究では大気から雪面に向かう熱輸送の方向を正として定義する. 熱収支法によって求めた融解熱量  $Q_M$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] は水の融解熱  $l_F$  ( $= 33.4$  [ $\text{kJ kg}^{-1}$ ]) (山崎, 1994) を用いて (7) 式のように水当量の融解量  $M$  [mm w.e.] に換算した.

$$SEB = R_{net} + H + E + Q_P \quad (1)$$

$$R_{net} = SW_{in} - SW_{ref} + LW_{in} - LW_{out} \quad (2)$$

$$= SW_{in}(1 - \alpha) + LW_{in} - \{(1 - \varepsilon)LW_{in} + \sigma\varepsilon T_s^4\} \quad (3)$$

$$H = \rho_a C_p C_H U(T_a - T_s) \quad (4)$$

$$E = \rho_a l C_E U(q_a - q_s) \quad (5)$$

$$Q_P = \rho_w C_w T_a P_r \quad (6)$$

$$M = Q_M / l_F \quad (7)$$

$SEB$  (surface energy balance) [ $\text{W m}^{-2}$ ] は表面熱収支,  $R_{net}$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] は正味放射量,  $H$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] は顕熱フラックス,  $E$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] は潜熱フラックス,  $Q_P$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] は降雨伝達熱とした.  $SEB$  が正となった場合には表面熱収支の熱量は融解熱  $Q_M$  [ $\text{W m}^{-2}$ ] と同義である. 正味放射量は観測した放射 4 要素 (下向き短波放射, 上向き短波放射, 下向き長波放射, 上向き長波放射) から算出し,  $SW_{in}$  および  $LW_{in}$  は, それぞれ下向きの短波放射, 長波放射を示す. また,  $SW_{ref}$  は上向き短波放射,  $LW_{out}$  は上向き長波放射とする.  $\alpha$  は雪面のアルベド,  $\sigma$  ( $= 5.67 \times 10^{-8}$  [ $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$ ]) はステファン・ボルツマン定数,  $\varepsilon$  ( $= 1$ ; Conway and Cullen, 2016) は雪の射出率であり, 雪面温度  $T_s$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] はステファン・ボルツマンの法則を用い, 上向き長波放射の観測値から求めた.  $\rho_a$  [ $\text{kg m}^{-3}$ ] は大気密度,  $C_p$  ( $= 1.004$  [ $\text{kJ K}^{-1} \text{kg}^{-1}$ ]) は大気の定圧比熱,  $C_H$  は

顕熱のバルク係数,  $C_E$  は潜熱のバルク係数,  $U$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] は風速,  $T_a$  [ $^{\circ}\text{C}$ ] は観測高度での気温,  $\iota$  [ $\text{J g}^{-1}$ ] は水の蒸発潜熱,  $q_a$  [ $\text{kg kg}^{-1}$ ] は観測高度の比湿,  $q_s$  [ $\text{kg kg}^{-1}$ ] は雪面の比湿とし, 雪面の比湿は本研究においては雪面温度での飽和水蒸気圧から算出した. なお, 気温と比湿に関して, 添字の s は地表面における値であることを示し, 添字の a は観測高度  $z$  [ $\text{m}$ ] における観測値であることを示す.  $\rho_w$  ( $=1000$  [ $\text{kg m}^{-3}$ ]) は水の密度,  $C_w$  ( $=4.21$  [ $\text{kJ K}^{-1} \text{kg}^{-1}$ ]) は水の比熱,  $P_r$  [ $\text{mm}$ ] は降水量とし, 降水形態判別気温は  $1.7^{\circ}\text{C}$  (小川・野上, 1994) を用いた. NrK-St.において降水があった場合に AWS-N でも同様に降水があったと仮定し, 気温が  $1.7^{\circ}\text{C}$  を上回った場合は雨, それ以下の場合は雪として扱った. また, 本研究では積雪期に降雨イベントが発生し, 積雪層に雨滴が降下する現象を Rain-on-Snow (ROS) イベントと称する.

### 1.5.3 バルク法

乱流フラックスの算出には (4), (5) 式に示すバルク法を用いた. 本論では顕熱フラックスは  $H$ , 潜熱フラックスは  $E$  で表す. 両フラックスのバルク係数は, それぞれのフラックスを添字として表し, 大気安定度が中立条件下でのバルク係数は添字 N (Neutral) で表すことで大気安定度を考慮したバルク係数と区別する. バルク係数はモニンオブコフ相似則に基づいて大気安定度を考慮し, Verburg and Antenucci (2010) を基に算出した. ここではその算出過程を簡単に記載する.

まず大気安定度を中立条件と仮定した際のバルク係数を以下の (8) 式によって求めた.

$$C_{HN} = C_{EN} = \frac{\kappa^2}{[\ln(z/z_0) \ln(z/z_E)]} \quad (8)$$

ここでバルク係数の算出には地表面の空気力学的粗度長  $z_0$  [ $\text{m}$ ] が必要であるが, 本解析では初期値として  $z_0 = 0.0002$   $\text{m}$  を与えた. 初期値の  $z_0$  を用いて摩擦速度  $u_*$  [ $\text{m s}^{-1}$ ] を以下の (9) 式を用いて算出した. なお,  $\kappa$  ( $=0.41$ ) はカルマン定数を表す.

$$u_* = \frac{\kappa U}{[\ln(z/z_0)]} = (C_D U^2)^{1/2} \quad (9)$$

また, ここで求められた  $u_*$  を用いて  $z_0$  を (10) 式を用いて再計算を行った.

$$z_0 = 0.135 \left( \frac{\nu}{u_*} \right) \quad (10)$$

上記の(9),(10)式の反復計算を行い, 算出した  $z_0$  の誤差が  $0.001\%$  以下になったところで計算を終了し, 収束した  $u_*$  と  $z_0$  の値から中立条件のバルク係数の算出に用いた.

(8) 式によって求められた  $C_{HN}$ ,  $C_{EN}$  を (11), (12) 式に代入し,  $H_N$  および  $E_N$  (大気安定度中立条件における  $H$  および  $E$ ) を算出した.

$$H_N = \rho_a C_p C_{HN} U (T_a - T_s) \quad (11)$$

$$E_N = \rho_a \iota C_{EN} U (q_a - q_s) \quad (12)$$

大気安定度を求めるためのオブコフ長  $L$  [ $\text{m}$ ] および安定度パラメータ  $\zeta$  は (13), (14) 式を



用いて算出した.

$$L = \frac{-\rho_a u_*^3 T_V}{\kappa g \left( \frac{H}{c_p} + 0.61 \frac{(T+273.16)E}{l_F} \right)} \quad (13)$$

$$\zeta = z L^{-1} \quad (14)$$

ここで,  $L$  の算出には  $u_*$ ,  $H$ ,  $E$  が必要であるが, 本解析では初期値としてそれぞれ中立条件下での値を与える. (14) 式で求めた  $\zeta$  と大気安定度の関係は以下 (i) および (ii) のようになり, それぞれの条件で (15)–(17) および (18)–(20) 式の計算を行い, 安定度関数  $\Psi_M$ ,  $\Psi_T$ ,  $\Psi_E$  を求めた. 添字 M, T および E はそれぞれ風速, 温度, 水蒸気に対する安定度関数であることを示す. なお, 本解析では  $|\zeta| < 0.01$  の場合を中立条件として定義する.

(i)  $\zeta > 0$  (安定条件)

$$\Psi_M = \Psi_T = \Psi_E = -5\zeta \quad (0 < \zeta < 0.5) \quad (15)$$

$$= 0.5\zeta^{-2} - 4.25\zeta^{-1} - 7\ln\zeta - 0.852 \quad (0.5 < \zeta < 10) \quad (16)$$

$$= \ln\zeta - 0.76\zeta - 12.093 \quad (\zeta > 10) \quad (17)$$

(ii)  $\zeta < 0$  (不安定条件)

$$\Psi_M = 2\ln[(1+X)/2] + \ln[(1+X^2)/2] - 2\tan^{-1}X + \pi/2 \quad (18)$$

$$\Psi_T = \Psi_E = 2\ln[(1+X^2)/2] \quad (19)$$

$$X = (1 - 16\zeta)^{1/4} \quad (20)$$

上式で算出された  $\Psi_M$  を (21) 式に代入することで, ドラッグ係数  $C_D$  を求めた.

$$C_D = \frac{\kappa^2}{[\ln(z/z_0) - \Psi_M]^2} \quad (21)$$

上式で求めた  $C_D$  を (9) 式へ代入することで  $u_*$  を求め, そこで求めた  $u_*$  を再び (10) 式に代入して  $z_0$  を算出した. また, (4), (5), (22) 式を用いて大気安定度を考慮した  $C_H$ ,  $C_E$  および  $H$ ,  $E$  を算出した.

$$C_H = C_E = \frac{\kappa^2}{[\ln(z/z_0) - \Psi_M][\ln(z/z_E) - \Psi_E]} \quad (22)$$

以上の算出された  $u_*$ ,  $H$  および  $E$  を (13) 式へ代入することで再び  $L$  を算出する. こうして求められた  $L$  を用いて, (4)–(22) 式の計算を繰り返し,  $L$  の誤差が 0.001% 以下となるまで反復計算を行った. この反復計算によって求められた  $u_*$ ,  $z_0$ ,  $L$ ,  $\zeta$ ,  $C_H$ ,  $H$  および  $E$  を収束値として熱収支解析に用いた.

## 第 2 章 上高地における解析結果

### 2.1 方法

#### 2.1.1 解析地点概要

本研究の対象地域である上高地は、奥穂高岳・槍ヶ岳・常念岳や蝶ヶ岳などの標高約 2500 から 3000 m の山々に囲まれた谷地形が特徴的な地域である。このような谷地形では、斜面上の昼夜での熱的条件の変化によって山谷風が形成され、また、谷底では冷気の移流によって冷気湖が形成されるなど、山岳地域特有の大気現象が見られる。山岳地域の特異な地形の下で形成される大気環境下では、特徴的な積雪融解特性が解明できると考えられる。

本章では、上高地地域内の標高 1490 m 地点において気象観測を実施し、同地域の気象特性を明らかにした。また、気象観測によって得られたデータを用いて、気象庁による気象観測が行われていない標高での積雪融解プロセスを明らかにするべく積雪面の熱収支解析を行った。

#### 2.1.2 本研究地点で用いた観測・解析手法

気象観測機器の仕様および解析期間は表 1、表 2 の通りである。1.5.1 で詳述した気象観測に加え、AWS-K ではライシメータ法による積雪融解水の底面流出量観測を行った。本観測は、熱収支モデルの精度検証と雪氷水文学的な考察を行うためである。ライシメータの集水部は 2 m 四方とし、集水部からホースを通して、500 mL 毎にカウントする転倒マスに融雪水が自然流下するように設計した。ライシメータ法による底面流出解析の日界は、9 時から 15 時の間の底面流出が収束する時刻とし、日ごとに任意の日界を設定した。これは、積雪層表面の融解によって生じた融雪水が積雪層内を流下し、積雪底面から流出するまでにはタイムラグがあり、日中に生じた融雪水がその日の夕方や夜、翌日の午前中に底面流出することが多く見られるためである。しかし、熱収支解析による表面融解量は 0 時とした。これは、日界を昼間に設定してしまうと、日積算積雪表面融解量を適切に算出できないためである。

また、AWS-K では積雪層の雪温鉛直プロファイルを明らかにするため、雪温の連続観測を行った。雪温の観測期間は 2017 年 12 月 7 日から 2018 年 4 月 17 日である。地面 0 cm から 180 cm まで 20 cm 毎に温度計を設置し、積雪深観測データと照合して雪温データを取得した。雪温の観測値から、任意の積雪層の温度を 0°C にするのに必要な熱量と定義されている積雪層の冷却量 (Cold Content:  $CC$  [ $\text{kJ m}^{-2}$ ]) を (23) 式を用いて算出した (DeWalle and Rango, 2008)。雪温の観測は地面から 20 cm ごとであるので、 $CC$  の算出においては  $\Delta D = 0.2$  [m] である。また、 $\rho_s$  [ $\text{kg m}^{-3}$ ] は雪の濡れ密度、 $T_{as}$  は積雪層内の 20 cm 毎の各レイヤーにおけるレイヤー上部と下部の雪温の平均値、 $C_i$  ( $= 2.1$  [ $\text{kJ K}^{-1} \text{kg}^{-1}$ ]) は氷の比熱とした。

$$CC = \rho_s C_i \Delta D (273.15 - T_{as}) \quad (23)$$

また、降雨として降水があった場合に積雪層内で再凍結する際に放出する凝固熱  $Q_f$  [ $\text{kJ m}^{-2}$ ]

を算出した。凝固熱の算出式は (24) 式に示す。雨滴の再凍結に関する解析を行う際の降水形態判別は、10 分間隔の積雪深データを用いて、積雪深が減少している場合を降雨、積雪深が減少している場合を降雪とした。

$$Q_f = P_r \rho_w l_f \quad (24)$$

積雪層へのエネルギーのインプットとして、*SEB* と凝固熱を合わせたエネルギーインプット量と積雪層の *CC* の変化量の比較を行い、*ROS* イベントによる積雪層温度の昇温に関する解析を行った。

*AWS-K* と *AWS-H* の 1 時間データで *AWS-K* における気温の観測値が *AWS-H* での気温の観測値を下回った時刻があった場合、冷気湖が形成されたと定義し、冷気湖が形成された時間が 1 日で 1 時間以上あった日を「冷気湖発生日」としてとした。*AWS-H* は、*AWS-K* がある盆地の上端の稜線に位置しており、*AWS-H* が盆地の上端、*AWS-K* が盆地の底部にそれぞれ位置すると考えたためである。典型的な冷気湖は夕方から翌日の朝方にかけて形成されるため日界は正午とし、前日の 13 時から翌日の 12 時までを 1 日とした。

また、*AWS-K* では積雪断面観測を行った。観測項目は雪温、濡れ密度、含水率、層位、粒径である。層位と粒径以外は地面から 3 cm 毎に測定し、粒径は層位ごとに 1 か所の雪粒子を採取・観察し、粒径を判断した。

## 2.2 結果

### 2.2.1 気象観測データ

*AWS-K* における 2017 年と 2018 年の年平均気温はそれぞれ 5.0°C と 6.0°C であった。両年の年平均水蒸気圧および年平均風速はそれぞれ 7.5 hPa と 8.0 hPa、1.0 m s<sup>-1</sup> と 0.9 m s<sup>-1</sup> であった。積雪期については 2016/17 年と 2017/18 年の平均気温はそれぞれ -3.3°C と -3.6°C であり、最寒月は 2016/17 年は 1 月、2017/18 年は 2 月で、それぞれの月平均値は -7.1°C と -7.6°C であった。水蒸気圧は両年の解析期間における冬季平均値で 3.7 hPa を記録した。2016/17 年および 2017/18 年における風速の解析期間の平均値は、それぞれ 1.3 m s<sup>-1</sup> と 1.4 m s<sup>-1</sup> であった。

*AWS-K* 周辺では谷地形による冷気湖の形成に起因する極度な低温環境が形成された。*AWS-K* における冷気湖の発生日および、発生時の最低気温を図 2 に示す。2016/17 年と 2017/18 年はそれぞれ合計 55 回と 62 回の冷気湖イベントが発生していた。その内、*AWS-K* の気温が -20°C 以下となったイベントはそれぞれ 8 回と 10 回あり、*AWS-K* では極度な低温環境が形成されていることが示された。

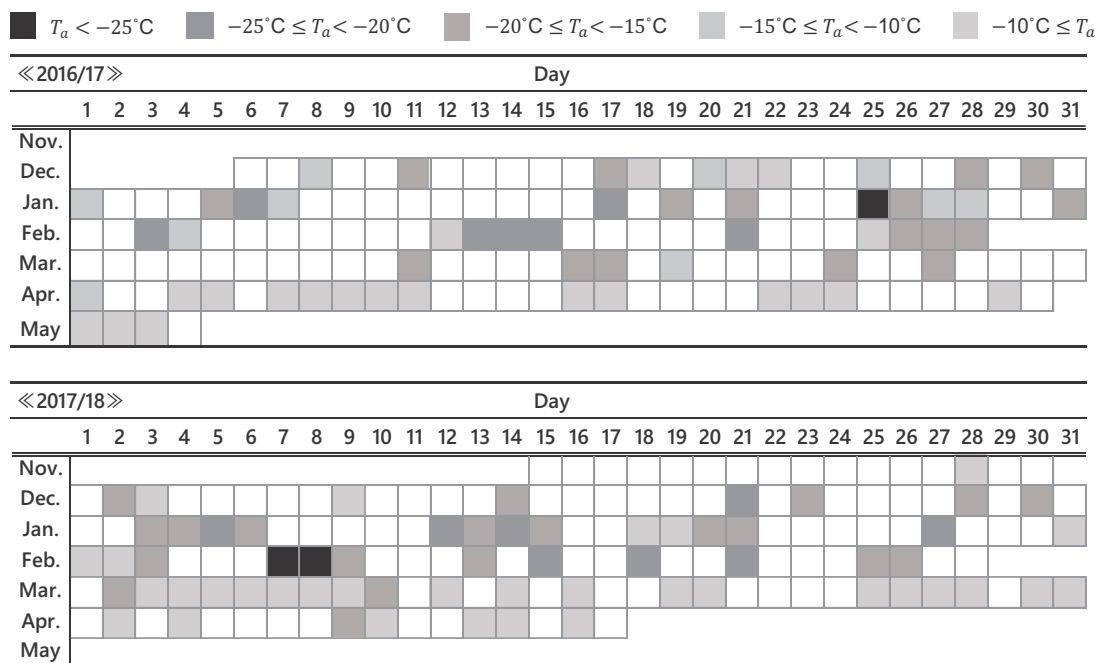


図 2 AWS-K (上高地) における冷気湖発生日とその時の AWS-K の最低気温. 図中に色で示したのが冷気湖発生日であり, 冷気湖発生日の最低気温を色の濃さで示している.

Figure 2. The day occurring a cold air pool in AWS-K (Kamikochi) and minimum air temperature in those cases. The color in the figure is the day when the cold air pool occurred, and the minimum temperature on the day when the cold air pool occurred is indicated by the color density.

### 2.2.2 熱収支解析

AWS-K の熱収支特性について概説する. 本地点では 2016/17 年と 2017/18 年について解析を行った. 熱収支解析による各熱量の時間変化を図 3 に, 積雪期を通じた年ごとの熱収支特性および, 冷気湖の発生日と非発生日の熱収支特性を表 3 に示した. 積雪期ごとの明瞭な熱収支特性の違いは見られなかった. 2016/17 年, 2017/18 年共に積雪期後期には短波放射収支量が増加した. また, 長波放射収支は多くの日に負の値を示していた. 顕熱フラックスと潜熱フラックスの熱量は, 短波放射収支と長波放射収支に比べて少なく, 顕熱フラックスは正, 潜熱フラックスは負の値を示す日が多かった. 降雨伝達熱は主に積雪期後期に見られ, その熱量は小さかった. SEB に対する各エネルギーの割合は, 短波放射収支が 200%前後, 長波放射収支が-100%前後, 顕熱フラックスは約 10%, 潜熱フラックスは-20%, 降雨伝達熱は 3%程度であった. また, 冷気湖発生日は短波放射収支が大きく, 長波放射収支が小さい傾向が見られた. 一方, 顕熱フラックスと潜熱フラックスに大きな変化は見られなかった. 降雨伝達熱量は他の熱要素に比べて小さく, 融解熱の供給源としてはほとんど働いていなかった.



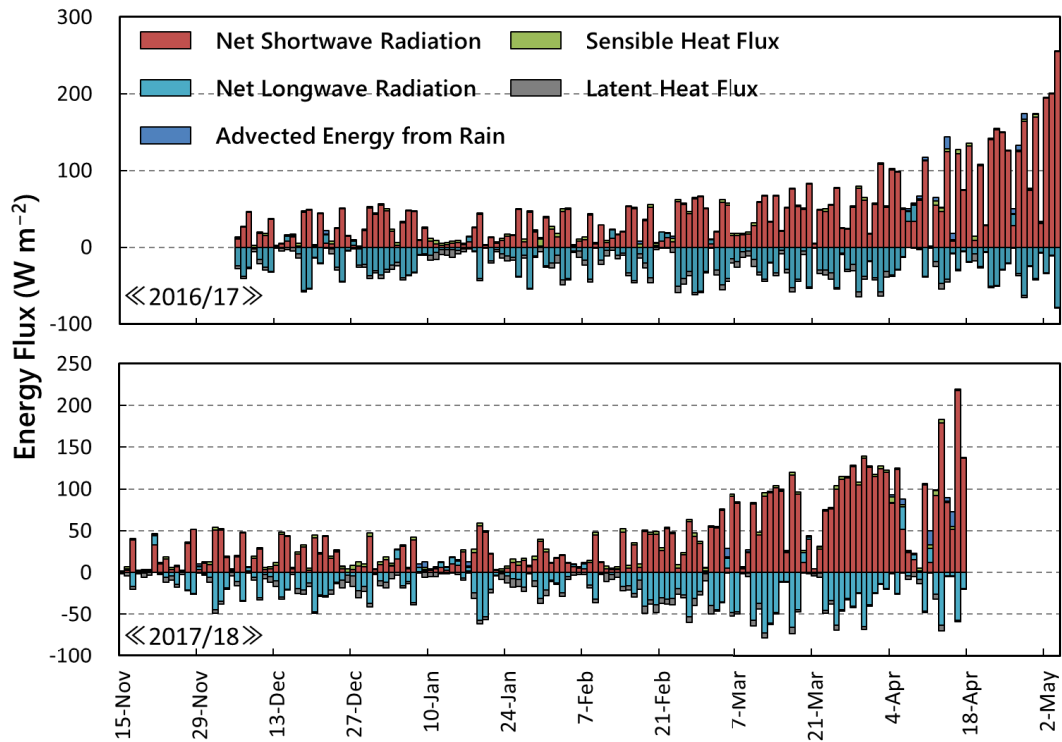


図3 AWS-K (上高地) における熱収支解析の結果. 各熱量の日平均値の時間変動を示す.

Figure 3. Result of the energy balance analysis in AWS-K (Kamikochi) showing a variation of daily mean energy components.

表 3 AWS-K (上高地) における熱収支解析の結果. 積雪期前期間および冷気湖形成日と非形成日の熱収支特性を示している. 括弧内の値は表面熱収支 (融解熱量) に対する各熱量の割合.

Table 3. Result of energy balance analysis in AWS-K (Kamikochi). The values show the percentage against the total snow melt energy flux (SEB) and the values in parentheses show the proportion of SEB ( $Q_M$ ) for each condition.

	$R_{net}$				$H$		$E$		$Q_P$	
	$SW_{net}$		$LW_{net}$		$W\ m^{-2}$	%	$W\ m^{-2}$	%	$W\ m^{-2}$	%
	$W\ m^{-2}$	%	$W\ m^{-2}$	%						
2016/17										
All Period	43.0	(218.4)	-21.6	(-109.7)	1.9	(9.4)	-3.5	(-17.6)	0.5	(2.8)
Non Cold Air Pool	37.1	(261.6)	-19.9	(-140.7)	2.2	(15.2)	-4.1	(-29.2)	0.7	(4.6)
Cold Air Pool	53.4	(182.2)	-24.5	(-83.8)	1.3	(4.5)	-2.3	(-7.9)	0.3	(1.2)
2017/18										
All Period	37.1	(197.1)	-17.3	(-92.1)	2.3	(12.0)	-3.9	(-20.7)	0.6	(2.9)
Non Cold Air Pool	28.3	(189.8)	-12.3	(-82.6)	2.3	(15.3)	-4.1	(-27.7)	0.7	(4.4)
Cold Air Pool	50.1	(203.6)	-24.8	(-100.7)	2.2	(9.1)	-3.5	(-14.3)	0.4	(1.6)

### 2.2.3 ライシメータ法による熱収支モデルの精度検証と底面流出解析

AWS-K ではライシメータ法による熱収支モデルの精度検証と積雪底面流出解析を行った. 解析期間中のライシメータと熱収支解析による融解量の時間変化を図 4 に示す. 期間全体を次のように Phase I から IV に区分した. Phase I (2018 年 3 月 2 日から 2018 年 3 月 5 日) は底面流出が起こる前の期間であり, 表面融解は起こっているが底面流出は認められない状態であった. Phase II (2018 年 3 月 6 日から 2018 年 3 月 25 日) では, 3 月 6 日に最初の底面流出が確認され, その後は毎日安定して 1 mm から 2 mm の底面流出が見られたが, 日変動は見られなかった. Phase III (2018 年 3 月 26 日から 2018 年 4 月 5 日) は底面流出が継続的に発生し, 明瞭な日変動が見られた期間である. Phase III では熱収支解析の結果とライシメータの観測結果が良い関係を示しており, 表面融解のピークである正午から底面流出するまでのタイムラグも確認できた. そのタイムラグは Phase III 初期には 3~4 時間であったが, Phase III の後期にはそのタイムラグもほぼ無くなり, また, 底面流出量も大きくなっていることも確認できた. Phase IV (2018 年 4 月 6 日から 2018 年 4 月 17 日) は Phase III で見られた日変動が見られなくなった期間である. また, Phase II 以降の積雪層における質量含水率の鉛直プロファイルの時間変化を図 5 に示す. Phase II の初期に該当する 2018 年 3 月 7 日の積雪層はまだ乾き雪である部分が多いが, 底面では濡れ雪となっている様子が確認できた. Phase III に入ると積雪層全体の含水率は上昇した. その後, 積雪表面の含水率は高い値

を示し、また、積雪層全体の含水率は上昇していた。

AWS-K では、ライシメータ法による底面流出量の観測値を用いて、水のインプット量とアウトプット量の整合性に関する解析を行った。本解析では、ライシメータ法による積雪底面流出量を水のアウトプット量とし、積雪量あるいは表面融解量および降水量を水のインプット量とした。水のアウトプット量 (底面流出量) と水のインプット量 (表面融解量および降水量) のそれぞれの日積算値の相関を図 6 に示す。両者は有意な相関を示していたが、日積算降水量が 10 mm 以上観測された日には、水のインプット量がアウトプット量を上回る傾向が見られた。降水による底面流出への影響については第 4 章で詳述するので、本章では省略する。さらに、両者の日変動および積雪調査による積雪水量の変動を図 7 に示す。積雪底面流出が開始したのは 2018 年 3 月 6 日の翌日である 2018 年 3 月 7 日に積雪水量調査を行った結果、その時の積雪水量は 385 mm w.e. であった。一方、2018 年 3 月 7 日から消雪日 (2018 年 4 月 17 日) までの熱収支モデルによる積算融解量は 596.4 mm w.e. であり、気象庁 AMeDAS による観測値から算出した同期間の積算降水量は 336.0 mm であった。また、同期間の積算底面流出量は 720.8 mm であった。これらの観測値および熱収支モデルの算出値から以下の結果が示された。3 月 7 日の積雪水量と 3 月 7 日以降の降水量を足した水のインプット積算量は 721 mm であり、積算底面流出量とほぼ一致したが、熱収支モデルによる積算融解量と降水量を足したインプット量は 932.4 mm となっており、こちらは底面流出量を過大評価していた。

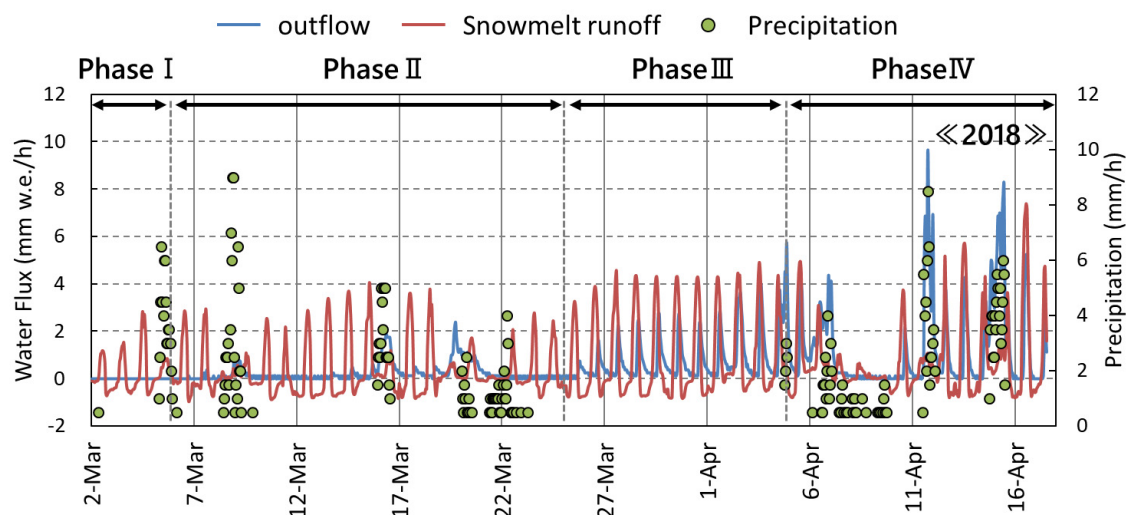


図 4 AWS-K (上高地) における熱収支解析による表面融解量，ライシメータによる底面流出量および降水量の時間変動。

Figure 4. Variation of calculated snowmelt rate using energy balance analysis, observed outflow rate using a lysimeter method and an amount of precipitation in AWS-K (Kamikochi).

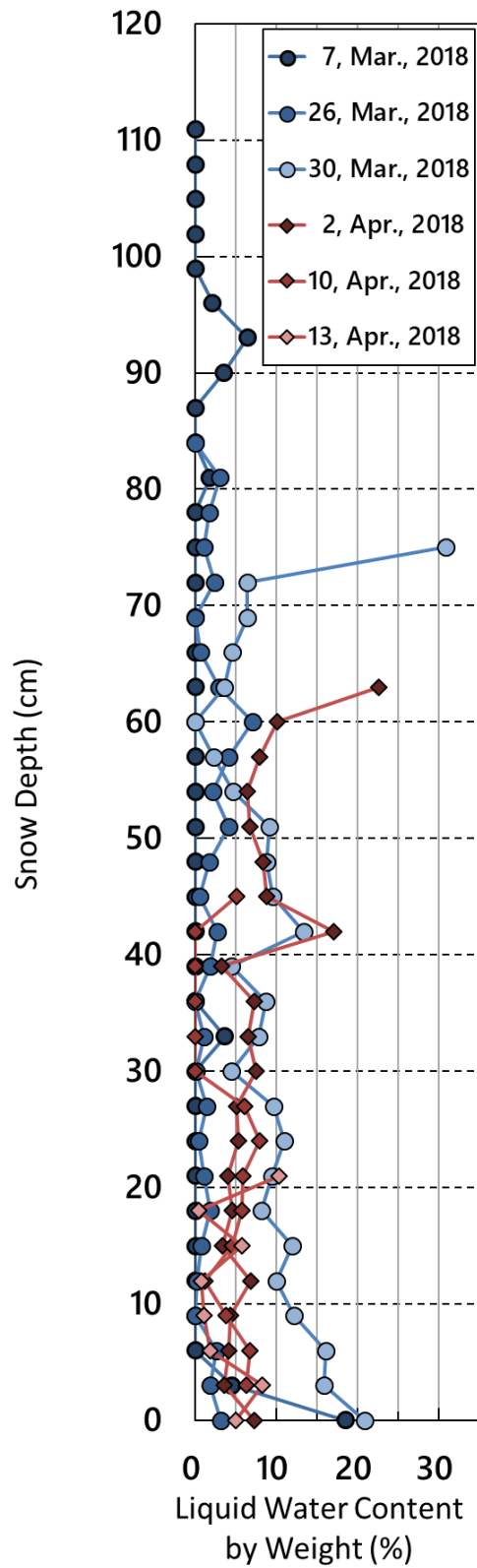


図 5 積雪層中質量含水率 (%) の鉛直プロファイルおよびその変化.

Figure 5. Vertical profile and its variation of weight water content (%).

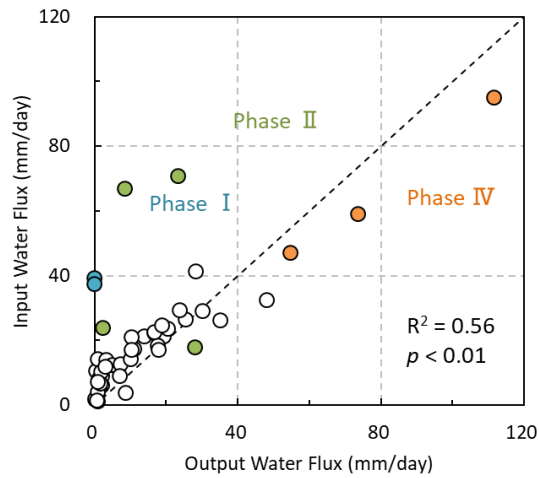


図 6 AWS-K (上高地) における底面流出量 (アウトプット)と表面融解量と降水量を足した水供給量 (インプット)の日積算値の相関. ライシメータによる底面流出量を水のアウトプットとして横軸に, 熱収支法による表面融解量の計算値と降水量の観測値を足し合わせた水のアウトプット量を縦軸に示す. 色付けされたプロットは各 Phase で日積算降水量が 10 mm を超えた日を示している.

Figure 6. Correlation for daily outflow water flux (Output Water Flux) and sum of calculated daily snow melt using the energy balance analysis and an amount of observed precipitation. Colored plots indicate the daily precipitation > 10 mm.

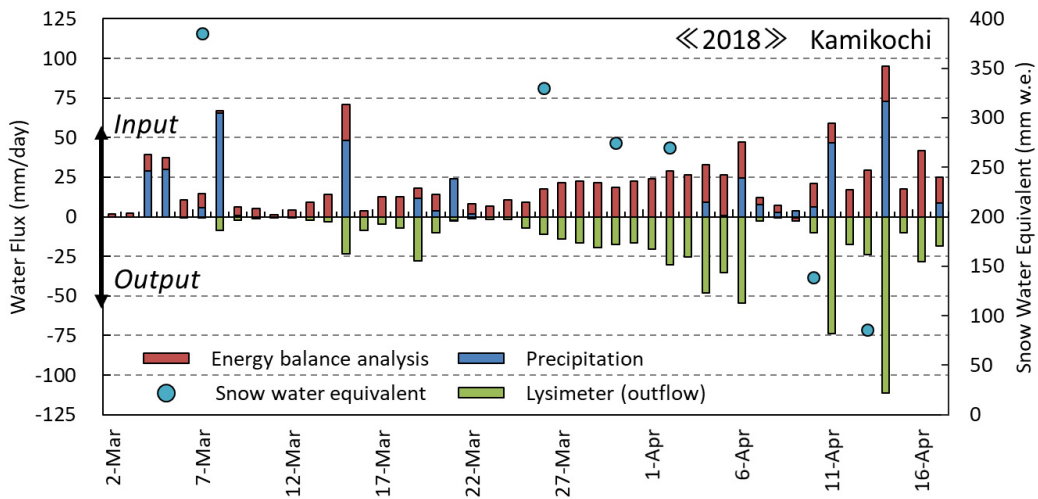


図 7 AWS-K (上高地) における底面流出量 (アウトプット)と, 表面融解量と降水量を足した水供給量 (インプット)の日積算値の変動および積雪水量の変化.

Figure 7. Variation of water output flux (outflow), input flux (calculated snowmelt rate and precipitation), and snow water equivalent (SWE) in AWS-K (Kamikochi).

#### 2.2.4 冷気湖の形成

AWS-K では 2016/17 年と 2017/18 年の解析期間の中の冷気湖形成日の割合は、それぞれ 37%と 41%であった。ここでは、典型的な冷気湖が形成された 2017 年 1 月 25 日 6:00 から 2017 年 1 月 27 日 6:00 の事例を取り上げる。2017 年 1 月 26 日の午前に極度の低温が観測され、その時の AWS-K の気温は 7 時 10 分に $-27.1^{\circ}\text{C}$ 、雪面温度は同日 7 時 20 分に $-32.7^{\circ}\text{C}$ を記録した (図 8)。この時の気象条件は、風速が小さく、比湿が低いという特徴が見られ (図 8)、乱流フラックスはほとんど発生していなかった (図 8)。長波放射は上向き下向き共に安定して変化し、上向きの長波放射量は緩やかな減少傾向が見られた (図 8)。したがって、同期間の雪面熱収支は負となっており、雪面からのエネルギーロスが確認された (図 8)。

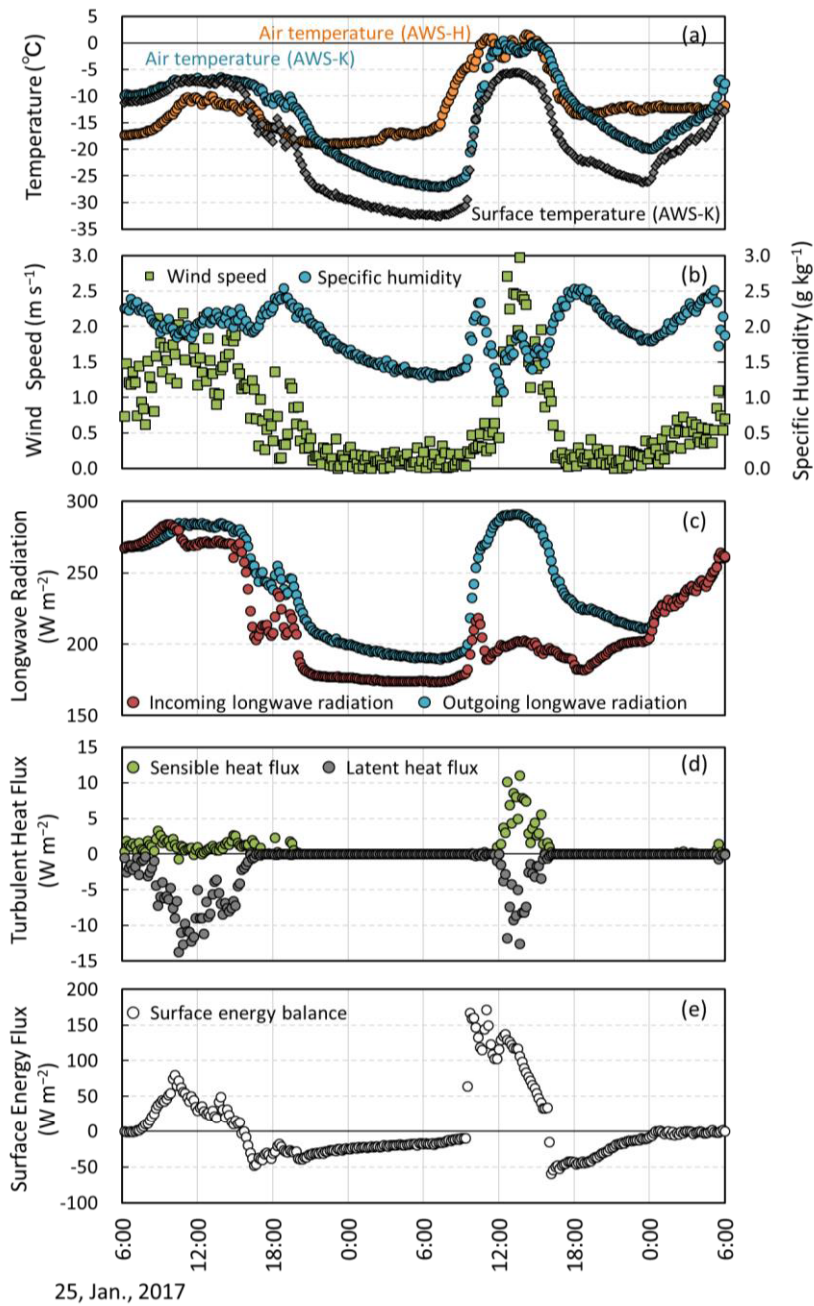


図 8 冷気湖形成時 (2017 年 1 月 25 日) の気象要素の変動. (a) AWS-K (上高地) における気温と雪面温度および AWS-H (西穂高) における気温, AWS-K (上高地) における (b) 風速および比湿, (c) 下向きおよび上向き長波放射, (d) 乱流フラックス, (e) 雪面熱収支の時間変動を示す.

Figure 8. Variation of (a) air temperature in AWS-K (Kamikochi) and AWS-H (Nishi-Hodaka), and skin temperature of snow surface in AWS-K, (b) windspeed and atmospheric specific humidity, (c) longwave radiation, (d) turbulent energy flux, and (e) *SEB* when the cold air pool is formed (25, January, 2017).



## 2.3 考察

### 2.3.1 気象特性と熱収支特性

AWS-K の気象特性として、比湿が低く、冷気湖が頻繁に形成されるという特徴が挙げられた。積雪期全体の熱収支特性としては短波放射収支量が SEB に対して 200%以上と大きな割合を占めており、短波放射と長波放射を合わせた正味放射としては 2016/17 年, 2017/18 年共に、100%以上を占めていた。また、潜熱フラックスはそれぞれの年で-17.6%と-20.7%を占めており、雪面からの昇華蒸発によって積雪層が冷却されている事が明らかとなった。これは、空気が乾燥していることが雲の形成を抑制し、雪面からの蒸発を誘発している可能性が考えられる。

雪面の熱収支特性は雪面上の気象条件に大きく依存するため、地域によって融雪に寄与するエネルギーバランスは異なる。AWS-K と類似した熱収支特性は、ボリビアの標高 5050 m に位置する Zongo 氷河 (Sicart *et al.*, 2008) やインド北部のヒマラヤ北西部に位置する Dhundi (標高 3050 m) の季節積雪 (Datt *et al.*, 2008) などに見られる。これらの 2ヶ所は高標高の山岳地帯に位置しており、いずれも雪面からの昇華蒸発が起こっていることを示す解析結果を報告している (Datt *et al.*, 2008; Sicart *et al.*, 2008)。また、Abermann *et al.* (2019) ではグリーンランド南西部の内陸部に位置する山岳氷河において AWS-K に類似した熱収支特性の傾向が報告されていることから、内陸の比較的空気が乾燥した地点では、晴天率の高さと比湿の低さによって、短波放射の増加と潜熱フラックスによるエネルギーロスが起こりやすいという熱収支特性がみられる可能性が示唆できる。

冷気湖形成時の典型的な気象条件としては「晴れた静穏な夜間」が挙げられる。これは上空に雲がないため下向き長波放射量が少なく、風速が小さいことに加え、夜間であるために短波放射によるエネルギー供給が無い気象条件であることを指す。冷気湖形成時の地表面付近の気象は、強い安定状態となっており、乱流フラックスがほとんど発生しないため、雪面熱収支を支配するのは長波放射である。冷気湖形成時の長波放射収支が負となり、いわゆる放射冷却による雪面の冷却によって雪面温度が低下し、上向き長波放射量が減少するため、冷気湖形成時の雪面熱収支は理論的には 0 に収束する。本解析では 0 に収束するまでは至らなかったが、雪面の長波放射が放射平衡となるように上向きの長波放射量が下向きの長波放射量に漸近している現象が確認された。この放射平衡となる表面温度を支配しているのは下向きの長波放射である。下向きの長波放射量を支配する因子として、気温や大気中の水蒸気や二酸化炭素、メタンなどが挙げられる。その中でも大気中の水蒸気は大きな長波放射供給源であるため、これを欠く乾燥した大気条件と上高地の谷地形という地形条件が、本解析地点での冷気湖形成を促進させていると考えられる。図 2 を見ると、AWS-K が極度の低温となる冷気湖イベントが見られるのは 1 月や 2 月の厳冬期であるが、冷気湖の発生頻度が高いのは 3 月や 4 月である。厳冬期は大気中の水蒸気圧が低いため平衡温度が低くなり、その結果、極度の低温が発生しているものと考えられる。また、3 月や 4 月になると冬型の気圧配置の発生頻度が少なくなり、静穏な夜間が増えるため冷気湖の発生頻度



が高くなったと考えられる。このように、季節的な気象条件の変化により、表面熱収支の特徴および冷気湖の発生頻度や冷気湖底部の気温が変化していることが冷気湖イベントの抽出や気象観測データの解析より示唆された。

### 2.3.2 積雪層の冷却

AWS-K では放射冷却と雪面からの昇華蒸発が頻繁に起こっていた。これによって積雪層の冷却が卓越していると考え、積雪層の冷却量  $CC$  を算出した。図9に積雪全層中における20 cm ごとの各レイヤーと積雪全層の  $CC$ 、および、日積算降水量の変動を示す。積雪全層の  $CC$  は日々の増減を繰り返しながら積雪期の半ばまで増加傾向を示した(図9)。積雪層の冷却量に着目した研究例は稀であり、 $CC$  の絶対量に関して、気候条件や地形条件の観点からの地点比較を行うことはできないが、AWS-K における日積算融解熱量と  $CC$  の解析期間の平均値がそれぞれ  $1625 \text{ kJ m}^{-2}$  と  $1169 \text{ kJ m}^{-2}$  であったことを考慮すると、AWS-K における積雪層は冷却によって流出開始の遅延を起こしている可能性は大いに考えられる。

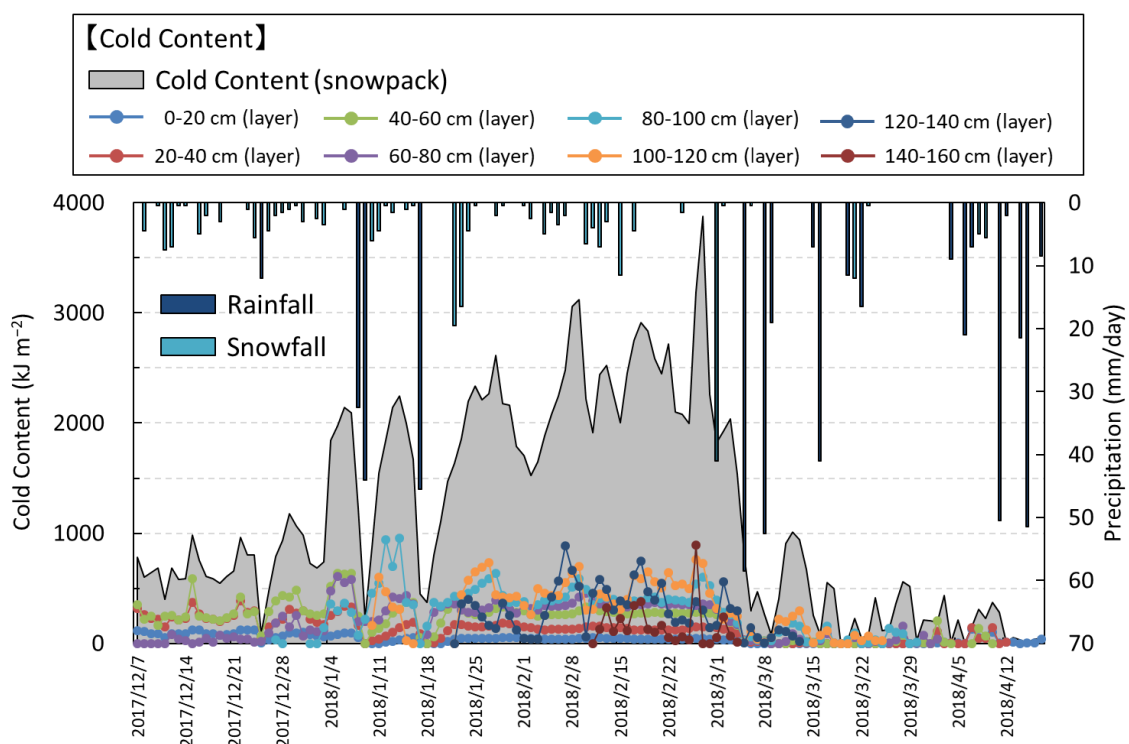


図9 積雪層の冷却量 (Cold Content:  $CC$ ) および日積算降水量の変動。灰色の網掛けで示したのは積雪層全体の冷却量。降水が観測された日の中で濃い青色で示したのは、降雨イベントを示し、薄い青色で示したのは降雪イベントを示す。

Figure 9. Daily variation of Cold Content and observed precipitation. The shaded area in gray indicates the Cold Content of the whole snowpack. The dark blue color in the day when precipitation is observed indicates a rainfall event, and light blue color also indicates a snowfall event.

### 2.3.3 熱収支モデルの精度検証と底面流出解析

ライシメータ法による積雪底面流出量の観測結果を用いて、熱収支モデルの精度検証および底面流出量の時間変動に関する解析を行った。積雪層の  $CC$  が 3 月 5 日にほぼ消滅し、底面流出が 3 月 6 日から見られたことは、積雪層が全層  $0^{\circ}\text{C}$  になった後に融雪および流出が開始し、底面流出に至るというプロセスを経ていたことが示唆される。図 4 の Phase II で毎日  $1\text{ mm}$  から  $2\text{ mm}$  の底面流出が認められたのは、積雪層下面における積雪融解によるものであると考えられる。小島 (1982) は融雪期において  $0.4\text{--}0.6\text{ mm/day}$  の底面融解があることを示している。底面融解量は地面との熱交換量や積雪層の諸物理量に依存するので、一概に底面融解量の定量的な比較を行うことは出来ないが、AWS-K において底面融解が起こっていた可能性は、観測結果からも十分に考えられる。Phase III では底面流出量と表面融解量の変動に明瞭な対応関係が見られた。積雪表面での融雪が起こり、底面流出するまでにはタイムラグが生じる。Phase III の前期ではそのタイムラグは 3 時間前後であったが、後期では 1 時間前後となっており、そのタイムラグは短くなっている。これは積雪層の含水率が融雪の進行とともに増加し、融雪水による積雪層貯留水の押し出し流 (鈴木, 1993) が底面から流出するまでにかかる時間が短くなったためであると考えられる。また、融雪期後期に底面流出量が増加したのも積雪層の含水率が上昇し、底面流出しやすい状態になったためであると考察できる。2018 年 4 月 5 日に降雨イベントが起こったことで、表面融解量と底面流出量の明瞭な対応関係は見られなくなった。この期間が Phase IV である。同期間は水のインプットとアウトプットの変化傾向は概ね一致しているが (図 7)、両者の 1 時間ごとの変化には大きな位相差が見られた (図 4)。積雪層中の水の移動経路や移動速度には、積雪層を流下する水の動態は積雪層ごとの粒径の違いなどの様々な要素に支配されるため (Hirashima *et al.*, 2016; Yamaguchi *et al.*, 2018)、それらの制御機構については未だ不明な部分も多い。AWS-K における表面融解から底面流出までのタイムラグを支配する要因についての詳細な解析は今後の課題である。

ライシメータ法による雪氷水文学的観点から水収支の整合性を検証することにより、本解析で用いた熱収支モデルの精度を評価した。熱収支モデルによる融解量と降水量を足した水のインプット量とアウトプット量の日積算値は非常に良い相関を示しており、高精度の解析および観測結果であると考察できる。3 月 7 日以降の水のインプット量である積雪調査による積雪水量と降水量を足すと  $721\text{ mm w.e.}$  となり、同期間のアウトプット量である積算底面流出量は  $720.8\text{ mm}$  であった。つまり、両者の誤差は  $0.2\text{ mm w.e.}$  であり、ほぼ一致した結果となっている。一方、熱収支モデルによる融解量と降水量を足したインプット量は  $932.4\text{ mm}$  であり、29% 過大評価している結果となった。積雪水量と降水量との水収支は一致していることから、本研究で用いたライシメータの捕捉率は良好であると考えられる。つまり、熱収支モデルとの誤差は熱収支モデルの表面融解量が過大評価していた可能性が示唆される。

## 2.4 結論

AWS-K の雪面熱収支で最も大きな割合を占めていたのは、正味放射に由来するエネルギーであり、その増減を支配していたのは短波放射収支であった。また、本研究地点は、谷地形の谷底に位置していることから、冷気湖が頻繁に形成されていることが分かった。冷気湖形成時には放射冷却によって積雪層からの熱損失が起これ、表面温度の低下が促進していることも明らかとなった。放射冷却による熱損失に加え、大気が乾燥していることで、雪面からの昇華蒸発が起これ、それによっても積雪層の冷却が起これていた。つまり、乾燥大気条件という気象特性および谷地形であるという地形条件によって、本研究地点では積雪層の冷却が卓越した気象・積雪環境であったと結論付けられ、これによって融雪開始、あるいは、融雪の進行が抑制されている可能性が示唆された。この特徴は内陸に位置し、かつ、起伏に富んだ地形を有する山岳地域に見られると考えられる。

今まで日本国内でこのような報告はないが、上記の条件を満たす地域や地点においては同様の特性が見られる可能性は十分に考えられる。融雪のタイミングは融雪水の供給開始時期やその量などに影響を与えるため、雪氷学のみならず、水文学や陸水学、生態学など様々な観点からも重要な要素である。山岳地域においては特に様々なサブシステムが狭い範囲に共存していることから、今後のさらなる解析を行う必要がある。

## 第 3 章 乗鞍における解析結果

### 3.1 方法

#### 3.1.1 解析地点概要

乗鞍岳は中部山岳地域内の北アルプス南端に位置し、標高 2500 m から 3000 m に及ぶ複数の火山体から成る。本章における気象観測は乗鞍岳東斜面の標高 1590 m 地点において行った。同地点は主に冬季モンスーンによって降雪が供給され、毎年 100 cm 以上の季節積雪が形成される地点である。気象観測地点は亜高山帯下部の平坦地に位置し、観測塔から 5～10 m ほど離れたところには針葉樹林帯が広がっている。

#### 3.1.2 本研究地点で用いた解析手法

AWS-N では積雪融解量の実測値を (25) 式に示す雪面低下法によって算出した。

$$M = \rho_s \cdot \Delta D \cdot 1/\rho_w \quad (25)$$

ここで、 $\Delta D$  は積雪深の変化、 $\rho_w$  ( $=1000$  [kg m<sup>-3</sup>]) は水の密度である。本来、雪面低下法に用いる積雪層の密度は、乾き密度が適当であるが、AWS-N における積雪調査では含水率の観測を行っていないため、乾き密度の代わりに濡れ密度を用いた。積雪深の変化は 1 cm の分解能を持つ観測値を用いた。

本研究では熱収支モデルの結果から Degree-day 法 (例えば、小島ほか, 1983) による Degree-day Model と、日射量をモデルに組み込んだ RT Model (Konya *et al.*, 2004) を乗鞍に適用し、Degree-day Model と RT Model の融解・消耗モデルによる積雪融解の再現性を検討した。本研究で用いたモデル式は以下の通りである。

$$M = \text{DDF} \times T_{\text{day}} \quad (26)$$

$$M = a SW_{\text{in,day}} + b T_{\text{day}} + c \quad (27)$$

(26) 式で表される Degree-day Model と(27) 式で表される RT Model における DDF (degree day factor),  $a$ ,  $b$ ,  $c$  の各係数は、各年の消耗期の熱収支解析による融解量  $M$  を従属変数、日中 (8 時から 18 時) の平均気温 ( $T_{\text{day}}$  [°C]) および日中の平均下向き短波放射量 ( $SW_{\text{in,day}}$  [W m<sup>-2</sup>]) を独立変数として回帰分析を行うことにより決定した。なお、雪面低下法による AWS-N における融解量の実測データでは、積雪融解量として十分な分解能を満たさないため、本研究では融解・消耗モデルの係数決定および精度検証を行う際には、熱収支モデルによる計算値が実測値と等しいと仮定した。回帰分析の結果から算出された係数を表 4 に示す。これらの結果から得た係数を用いて、両モデルを各年の消耗期に適用し、積雪融解のモデリングを行った。なお、モデル推定値が負となった場合は積雪融解が起こっていないとし、そのデータを除外した。なお、熱収支解析の結果から、消耗期は日積算融解熱量が連続して正である期間と定義し、消耗期以前の期間を涵養期と定義した。ただし、日積算融解量が負であっても、その日からさかのぼって、連続して 7 日以上日融解熱量が正であった場合は、

日積算融解量が負であったその日も消耗期に含むこととした。

表 4 Degree-day Model と RT Model の各係数および回帰分析の結果。

Table 4. Results of regression analysis and value of the each model coefficient,  $R^2$ , standard error (SE) and the  $p$  value.

Model	Model Coefficient	$R^2$	SE	$p$ value
Degree-day Model	DDF = 2.44	0.57	7.0	$p < 0.01$
RT Model	a = 0.04   b = 1.16   c = -1.15	0.85	4.2	$p < 0.01$

## 3.2 結果

### 3.2.1 気象観測データ

AWS-N における気象観測データについて述べる。本研究地点での通年の気象観測結果は鈴木・佐々木 (2019) が詳細に示しているので、ここでは気温と水蒸気圧、風速および積雪深の観測結果について述べる。

熱収支解析を行った 2011/12 年から 2016/17 年の冬期気象観測データを表 5 に示す。最寒月は 1 月あるいは 2 月であり、解析期間中の平均気温はそれぞれ  $-6.7^{\circ}\text{C}$  と  $-6.3^{\circ}\text{C}$  であった。各冬期間の 12 月から 3 月の月平均気温は氷点下であり、月平均気温が正となるのは 4 月以降であった。冬期間の平均水蒸気圧は 4.2 hPa であり、2.8 hPa から 6.7 hPa の間で推移し、毎冬期間の月平均値の最小値は 1 月あるいは 2 月に記録された。また、冬期の平均風速は多くの月で  $1.0 \text{ m s}^{-1}$  以下であった。短波放射収支と長波放射収支の季節内変動を図 10 に示す。正味放射と短波放射収支は 12 月あるいは 1 月に最小値を示した (表 5)。一方、長波放射収支は明瞭な季節内変動を示さず、観測期間を通して負の値を示した。

年ごとの気象条件の特徴を見るために、各年の積雪期における気温、水蒸気圧、風速、下向き短波放射量の観測期間中の平均値に対する偏差を表 6 に示す。水蒸気圧は 2002 年から 2005 年の間にバラツキが多少見られた。また、2008 年以降の水蒸気圧、気温および風速は大きな変動は見られなかった。11 月から 3 月の気温が高かったのは 2004/05 年、2006/07 年、2015/16 年であり、4 月と 5 月の気温が高かったのは 2002/03 年、2003/04 年、2014/15 年および 2015/16 年であった。水蒸気圧は多くの年で気温が高かった月に高い値を示していた。風速の年ごとの明確な違いは見られなかった。

積雪の開始、消失の日付および最大積雪深は年によって大きく異なった (表 7)。積雪は 11 月下旬から 12 月上旬に形成されることが多かったが、2012/13 年と 2014/15 年は他の年に比べて早く、11 月中旬に積雪が形成され、2003/04 年、2004/05 年および 2006/07 年は他の年に比べて遅く、12 月中旬から下旬に積雪が形成された。一方、消雪日は 4 月下旬から 5 月上旬である年が多かったが、2004/05 年は 4 月中旬、2005/06 年は 5 月中旬に消雪した。

また、積雪期間は 2004/05 年の 111 日がもっとも短く、2014/15 年の 171 日がもっとも長かった。熱収支解析の結果から消耗期の定義しているため、2011/12 年以降のみ消耗期間の決定を行った。消耗期間は年ごとに異なり、23 日から 72 日であった。また、多くの年は 2 月中旬あるいは下旬から消耗期が開始したが、2011/12 年は消耗期の開始が 4 月の上旬であり、他の年に比べて消耗期の開始が遅かった。観測期間中に最も大きかった 1 冬季の最大積雪深は 2014/15 年の 237 cm であり、観測期間中に最も小さかった最大積雪深は 2015/16 年の 96 cm であった。また、最大積雪深はほとんどの年で 2 月、3 月中に観測されたが、2011/12 年は 4 月に観測された。観測期間中に最大積雪深が 200 cm を超えたのは 2013/14 年と 2014/15 年であったが、これは 2014 年 2 月には南岸低気圧によって (気象庁, 2014), 2015 年 2 月、3 月には低気圧の接近 (気象庁, 2015a, b) により大量の降雪がもたらされたためである。

表 5 観測期間内における各年の気象観測結果。各気象要素の値は月平均値を示す。

Table 5. Monthly mean values of each meteorological element and mean values of the four seasons during the observation periods.

year	month	Air Temperature	Wind Speed	Wind Direction	Vapor Pressure	Net Radiation	Net Shortwave Radiation	Net Longwave Radiation	Incoming Shortwave Radiation	Incoming Longwave Radiation
		°C	m s <sup>-1</sup>	degree	hPa	W m <sup>-2</sup>	W m <sup>-2</sup>	W m <sup>-2</sup>	W m <sup>-2</sup>	W m <sup>-2</sup>
2011	Dec.	-5.7	0.9	185	3.3	0.1	17.0	-16.9	43.4	262.5
2012	Jan.	-7.5	0.9	168	2.8	-2.5	10.6	-13.1	53.8	256.4
	Feb.	-6.8	0.9	168	3.1	8.1	21.5	-13.4	77.1	260.2
	Mar.	-2.5	0.8	156	4.1	20.8	36.9	-16.1	111.0	277.4
	Apr.	2.5	0.6	169	5.6	64.7	79.9	-15.2	153.5	296.7
2012	Nov.	-1.1	0.8	149	4.6	7.7	32.1	-24.4	55.2	273.0
	Dec.	-5.2	1.0	159	3.3	-2.7	7.8	-10.6	40.2	236.3
2013	Jan.	-7.4	1.2	162	2.8	6.9	16.7	-9.8	59.4	247.4
	Feb.	-6.5	1.2	181	3.0	4.8	18.2	-13.5	79.2	215.3
	Mar.	-0.1	0.8	150	4.7	49.2	75.4	-26.2	140.0	283.1
	Apr.	2.4	0.9	165	5.1	87.0	108.1	-21.0	184.3	278.6
2013	Nov.	0.1	0.7	137	4.2	5.5	13.5	-7.9	45.0	282.6
	Dec.	-5.3	0.7	136	3.7	-1.5	6.0	-7.4	38.1	271.8
2014	Jan.	-7.0	0.9	164	2.9	0.5	15.8	-15.3	59.2	250.2
	Feb.	-6.3	0.9	148	3.0	12.7	34.4	-21.7	97.0	249.2
	Mar.	-2.1	1.0	172	4.1	36.0	60.3	-24.3	138.2	270.8
	Apr.	2.7	0.7	142	4.8	80.8	112.4	-31.6	194.2	279.6
2015	Nov.	-1.4	0.7	128	5.1	6.5	21.6	-15.1	46.2	285.2
	Dec.	-2.1	0.7	155	4.8	2.1	14.3	-12.2	40.2	281.1
2016	Jan.	-5.4	0.9	160	3.4	1.7	16.1	-14.4	50.9	263.2
	Feb.	-5.4	0.8	164	3.5	10.9	28.3	-17.5	78.9	258.8
	Mar.	-1.4	0.7	151	4.4	48.8	72.4	-23.6	144.8	273.8
	Apr.	4.4	0.6	189	6.7	73.2	88.5	-15.3	136.5	305.4
2016	Nov.	-2.0	0.9	133	5.2	10.8	30.9	-20.1	46.4	278.9
	Dec.	-2.7	0.9	175	4.7	-1.0	20.8	-21.7	40.0	269.1
2017	Jan.	-6.0	1.1	152	4.1	-0.7	15.8	-16.5	48.6	262.0
	Feb.	-6.3	1.1	161	4.0	7.3	27.6	-20.3	80.7	254.5
	Mar.	-3.6	0.9	119	4.1	31.4	57.8	-26.4	143.5	259.8
	Apr.	2.8	0.8	155	5.2	80.3	99.4	-19.1	178.8	289.9
	Nov.	-1.1	0.8	137	4.7	7.6	24.5	-16.9	48.2	279.9
monthly mean value in the observation period	Dec.	-4.2	0.8	162	4.0	-0.6	13.2	-13.8	40.4	264.2
	Jan.	-6.7	1.0	161	3.2	1.2	15.0	-13.8	54.4	255.8
	Feb.	-6.3	1.0	165	3.3	8.8	26.0	-17.3	82.6	247.6
	Mar.	-1.9	0.8	150	4.3	37.3	60.6	-23.3	135.5	273.0
	Apr.	3.0	0.7	164	5.5	77.2	97.6	-20.4	169.5	290.1



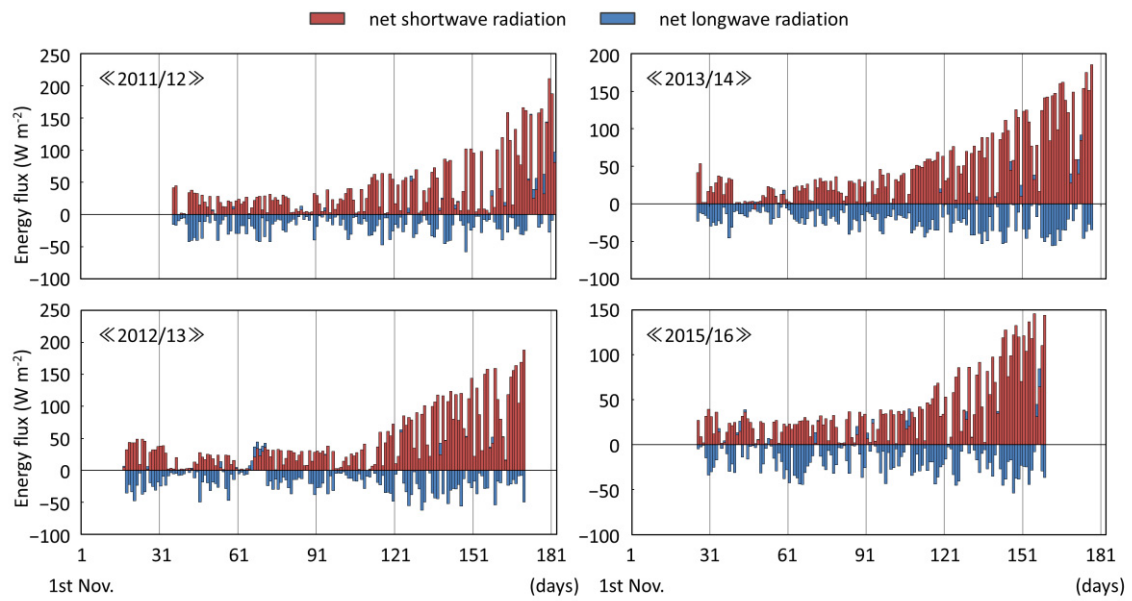


図 10 短波放射収支量および長波放射収支量の季節内変動.

Figure 10. Intra-seasonal fluctuation of net shortwave and longwave radiation.

表 6 各年の積雪期における気温、水蒸気圧、風速、下向き短波放射量の観測期間平均値からの偏差.

Table 6. Deviation of air temperature, vapor pressure, wind speed, and incoming shortwave radiation during the snow-covered period.

		2002/03	2003/04	2004/05	2005/06	2006/07	2007/08	2008/09	2009/10	2010/11	2011/12	2012/13	2013/14	2014/15	2015/16	2016/17	All Season Average	
Air Temperature	°C	Nov.	—	3.5	2.7	0.3	2.4	0.5	0.6	0.9	-0.2	—	-1.8	-4.1	-0.1	-2.1	-2.7	0.7
		Dec.	0.1	0.1	1.9	-4.0	1.7	1.1	0.8	0.3	0.7	-1.7	-1.2	-1.3	-1.9	1.9	1.3	-4.0
		Jan.	-0.3	-1.0	0.3	-0.5	2.3	0.3	0.0	0.5	-2.2	-0.8	-0.7	-0.3	0.5	1.3	0.8	-6.7
		Feb.	-0.3	0.8	-0.3	1.3	2.3	-2.5	1.9	1.4	0.7	-1.4	-1.1	-1.0	-0.7	-0.1	-1.0	-5.3
		Mar.	-1.5	0.0	-1.0	-0.3	0.4	1.2	0.5	1.2	-2.5	-0.2	2.2	0.1	0.4	0.9	-1.4	-2.3
		Apr.	1.3	1.3	0.8	-0.2	0.0	0.2	0.2	-1.3	-1.4	-0.8	-0.9	-0.9	1.1	1.1	-0.5	3.3
May	1.0	1.9	-1.1	—	0.6	0.1	0.6	-0.8	-0.1	—	—	—	0.7	—	-3.3	9.0		
Vapor Pressure	hPa	Nov.	N.S.	2.2	1.2	-0.8	1.0	-0.2	-0.5	0.6	-0.2	—	-0.9	-1.3	0.0	-0.4	-0.6	5.5
		Dec.	-0.3	0.0	-0.3	-0.9	0.6	0.4	0.1	0.2	0.3	-0.5	-0.3	-0.1	-0.1	1.0	0.5	3.8
		Jan.	-0.4	-0.2	-0.9	-0.2	0.5	0.1	0.6	0.0	-0.5	-0.1	-0.2	0.0	0.3	0.5	0.3	2.9
		Feb.	-0.2	0.4	-0.5	0.6	0.7	—	-0.4	1.0	0.2	0.1	0.0	0.0	0.3	0.5	0.1	3.0
		Mar.	-0.2	0.3	-0.6	0.4	0.4	—	-0.8	0.9	-0.3	0.6	0.5	0.6	0.7	0.9	0.0	3.5
		Apr.	1.4	0.3	0.0	0.2	-0.8	—	0.2	0.2	-0.3	0.4	0.0	-0.4	1.7	1.6	0.7	5.1
May	2.6	4.0	0.5	—	—	—	1.6	0.8	1.4	—	—	—	—	—	0.1	6.7		
Wind Speed	m s <sup>-1</sup>	Nov.	N.S.	-0.2	-0.1	0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.2	-0.2	—	0.2	0.1	-0.1	0.1	0.2	0.6
		Dec.	0.0	0.2	0.0	0.2	-0.1	0.0	0.0	-0.1	-0.1	0.1	0.1	-0.1	-0.1	-0.2	0.1	0.8
		Jan.	0.0	0.1	0.0	0.1	-0.3	0.0	-0.3	0.2	0.1	-0.1	0.0	-0.1	0.1	-0.1	0.1	1.0
		Feb.	0.0	0.3	0.3	0.0	0.0	—	0.2	-0.2	-0.1	0.0	0.3	0.0	0.0	-0.1	0.2	0.9
		Mar.	0.1	0.1	0.3	0.2	0.2	—	0.2	0.0	0.1	-0.1	0.1	0.2	-0.2	-0.2	0.1	0.9
		Apr.	0.0	0.3	0.2	0.2	0.1	—	0.1	-0.1	-0.1	-0.1	0.2	0.1	-0.2	-0.1	0.1	0.7
May	-0.1	0.0	0.2	—	0.2	—	0.0	0.1	0.1	—	—	—	0.0	—	0.1	0.6		
Incoming Shortwave Radiation	W m <sup>-2</sup>	Nov.																169.0
		Dec.										3.1	-0.2	-2.2	—	-0.1	-0.6	162.3
		Jan.										-0.1	5.1	4.8	—	-3.5	-5.9	155.8
		Feb.										-5.5	-3.4	14.4	—	-3.7	-1.8	148.3
		Mar.										-24.5	4.5	2.7	—	9.3	8.0	140.0
		Apr.										-15.9	14.8	24.7	—	-32.9	9.4	150.8
May										—	—	—	—	—	—	—		



表 7 各年の積雪の開始日と消雪日および積雪期の日数, 消耗期の開始日, 日数と最大積雪深 (cm) および最大積雪深観測日.

Table 7. Observation data of snow cover. The day when snow cover formed and melted, number of days of snow-covered period, and day when ablation period started, as well as number of days of ablation period and depth (cm) and recorded date of maximum snow depth.

Year	Snow Covered Period			Ablation Period		Max. Snow Depth	
	Start	End	Days	Start	Days	Depth (cm)	Recorded Date
2002/03	26, Nov.	1, May	155	—	—	181	8, Mar.
2003/04	10, Dec.	23, Apr.	134	—	—	168	16, Feb.
2004/05	25, Dec.	16, Apr.	111	—	—	153	26, Mar.
2005/06	24, Nov.	11, May	167	—	—	180	30, Mar.
2006/07	26, Dec.	26, Apr.	120	—	—	153	13, Mar.
2007/08	30, Nov.	30, Apr.	151	—	—	170	27, Feb.
2008/09	26, Nov.	30, Apr.	154	—	—	149	17, Mar.
2009/10	29, Nov.	5, May.	153	—	—	164	7, Feb.
2010/11	2, Dec.	29, Apr.	147	—	—	159	9, Mar.
2011/12	1, Dec.	1, May.	147	8, Apr.	23	122	7, Apr.
2012/13	17, Nov.	28, Apr.	153	25, Feb.	54	184	24, Feb.
2013/14	25, Nov.	27, Apr.	152	15, Feb.	71	204	15, Feb.
2014/15	12, Nov.	3, May.	171	—	—	237	12, Mar.
2015/16	24, Nov.	8, Apr.	135	10, Feb.	58	96	10, Feb.
2016/17	23, Nov.	5, May.	150	22, Feb.	72	159	23, Feb.

### 3.2.2 熱収支解析

本研究では熱収支解析は 2011/12 年から 2016/17 年まで行った (表 8, 図 11). ただし, 観測機器トラブルによるデータ欠測の理由で 2014/15 年の熱収支解析, および, 2013/14 年の降雨伝達熱の解析は行わなかった. 積雪期間中, 4 月の融解熱量が占める割合は 49%から 64%であった. いずれの年も涵養期 (11 月から 2 月) においては, 積雪層への融解熱供給はわずかであり, その月平均値は  $10.5 \text{ W m}^{-2}$  (11 月) から  $14.4 \text{ W m}^{-2}$  (2 月) であった. 正味放射は 2 月以降に徐々に増加し, その傾向に同調するように融解熱も増加した. 一方, 顕熱フラックスおよび潜熱フラックスには明瞭な増加傾向は見られなかった. 顕熱フラックスは積雪期を通じて日々の変動を示し, 消耗期には正の値を示した. 一方, 潜熱フラックスは積雪期を通じて大きな変動は示さず, ほとんどの日で負の値を示した.

各積雪期間の総熱量に対する解析の対象とした各熱要素の割合を表 8 に示す. 最も大きな熱供給源となっていたのは短波放射に由来するエネルギーであり, いずれの積雪期間においても 160%以上を占めた. また, 長波放射は最も大きな熱損失源であり, その割合は-60%以下であった. 顕熱フラックスは 2 番目に大きな熱供給源であり, いずれの積雪期間についても 2%以上の割合を占めた. 潜熱フラックスは長波放射に次ぐ熱損失源であり, -3%以下

を占めた。降雨伝達熱は熱供給源としては大きな熱要素ではなく、その占める割合は3%に満たない割合であった。表 8 に示す通り、積雪表面の熱収支特性を構成する 5 つのエネルギーバランスの特徴には年ごとに大きな違いは見られなかった。消耗期と涵養期の比較をしてみると、涵養期に比べて消耗期に各熱量が増加していた年が多かったが、いずれの年も短波放射収支が大きく増加していた。図 12 をみると消耗期の開始とアルベドの低下がほぼ同時に起こっており、つまり、消耗期の開始と同時に起こるアルベドの低下によって短波放射収支が増加し、それが積雪の融解に大きく寄与していると言える。

表 8 AWS-N (乗鞍) における熱収支解析の結果。積雪期全期間における各熱量の平均熱量を示している。括弧内の値は表面熱収支 (融解熱量) に対する各熱量の割合。

Table 8. Result of energy balance analysis in AWS-N (Norikura). The values show the percentage against the total snow melt energy flux and the values in parentheses show the proportion of *SEB* ( $Q_M$ ).

	$R_{net}$				$H$		$E$		$Q_p$	
	$SW_{net}$		$LW_{net}$		$W\ m^{-2}$	%	$W\ m^{-2}$	%	$W\ m^{-2}$	%
	$W\ m^{-2}$	%	$W\ m^{-2}$	%						
2011/12	39.1	(170.4)	-15.8	(-68.7)	0.6	(2.5)	0.4	(-5.7)	0.3	(1.4)
2012/13	42.9	(168.4)	-17.3	(-67.7)	1.1	(4.3)	-1.5	(-5.8)	0.2	(0.9)
2013/14	46.1	(184.5)	-20.6	(-82.5)	0.8	(3.3)	-1.4	(-5.4)	No Data	
2015/16	38.0	(170.8)	-16.0	(-71.8)	0.5	(2.2)	-0.8	(-3.4)	0.5	(2.2)
2016/17	46.6	(181.5)	-20.7	(-80.5)	0.7	(2.9)	-1.2	(-4.7)	0.2	(0.8)

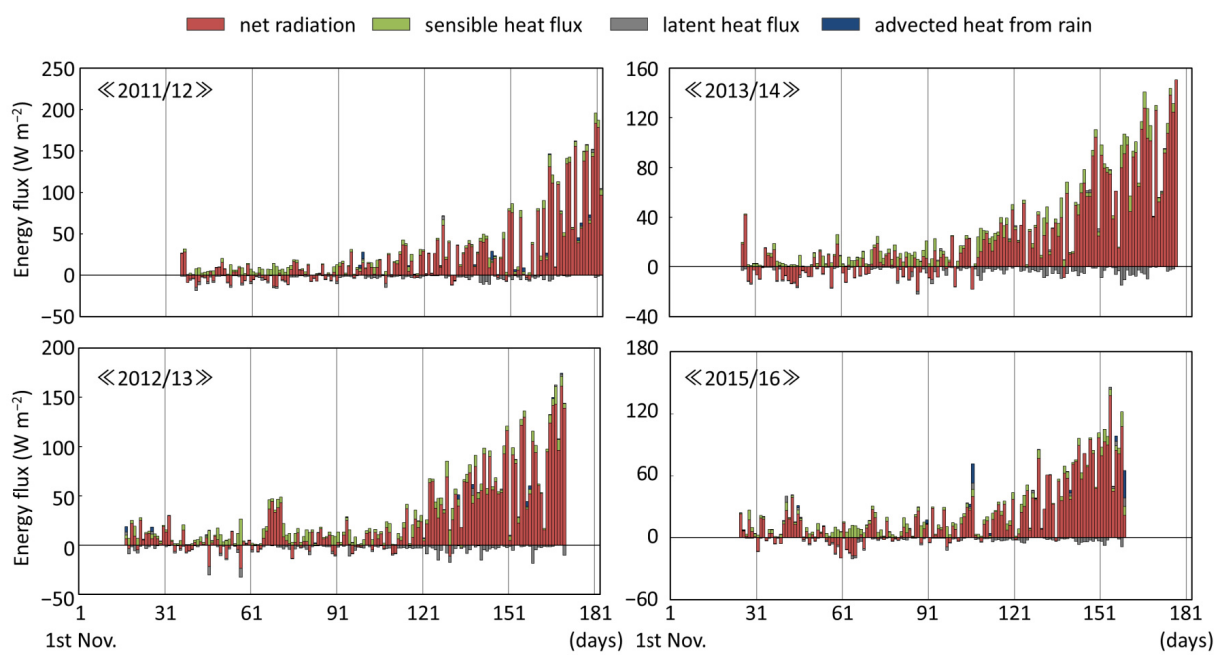


図 11 AWS-N (乗鞍) における熱収支解析の結果各熱要素の日平均値の変動を示す。

Figure 11. Results of the energy balance analysis. The energy elements are the daily mean values.

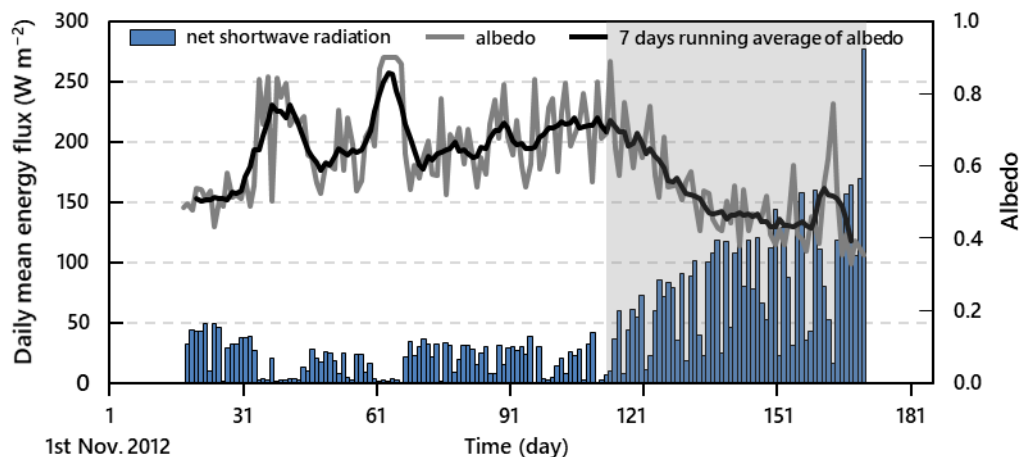


図 12 2012/13 年における短波放射収支量とアルベドの日平均値の変動. 灰色の実線はアルベドの観測値, 黒い実線はアルベドの実測値の 7 日間移動平均を示し, 網掛け部分は消耗期を示す.

Figure 12. Variations of daily mean net shortwave radiation and daily mean albedo of snow surface in 2012/13. Gray line shows observed daily mean albedo and black line shows seven-day running average of albedo. Gray half-tone dot meshing area shows ablation period.

### 3.2.3 熱収支モデルの精度検証

AWS-K においては, 雪面低下法による実測表面融解量と熱収支モデルによって算定した積雪表面融解量との比較を行い, 熱収支モデルの精度検証を行った. 雪面低下法は, 積雪層の内部融解が進行し, 積雪層構造の変化及び積雪密度の変化が少ない積雪期後期 (2016 年 4 月 7 日以降) に適用した. 2015/16 年冬季には積雪調査を数回行い, 積雪密度を測定した結果, それぞれの期間で  $401 \text{ kg m}^{-3}$  (2016 年 3 月 15 日–3 月 22 日),  $410 \text{ kg m}^{-3}$  (2016 年 3 月 23 日–4 月 2 日),  $431 \text{ kg m}^{-3}$  (2016 年 4 月 3 日–4 月 4 日),  $440 \text{ kg m}^{-3}$  (2016 年 4 月 5 日–4 月 7 日) であった. 積雪調査によって得られた積雪密度と積雪深の観測値を用いて積雪表面融解量を算出した (図 13, 図 14). 図 13 は 2016 年 4 月 2 日における積雪表面融解量と熱収支モデルの計算結果および積雪深の変化を示している. 日中の積雪深変化と融解量の実測値, 熱収支モデルの計算値の増減には整合性が見られ, 本研究における熱収支モデルは一定の精度を示している. 図 14 には 2016 年 3 月 15 日以降の雪面低下法による表面融解量および熱収支モデルによる計算値の日積算値の変動を示した. 同期間の初期において, 両融解量に多少の差が見られた. 2016 年 3 月 15 日から 2016 年 4 月 7 日の総融解量の実測値および熱収支モデルの計算値はそれぞれ  $552 \text{ mm w.e.}$  (w.e.: water equivalent) と  $482 \text{ mm w.e.}$  であり, 熱収支モデルの計算値は融解量の実測値に対して 14.5%過小評価している結果であった.

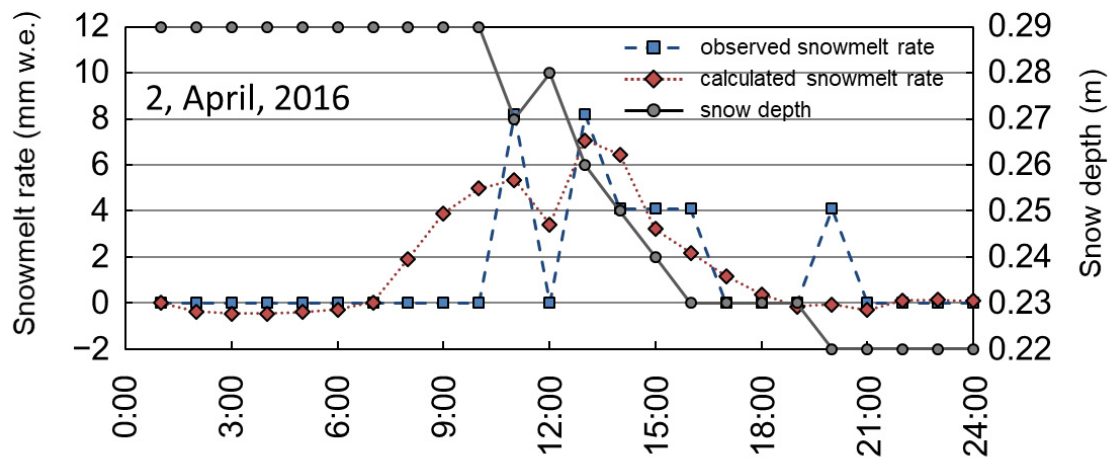


図 13 2016 年 4 月 2 日における表面融解量の実測値と計算値および積雪深の 1 時間ごとの変動。

Figure 13. Hourly calculated and observed snow melt rates and variation in the snow depth on April 2, 2016.

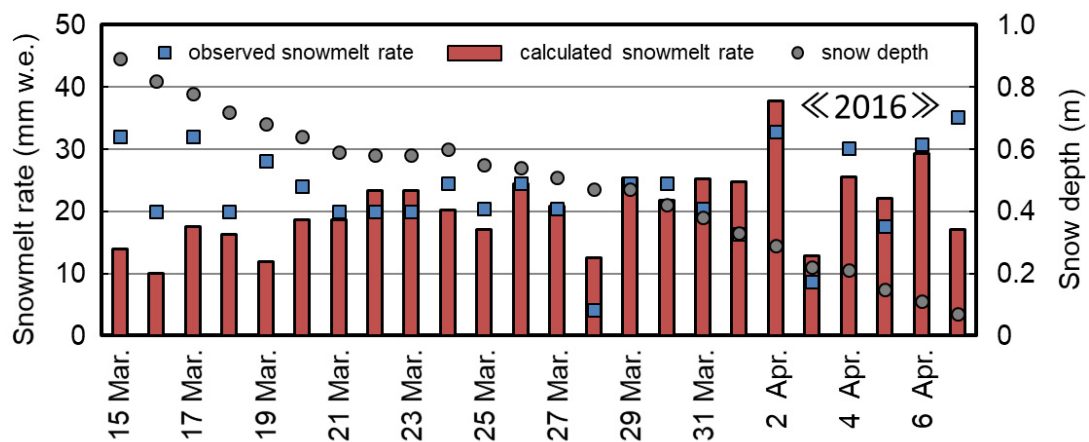


図 14 2016 年 3 月 15 日から 4 月 7 日における，表面融解量の実測値と計算値および積雪深の日変動。

Figure 14. Daily calculated and observed snowmelt rates and variations in snow depth in the later snowmelt period from March 15 to April 7, 2016.

### 3.2.4 融解・消耗モデルの適用

熱収支法によって算出した融解量を元に，Degree-day Model と RT Model を用いて積雪融解過程のモデリングを行った (図 15)。両モデルによる計算値は熱収支法の計算値と有意水

準 1%以下の相関を示しており、融解量の計算値は妥当であると判断できる。熱収支法、Degree-day Model および RT Model による 2016/17 年の消耗期における融解量変動を図 16 に、Degree-day Model および RT Model のモデル値の熱収支法による計算値に対する標準誤差 (SE) を表 9 に示す。熱収支法による融解量と両モデルの融解量の変動は多少の差は見られたが、概ね一致していた。また、熱収支法と Degree-day Model, RT Model それぞれの標準誤差はいずれの年も RT Model の方が Degree-day Model よりも低く、RT Model の方が良い再現性を示した。

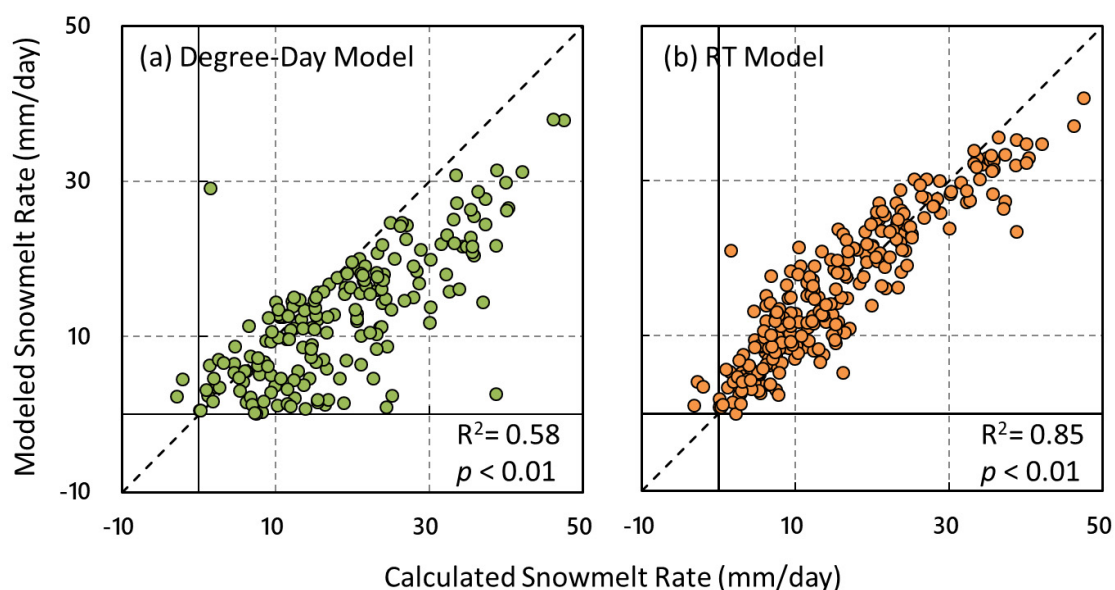


図 15 熱収支モデルによる融解量計算結果と(a) Degree-day Model および (b) RT Model による融解量モデリング結果との相関。

Figure 15. Calculated snowmelt rate using the energy balance analysis versus the modeled snow melt rate (a) using the Degree-day Model and (b) the RT Model runs.

表 9 各年の Degree-day Model と RT Model の融解量モデル値と熱収支モデル計算値との標準誤差。

Table 9. Values of standard error between the calculated snowmelt rate using the energy balance analysis, Degree-day Model and RT Model.

	2011/12	2012/13	2013/14	2015/16	2016/17
Degree-day Model	9.37	8.34	5.49	6.49	5.85
RT Model	6.02	5.23	3.65	3.40	3.27



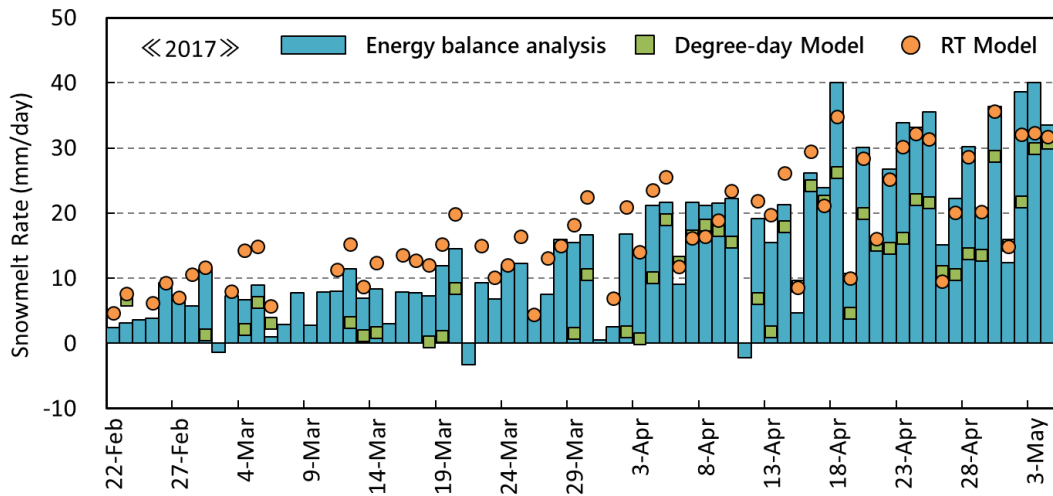


図 16 2016/17 年の消耗期における熱収支モデル，Degree-day Model および RT Model による融解量計算値の変動。

Figure 16. Variations of snowmelt rate using the energy balance analysis, Degree-day Model and RT Model in the ablation period in 2016/17.

### 3.3 考察

#### 3.3.1 年ごとの気象特性に対する積雪と雪面熱収支特性の応答

AWS-K では信州大学が 2002 年から気象観測を行っており (鈴木, 2013), 現在では 15 年分のデータの蓄積がある。鈴木 (2013) は気候変動などの地球規模での環境変動下における気候変化の影響の科学的評価を行うために, 気象観測網が未発達である日本国内の山岳地域での気象観測の必要性を訴えている。AWS-K は亜高山帯下部において 10 年以上の気象観測を行っている地点であることから, 山岳地域での気象観測という観点では非常に貴重な観測地点である。近年では全球規模の気候変動に伴い平均気温の上昇が起こっている (IPCC, 2013) が, 山岳地域では都市部に比べてその平均気温の上昇傾向は不明瞭である (但野ほか, 2006; 鈴木, 2013)。AWS-K でも年平均気温の上昇傾向は不明瞭であった (鈴木・佐々木, 2019)。

一方, 積雪深の変動は年によってばらつきが大きく, その変動の明確な傾向は確認できなかった。2013/14 年冬期のように南岸低気圧の通過に伴って大量の降雪が供給され (気象庁, 2014), 結果的に観測開始以降では稀である 200 cm 以上の積雪深を記録したように, 様々な気象条件によって積雪プロセスは支配される。年ごとの気象特性から, 積雪期の開始日や消雪日, 最大積雪深などの年ごとの特徴がわずかながら明らかになった。最も特徴的な年は 2015/16 年冬期であり, 11 月から 1 月の気温が高かったために積雪が形成されにくい環境が続き, 最大積雪深も小さかった。2 月以降も比較的高い気温が続いたために融雪が進行した結果, 積雪期間も短くなった。また, 2003/04 年, 2004/05 年, 2006/07 年の 3 冬季は比較

的気温が高かったために積雪開始が遅く、積雪期間も短かった。2013/14年や2014/15年のように気圧配置によって積雪プロセスが支配される場合もあるが、2003/04年、2004/05年、2006/07年や2015/16年のように積雪の開始の遅れや積雪期間の短縮などに対する気温の影響は大いに考えられる。これは日本の中部山岳地域のような温帯雪氷圏が、積雪が形成できるか否かの微妙な気象条件のもとに置かれていることを示唆する結果であり、全球規模の気候変動に対する温帯雪氷圏や山岳地域における環境変動の影響評価のためにも、今後の更なる気象観測データの蓄積とともに自然環境を洞察する必要がある。

本研究地点の積雪融解を支配しているのは短波放射収支による熱量であった。年間を通じて、本研究地点の気温が低いために、積雪層へ供給される乱流フラックスが小さくなり、消耗期において短波放射収支が融解に大きく寄与したと考えられる。短波放射による熱量が氷河の消耗や積雪の融解に寄与しているという報告は多く（例えば、Andreassen *et al.*, 2008; Giesen *et al.*, 2008; Conway and Cullen, 2016）、本研究地点での結果は、日本の中部山岳地域の亜高山帯下部においても同様の結果であることを示唆した。また、図 12 に示す通り、消耗期の開始とアルベドの低下が同時に起こっており、消耗期には雪面における短波放射収支が増加していることが確認できた。アルベドの低下による正のフィードバック（青木・田中, 2008）が起こっている可能性は十分に考えられるが、本研究地点でのアルベドの低下が起こるトリガーが何なのかについては未だ不明であり、これは今後の課題である。

気温変化に対する降雪量や積雪融解プロセス変動は多くの関心を集めている。Inoue and Yokoyama (2003) や石井・鈴木 (2011) は全球規模の気温上昇によって東北地方の日本海側や北陸などでは降雪深の減少が起こっていると報告している。一方、山岳地域のような寒冷地では気温の上昇が起こっても降水形態に変化をもたらす閾値を上回らず、降雪量が増加する可能性も考えられる（鈴木, 2008）。冬季降水形態の判別を気温や湿度によって行っている研究も多く（例えば、小川・野上, 1994; 瀧本ほか, 2014）、気温の上昇によって、降雪だった降水イベントが降雨になることで、積雪期に雨が降る ROS イベントが発生し、積雪融解が進行する（Marks *et al.*, 1998）可能性も指摘されている。したがって、山岳地域での気候変動に対する積雪・融解プロセスの予測は、複雑に絡み合った大気環境および雪氷面熱収支を包括的に理解する必要がある。

### 3.3.2 融解・消耗モデルの計算結果の検討

Degree-day 法をはじめとする融解・消耗モデルの多くは日平均気温をパラメータの一つとして用いている（例えば、本山ほか, 1983; 石川ほか, 1985; 宮田ほか, 2012）が、小島ほか (1983) や高瀬・宇治橋 (1988) は、日平均気温に加え、6時から18時の平均気温や日最高気温などをパラメータとして用いた場合の精度の検証を行っている。Degree-day 法の融雪係数には地域性がある（朝岡ほか, 2007）ため、各地域に応じた係数決定の必要があり、本研究では融雪が起こるのは主に日中であることを考慮し、日中の平均値をパラメータとして用いて係数決定を行った。

本研究で用いた Degree-day Model と RT Model の両者の結果を比較すると、熱収支モデル

の計算値と両モデルのモデリング結果の相関はいずれも有意水準 1%以下であり、統計的に有意であった。つまり、本研究で用いた 2 つの融解・消耗モデルは、本研究地点において積雪融解過程を精度良く再現出来ていると言える。また、Degree-day Model よりも RT Model の方が標準誤差の値が低かったことから精度良くモデリングできており、積雪融解量の変動も十分再現出来ていたと考えられる (表 9, 図 16)。本結果を用いることで、積雪融解解析を 2 次元の解析へ応用可能となる。融解・消耗モデルを用いた 2 次元の解析結果によって、山岳地域の積雪融解量の空間分布のみならず、対象地域において積雪が周囲の大気環境や植生や、河川などへ与える影響を評価する際の根拠となることが期待される。

### 3.4 結論

気象観測の結果、過去 15 年分の観測データからは、年平均気温の昇温や、水蒸気圧の増加、風速の変動などは確認できなかった。気温の年ごとの変動は見られなかったが、2003/04 年、2004/05 年、2006/07 年、2015/16 年は他の年に比べて温暖な冬季であった。これらの冬期は積雪開始が比較的遅く、積雪期間も短かった。積雪の形成プロセスは気圧配置や天候に依るため一概に気温と積雪開始や積雪期間との因果関係を見出すのは現時点では困難であるため、山岳地域における気候変動に対する気象要素や積雪・消耗プロセスの応答を見るためにも、更なる気象観測データの蓄積と共に自然環境の形成を洞察する必要がある。

熱収支解析から本研究地点の積雪融解を支配していたのは短波放射収支によるエネルギーであったことが明らかになった。2011/12 年は 3 月、4 月の下向き短波放射量が少なかったため、消耗期に入るのが他の年に比べて遅かった。消耗期に入るとアルベドが低下し、雪面で吸収する短波放射量が増加し、正のアルベドフィードバック (青木・田中, 2008) が起こることにより融雪は急速に進行した。短波放射が熱収支を支配する地点では、積雪の融解に関してアルベドが非常に重要であると考えられる。

熱収支解析の結果と Degree-day 法と日射量を変数に含んだ RT Model を併せて両モデルの係数決定を行い、熱収支法による融解量と比較を行ったところ、それぞれのモデルにおいて一定の精度が確認できた。この結果は、求めたモデル式を用いて積雪融解の時空間分布を明らかにできる可能性を示唆し、変数を変えることで、将来の気候変動に対する影響予測を行う際にも有用である。

## 第4章 冬期降水による熱収支特性の変化と融雪効果

### 4.1 はじめに

温帯雪氷圏では、ROS (Rain-on-Snow) イベントと呼ばれる積雪層に雨滴が降下する現象が融雪期に頻発しており、これに対する関心は近年高まっている。降水形態が雪であれば積雪表面のアルベドが増加することで短波放射吸収量が減少し、積雪融解を遅らせる効果がある。一方、降水が雨で降ると様々な融雪促進効果が生じるため、降水形態の違いは地球システムに大きな影響を与えうる重要な要素である。したがって温帯雪氷圏における積雪環境システムを理解する上で、ROS イベントに関する理解は不可欠なものである。

多くの ROS イベントの発生には、大気が温暖湿潤状態である必要がある。そのような気象条件下では、雲の形成が促進され、晴天時に比べて短波放射量が減少するが、下向き長波放射量が増加する傾向にあり、結果として正味放射量が増加する“Radiation Paradox”効果 (Ambach, 1974) が見られる。それに加えて、乱流フラックス (顕熱・潜熱フラックス) の増加 (例えば, Marks *et al.*, 1998) も併発することで、結果として ROS イベント発生時には積雪融解が進行することが知られている。また、この融雪促進効果に加え、地表面へ降下した雨滴によって積雪層構造の変質が起こり、積雪底面流出のタイミングが変化することから、全層雪崩や洪水などの災害も誘発する (例えば, Marks *et al.*, 1998; Musselman *et al.*, 2018) 可能性があるため、雪氷水文学のみならず防災科学の観点からも関心を集めている。

しかしながら、ROS イベント発生時にどのようなプロセスを経て積雪層内の水が移動し、底面流出に至るのかといった詳細な過程は未だ不明な部分が多い。温帯雪氷圏の融雪期は短く、春先に消雪してしまう。したがって、ROS イベント発生時には気温が比較的低温で、雨滴自体による伝達熱が小さいことが一般に知られている (例えば, 松元ほか, 2010)。しかし、降雨イベントに伴う底面流出の報告は多く (例えば, Whitaker and Sugiyama, 2005)、発生メカニズムや積雪層内の水の移動経路を制御する要因の解明などの課題は多い。これらの課題を解明すべく、雪氷水文学的手法を用いたのが鈴木 (1993) や石井 (2012)、石井ほか (2017) である。これらによって、積雪表面の融解によって融雪水が流下した際に、積雪層内の水が押し出されて底面から流出する押し出し流が確認され (鈴木, 1993)、また、石井 (2012) によって積雪底面流出水に対する積雪層内の水の割合を算出したところ、晴天時・降雨時共に、積雪層内の水が 90%以上の割合を占めていたことが化学的手法を用いて示された。また、石井ほか (2017) は、自然状態の積雪を切り出して散水実験を行い、積雪層内の水の移動について観察・測定を行い、底面流出に至るかどうかを制御しているのは積雪層内の雪質や氷板といった層構造であるとの結論を示した。一方、Hirashima *et al.* (2014, 2016) は、モデルを用いて積雪層内の水流下経路およびその速度についてシミュレーションを行い、粒径のコントラストによって流下水が水平方向に移動して鉛直方向に流下するのを妨げることで、自然な底面流出を妨げている結果を示した。

以上のように、ROS イベントに関する融雪出水の報告は多いが、まだそのメカニズムや

制御要因および実際のプロセスについて本質的な理解には至っていない。また、先行研究は ROS イベントに誘発された積雪底面流出に関する出水について着目した報告が多く、気象学的な観点から表面融解との関係について論じた報告は少ない (例えば, Marks *et al.*, 1998)。そこで本章では, AWS-N で行われた気象観測結果に基づいて ROS イベント発生時の熱収支特性について報告し, それに加えて, AWS-K で行われた気象観測と積雪断面観測および雪温の観測から, ROS イベントによって引き起こされた積雪層の状態変化および ROS イベントに対する底面流出の応答の時間変化について報告する。ROS イベントに対する積雪表面融解, 積雪層の状態変化および底面流出応答性に関する報告は, 日本の山岳域における実測データに基づく解析としては初の報告であり, 山岳地域の気象条件下における報告の 1 つとして重要な知見となり得る。

## 4.2 本章で対象とした地点及び方法

ROS イベントに関する解析は AWS-N と AWS-K で行った。AWS-N では降雨時と非降雨時に分け, それぞれの場合の熱収支特性を気象観測データから明らかにした。使用したデータは 1.5.1 に記載した通りである。解析対象期間は 2013/14 年冬季を除く期間において行った。Nr-k-St. において降水があった時刻に AWS-N でも降水があったと仮定し, 小川・野上 (1994) による降水形態判別気温を用いて降水形態の判別を行った。これによって降雨時と非降雨時を抽出し, 積雪期における降雨イベント時の表面熱収支について解析を行った。AWS-K では, ROS イベント発生時の降雨に対する底面流出の応答性についてライシメータの観測値と気象データを用いて解析を行った。また, 同地点において, 積雪層の雪温連続観測の観測結果から, ROS イベント発生時の積雪層の雪温変化について解析を行った。

## 4.3 結果

### 4.3.1 乗鞍における雪面熱収支特性の変化

各年の冬期を降雨時と非降雨時に分け, それぞれの融解熱量についてその特徴を示す。表 10 に各年の天候ごとの熱収支特性を示す。晴天時の 1 時間当たり短波放射収支は約  $40 \text{ W m}^{-2}$  であり, 長波放射収支量は約  $-15 \text{ W m}^{-2}$  から  $-25 \text{ W m}^{-2}$  であった。降雨時の短波放射収支量は  $15 \text{ W m}^{-2}$  から  $20 \text{ W m}^{-2}$  程度であり, 長波放射収支量は約  $11 \text{ W m}^{-2}$  から  $19 \text{ W m}^{-2}$  であった。降雨時の方が短波放射収支は減少し, 長波放射収支量は増加した結果, 正味放射量としては大きくなっていった。また, 晴天時の 1 時間当たり顕熱輸送量は  $3 \text{ W m}^{-2}$  前後であり, 潜熱輸送量は  $-5 \text{ W m}^{-2}$  程度であった。降雨時の顕熱輸送量は  $2 \text{ W m}^{-2}$  から  $5 \text{ W m}^{-2}$  前後であり, 潜熱輸送量は  $2 \text{ W m}^{-2}$  から  $4 \text{ W m}^{-2}$  程度であった。晴天時に比べ降雨時の方が顕熱輸送量, 潜熱輸送量共に大きくなった。降雨伝達熱量は年によって異なり,  $7 \text{ W m}^{-2}$  から  $17 \text{ W m}^{-2}$  であった。2015/16 年の降雨伝達熱は他の年に比べ, 大きな値を示した。



表 10 降雨時と非降雨時の雪面熱収支特性. 各値は 1 時間平均値を示し, 括弧内の値は標準偏差を示す.

Table 10. Hourly mean energy fluxes under rainy and non-rainy conditions ( $W m^{-2}$ ). Numbers in parentheses show the standard deviation for each energy component.

		non-rainy condition									
		$SW_{net}$		$LW_{net}$		$H$		$E$		$Q_P$	
2011/12		39.9	(97.2)	-17.9	(21.8)	3.9	(6.0)	-1.8	(4.0)	0.0	(0.0)
2012/13		43.9	(104.3)	-17.8	(22.8)	5.3	(7.6)	-2.5	(5.2)	0.0	(0.0)
2013/14		N.D.		N.D.		N.D.		N.D.		N.D.	
2015/16		38.7	(93.1)	-17.6	(22.0)	3.9	(5.3)	-1.0	(3.5)	0.0	(0.0)

		rainy condition									
		$SW_{net}$		$LW_{net}$		$H$		$E$		$Q_P$	
2011/12		19.8	(37.4)	16.2	(11.3)	2.3	(3.9)	1.9	(3.9)	10.5	(13.2)
2012/13		18.6	(36.4)	11.2	(14.1)	5.2	(4.3)	3.8	(4.1)	7.5	(6.4)
2013/14		N.D.		N.D.		N.D.		N.D.		N.D.	
2015/16		15.2	(24.7)	19.1	(11.5)	4.2	(4.8)	4.2	(5.5)	16.9	(23.4)

#### 4.3.2 上高地における積雪底面流出の複雑化

日積算降水量が 10 mm 以上観測された日は水のインプット量とアウトプット量の相関が悪くなっている傾向が見られた (図 6). Phase I では底面流出がまだ起こっていないため, アウトプット量に対してインプット量が大きな値を示している. Phase II の降雨が発生していない日には, インプットとアウトプット量は概ね一致していたが, 降雨が発生していた日にはインプット量が多くなる傾向が見られた. Phase IV に入ると, 降雨日においてもインプット量とアウトプット量の相関は概ね良好であった.

降雨量と底面流出量の時間変動を詳細に見てみると, 2.2.3 で示した通り, 上高地における Phase IV の底面流出量変動は, 表面融解よりも降雨イベントによって支配されていた (図 17). 降雨がなかった日は Phase III と類似して水のアウトプット量とインプット量の対応した明瞭な日変動が見られた. しかし, 日積算で 10 mm 以上の降雨が観測された 4 月 6 日, 4 月 11 日, 4 月 14 日については, 底面流出量の変動は降水量の観測値と一致していた.



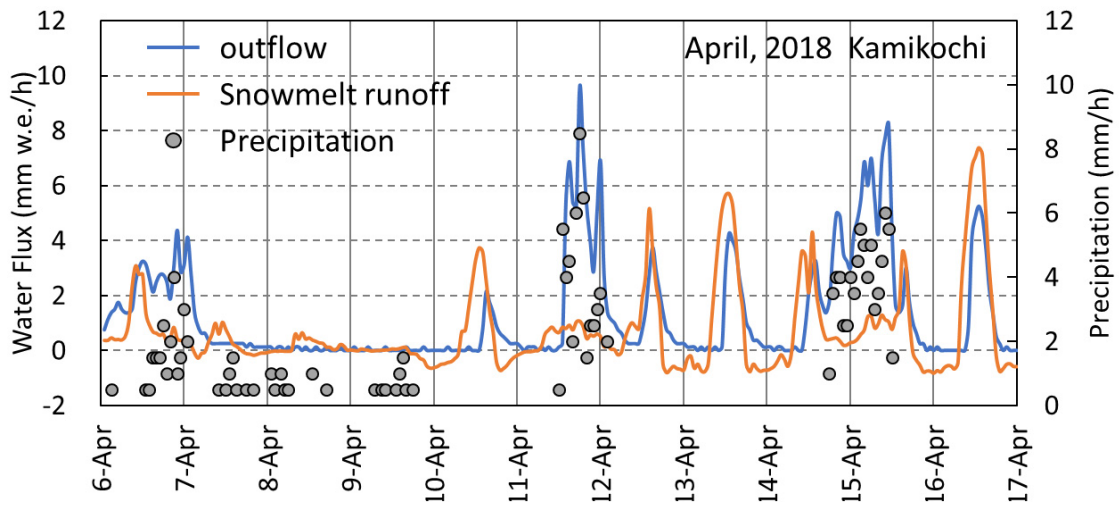


図 17 Phase IV (2018 年 4 月 6 日から 2018 年 4 月 17 日) における熱収支解析による表面融解量，ライシメータによる底面流出量および降水量の時間変動。

Figure 17. Variation of calculated snowmelt rate using energy balance analysis, observed outflow rate using a lysimeter method and an amount of precipitation in Phase IV (from 6, April, 2018 to 17, April, 2018).

#### 4.3.3 上高地における積雪層の昇温

AWS-K における ROS イベントの効果として特筆すべきは、降雨が起きた日の  $CC$  の減少についてである。降水形態判別気温を用いて降雨イベントを抽出し、図 9 において降雨日を濃い青色で示した。図 9 から、降雨日における  $CC$  の顕著な減少が確認できる。積雪期初期の 12 月、1 月に 4 回の降雨日があり、いずれも顕著な  $CC$  の減少が見られた。また、積雪層全体の  $CC$  の消失もこの降雨イベントが寄与していると考えられ、3 月 1 日と 3 月 5 日の降雨イベントによって急激に  $CC$  が減少していた。図 18 に 2018 年 1 月 8 日 10:00 から 22:00 の  $CC$  および積雪層へ加わったエネルギー量の変動を示す。この日は、7 日の夜間に気温の低下と放射冷却が卓越し、積雪層の冷却が進んだ。その後 8 日の 10:00 から降水が観測され、15:00 以降の降雨によって積雪層内へ凝固熱が供給された。10:00 の時点で  $CC$  は  $1667 \text{ kJ m}^{-2}$  であり、 $CC$  がほぼ消滅し、 $9 \text{ kJ m}^{-2}$  になったのは 21:00 であった。その間の積算エネルギーインプット量は  $3771 \text{ kJ m}^{-2}$  であり、その内訳は SEB が  $431 \text{ kJ m}^{-2}$ 、凝結熱量が  $3340 \text{ kJ m}^{-2}$  であった。

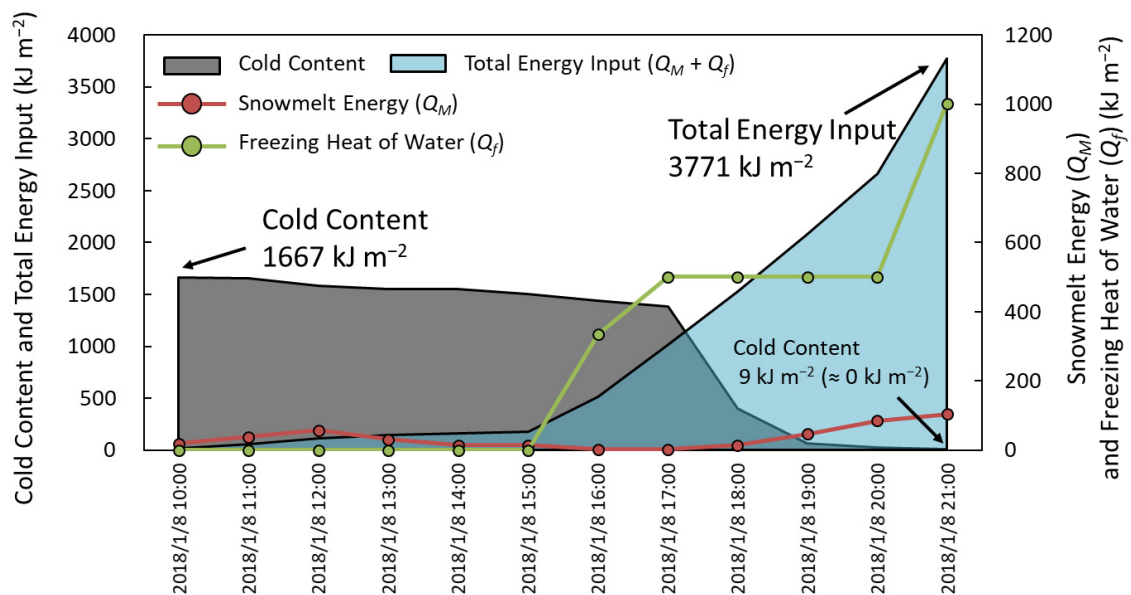


図 18 ROS イベント発生時の cold content の変化と表面熱収支および雨滴による凝固熱供給量の時間変動。

Figure 18. variation of cold content, surface energy balance and condensate energy flux from rain drops when ROS event is occurred.

#### 4.4 考察

##### 4.4.1 降雨イベントによる雪面熱収支特性の変化

天気による熱収支特性の違いを見ると (表 10), 降雨時には非降雨時に比べて正味放射の割合が約 20 %, 顕熱輸送が約 5 %減少し, 潜熱輸送が 15 %増加している. この結果から, 特筆すべき点として以下の 2 点が挙げられる. 1 点目は, 非降雨時に比べて降雨時には長波放射収支が増加している点, 2 点目は潜熱輸送の占める割合が非降雨時に比べて非常に大きくなっていることである. 放射要素に関して, 降雨時には上空に雲があり, 大気中の水蒸気圧が高い. つまり, 雲による下向き短波放射を遮蔽する効果に加え, 大気の射出率が増加すること, また気温が高いために下向き長波放射量が増加し, 大気中の水蒸気が雪面で冷却され, 凝結することにより, 雪面に対する正の熱輸送が起こったことを示唆している. したがって, AWS-K における降雨時の熱収支特性の変化としては, 降雨による伝達熱よりも降雨時の気象条件による下向き長波放射と潜熱フラックスの増加が特徴的であると言える.

##### 4.4.2 降雨による積雪底面流出の変化

降水量と底面流出量の時間変化 (図 17) から, 降雨によって底面流出量の日変動が不明瞭になる傾向が示唆される. これは, 降雨による雨滴が積雪層中を流下し, その際に積雪層内に貯留している水を押し出して底面から流出させるという積雪層内の水分子の移動プロセスに影響を与えるためである. 積雪層中の含水率が低く, 積雪内の水の浸透が完全に起こっ

ていない状態であるために、底面流出が起こっていない Phase Iでは、大きな降雨イベントが発生しても底面流出を起こしていないことから、降水は積雪層内へ完全に貯留されたと考えられる (図 4). しかし、底面流出が発生し始めた Phase IIでは、降雨によって多量の水分子が供給されると貯留しきれなくなった水分流出していることが図 4 に示す観測結果から考察できる. Phase IVでは水のインプットとアウトプットの日変動は概ね一致している. これは積雪層に浸透水が貯留された状態となり、降雨によって供給された水分子が貯留されることなく既存の水分子を押し出し流として底面流出させた結果であると考えられる (図 4). 特に、Phase IVにおける水のインプット量とアウトプット量の時間変化を見てみると (図 17), 降水量が観測されていない時には表面融解の時間変動に対応した底面流出の変動が見られるが、降水量が観測されている時には、表面融解の変動よりも降水量の時間変化の方が底面流出の変動に影響を与えている傾向が見られる. これは上述の通り、積雪層内の押し出し流 (鈴木, 1993) による効果が顕著に見られている結果であると示唆される.

#### 4.4.3 降雨による積雪層への加熱

本解析によって ROS イベントによる CC の減少が確認された. 一般的には ROS イベント時には上空に雲があり、気温と湿度が高く、風速が大きいという気象条件が挙げられる. この気象条件によって、一般には下向きの長波放射量と乱流フラックスが増加するため、融解熱量が増加する (例えば, Marks *et al.*, 1998). Marks *et al.* (1998) などの報告から ROS イベント発生時には雪面へ多くの熱量が供給されることにより融雪が進行すると考えられるが、本解析によって ROS イベントによる積雪層内部の昇温が起こっている可能性が考えられた. 積雪層の断熱効果は大きいため、積雪表面に供給されたエネルギーが瞬時に積雪層内部まで伝達される可能性は低い. そこで、降雨による雨滴が積雪層下部へ流下する過程で、再凍結を起こす際に放出する凝固熱が積雪層を加熱をしている可能性を考えた. 解析開始時の CC に対する積算エネルギーインプット量は 226%となり、過大評価する結果となった. 熱収支解析の結果は妥当であると仮定すると、凝固熱を過大評価したと考えられる. この原因は2つ考えられる. 1つは、降水形態の正確な判別が出来ていない点、もう1つは雪温の観測データが 20 cm 毎である点である. 雨滴による CC の減少に関する解析における降水形態は積雪深の増減から判別したが、降水形態判別気温は小川・野上 (1994) によると、1月の中部地方は 1.5°Cであり、本解析期間中は気温が 1.5°C付近である時刻も含まれていた. 降水形態の変わる微妙な気象条件の場合、雨と雪の混じった降水粒子となる場合も多く、降水粒子中の水の割合が凝固熱量に影響している可能性がある. また、AWS-K では雪温の連続観測は地面から 20 cm 間隔で行っている. 今回の解析のような短時間 (12 時間) の事例を扱う場合には、もっと分解能を高めて解析を行う必要があると考えられる. しかしながら、今回 CC の季節内変動と凝固熱の解析によって、ROS イベントによって積雪層の CC が急激に減少する事が確認され、これは従来唱えられてきた ROS イベントによる融雪促進効果を裏付ける結果と言える. 積雪層の冷却によって融雪の進行や底面流出のタイミングが遅延することによる周囲の水循環や陸水への影響は大きなものであるため、ROS イベントによって

積雪層の昇温が起こり、融雪・底面流出の早期化が起こるのであれば、その影響は無視できないものとなるであろう。日本のような温帯雪氷圏においては融雪期の ROS イベントは頻繁に起こる現象でもあるため、積雪動態の理解を深めるためにも、ROS イベントによる CC の減少について今後のより詳細な解析が期待される。

#### 4.5 結論

本章の結果によって、AWS-N における ROS イベント発生時の雪面熱収支特性の変化、AWS-K における積雪層の雪温、底面流出の日変動に変化が生じたことが明らかとなった。AWS-N における ROS イベント発生時には正味放射量、乱流フラックス共に増加しており、融解熱量が増加した結果が示された。これは、上空に雲があること、大気が湿潤であることによって、放射量と潜熱フラックスが変化したためであると考えられる。また、AWS-K においては、ROS イベント発生時に積雪層の冷却量が急激に減少する現象が確認された。これは、雨滴が積雪層内へ流下した際に再凍結を起こし、凝固熱を放出するためである可能性が示唆された。しかし、凝固熱量と昇温に必要な熱量の実測値と理論値には未だ誤差が大きく、今後の詳細な観測と解析が必要である。また、底面流出解析によって、融雪期初期では、降雨に対する底面流出の応答は認められなかったが、融雪期後期では、降雨時の底面流出量は降雨量の変動に一致した変動が示された。つまり、融雪期後期における ROS イベント発生時の積雪底面流出の時間変動は、降雨量の変化によって支配されていることが明らかとなった。

温帯雪氷圏の融雪期に多発する ROS イベントは、積雪表面へのエネルギーフラックスを増加させるだけでなく、雨滴の凝固熱によって積雪層内部の昇温も併発することで、積雪融解を促進させる効果が非常に大きいことが示された。この結果は冬季に非常に低温環境になることで積雪層の冷却量が大きくなる山岳地域のような地点において、ROS イベントによる融雪促進効果が特に大きい結果を示している。また、積雪層に浸透水が貯留された状態となった融雪期後期には降雨に対する底面流出の応答性が高まることから、融雪期後期における ROS イベントによって河川流量の増加や洪水、雪崩等の他の減少を誘発する可能性が示された。

## 第 5 章 中部山岳地域の雪面熱収支特性

### 5.1 はじめに

雪氷面の熱収支特性は気象条件に大きく支配されるため、その形成要因を考察するためにそれぞれの気象観測データを用いた比較研究が多く行われている (例えば, Willis *et al.*, 2002; Giesen *et al.*, 2009). しかし, これらの研究は気象条件の全く異なる地点間の比較であり, 比較的スケールの大きな地域間比較を行っている. 世界各地の氷河で熱収支解析が行われ, 地点・地域ごとの大まかな熱収支特性が明らかとされているのに対し, 小さいスケールでの比較を行うことで雪面熱収支特性を制御する因子が明らかになると考えられる.

本章では, 気象観測および熱収支解析を行った 3 地点の比較を行うことで, それぞれの地点の熱収支特性の形成要因を明らかにする. 水平距離が比較的近く, 同標高帯と異標高帯を含む 3 点の比較は緯度条件や気候条件などの要素を排除することが可能であり, より詳細な積雪環境形成メカニズムに対する考察を行うことが可能となる.

### 5.2 西穂高における解析

第 2 章と第 3 章では AWS-N, AWS-K での解析結果について詳述した. AWS-H の解析結果については, 本節で概説する.

#### 5.2.1 解析地点概要

AWS-H の気象観測機器が設置されている西穂高岳は, 中部山岳地帯南部における槍・穂高地域の南西部に位置する. 気象観測機器が設置されているのは, 西穂高岳山頂から焼岳にかけての稜線上の標高 2355 m 地点であり, 高山帯と亜高山帯の境界付近である.

#### 5.2.2 気象観測データ

2016/17 年と 2017/18 年の積雪期の平均気温はそれぞれ $-3.4^{\circ}\text{C}$ と $-0.8^{\circ}\text{C}$ であり, 最寒月は 2016/17 年は 1 月, 2017/18 年は 2 月で, それぞれの月平均値は $-11.4^{\circ}\text{C}$ と $-12.6^{\circ}\text{C}$ であった. 水蒸気圧は気温と同様の変動を示し, 両年の解析期間における冬季平均値で 4.6 hPa と 4.9 hPa を記録した. 風速も同様, それぞれ  $3.2\text{ m s}^{-1}$  と  $3.3\text{ m s}^{-1}$  であった. また, 月平均気温が正となるのは 4 月あるいは 5 月であり, 2016/17 年は 5 月, 2017/18 年は 4 月であった.

#### 5.2.3 熱収支解析

AWS-H では 2016/17 年と 2017/18 年の冬季について熱収支解析を行った (表 11). 冬季ごとの熱収支特性に大きな差異は見られなかった. 短波放射収支は 100%以上の割合を占め, 長波放射収支は $-30\%$ 前後の割合であった. すなわち, 放射要素としては 100%前後を占めていた結果となった. また, 顕熱フラックスがわずかに正の割合を占め, 潜熱フラックスが負の割合をとっていることから, 乱流フラックスは融雪に寄与していない結果となった. なお, 冬季の降水量観測を行っていないため, 降雨伝達熱の解析は観測を再開した期間のみ行った.



表 11 AWS-H (西穂高) における熱収支解析の結果. 積雪期全期間の熱収支特性を示している. 括弧内の値は表面熱収支 (融解熱量) に対する各熱量の割合を示す.

Table 11. Result of energy balance analysis in AWS-H (Nishi-Hodaka). The values show the percentage against the total snow melt energy flux and the values in parentheses show the proportion of  $SEB (Q_M)$ .

	$R_{net}$				$H$		$E$		$Q_P$	
	$SW_{net}$		$LW_{net}$		$W m^{-2}$	%	$W m^{-2}$	%	$W m^{-2}$	%
	$W m^{-2}$	%	$W m^{-2}$	%						
2016/17	86.3	(131.3)	-20.7	(-31.6)	0.3	(0.5)	-1.4	(-2.2)	2.1	(3.2)
2017/18	100.8	(122.6)	-20.0	(-24.4)	0.4	(0.5)	-0.4	(-0.5)	1.4	(1.7)

### 5.3 結果

#### 5.3.1 上高地, 乗鞍, 西穂高の気象特性の比較

3 地点の観測期間中の年平均気温, 気温年較差, 年積算降水量を表 12 に示す. 観測期間がそれぞれの地点で異なるが, いずれの地点も 10 年以上のデータの蓄積がある (表 1) ため統計的に信用性が高いと判断し, 解析に用いた. なお, AWS-K は十分なデータの蓄積がないため, Kmk-St.の気温データを用いた. また, AWS-N については降水量の観測を行っている Nrk-St. のデータを用いた. 西穂高の年平均気温は  $1.3^{\circ}C$ , 乗鞍は  $5.5^{\circ}C$ , 上高地は  $5.8^{\circ}C$  であった. 気温年較差は, 西穂高は  $26.0^{\circ}C$ , 乗鞍は  $24.7^{\circ}C$ , 上高地は  $25.2^{\circ}C$  であった. 年平均気温は西穂高が低い結果となり, 乗鞍, 上高地の 2 地点は大きな違いは見られなかった. 気温年較差については 3 地点共に大きな差異は認められなかった. 年積算降水量については, 西穂高では降水量の通年観測を行っていないため, 算出できなかった. 乗鞍の年積算降水量は 1946 mm, 上高地は 2692 mm であり, 上高地の方が 745 mm 多い結果となった.

表 12 上高地, 乗鞍, 西穂高 における年平均気温 ( $^{\circ}C$ ), 年平均気温の標準偏差 (SD), 気温年較差 ( $^{\circ}C$ ) および年降水量 (mm) .

Table 12. Annual mean air temperature ( $^{\circ}C$ ) and its standard deviation (SD), annual range of air temperature ( $^{\circ}C$ ), and annual precipitation (mm) in Kamikochi, Norikura, and Nishi-Hodaka.

region	Air temperature ( $^{\circ}C$ )				Precipitation (mm)		
	Kamikochi	Norikura	Nishi-Hodaka		Kamikochi	Norikura	Nishi-Hodaka
	2010-2018	2003-2018	2010-2018		2007-2018	2007-2018	
Annual mean	5.8	5.5	1.3	Annual cumulative	2692	1946	
SD	0.7	0.5	0.6	SD	283	278	
Annual range	25.2	24.7	26.0				



### 5.3.2 上高地, 乗鞍, 西穂高の熱収支特性の比較

熱収支解析結果の3地点間の比較は2016/17年について行った。3地点の雪面熱収支のエネルギーバランスの変動を図19と表13に示す。以下にそれぞれの地点の熱収支解析の結果について概述する。

AWS-Kは短波放射収支が最も大きな割合を占め、積雪期間では208.0%を占めていた。次に大きなエネルギー源は顕熱フラックスであり、その量は全体の9.3%であった。長波放射と潜熱フラックスは積雪期を通じて負の割合を示しており、積雪層を冷却する方向に働いていた。その量はそれぞれ-102.6%と-17.4%であり、いずれも大きな割合を示していた。降雨伝達熱量は大きな割合ではなく、わずかに融雪に寄与している結果となった。それぞれの熱量の経時変化を見てみると、短波放射収支は積雪期間中においては時間の経過と共に増加していた。長波放射収支と顕熱フラックスは明瞭な時間変化を示さなかった。潜熱フラックスは融雪期後期に増加する傾向が見られた。

AWS-NはAWS-Kと類似した熱収支特性を見せた。短波放射量が最も大きな割合を見せ、それぞれ全体の182.2%であった。長波放射は負の方向に最も大きな割合を示し、-81.2%を占めた。顕熱フラックスと潜熱フラックスは小さい割合を示し、2.9%と-4.8%であった。熱量としても小さい値を示し、乱流フラックスが小さい結果となった。降雨伝達熱は他のエネルギーに比べて小さい割合であった。

AWS-Hは他の2地点よりも短波放射量が多く、積雪期間平均で $65.6 \text{ W m}^{-2}$ であった。また、全体に対するその割合は131.8%であった。長波放射は他の2地点と同様に積雪層を冷却する方向に働いており、全体の-31.8%を占めた。顕熱フラックスは小さく、雪面へのエネルギー供給源としては小さな熱量となっていた。潜熱フラックスも顕熱フラックス同様、小さな寄与となっていたが、その方向は顕熱フラックスとは逆の負の方向であった。降雨伝達熱は他の2地点と同様、雪面へのエネルギー供給源としては小さなものであった。それぞれの経時変化に着目すると、AWS-Hでは4月以降の短波放射収支の増加が大きかった。また、長波放射は融雪の進行とともに概ね増加している傾向が見られた。顕熱フラックスは厳冬期(2月, 3月)は負の寄与であったが、それ以降は正の寄与であり、積雪期間内でその正負が入れ替わった結果となった。潜熱フラックスも概ね増加傾向が認められた。

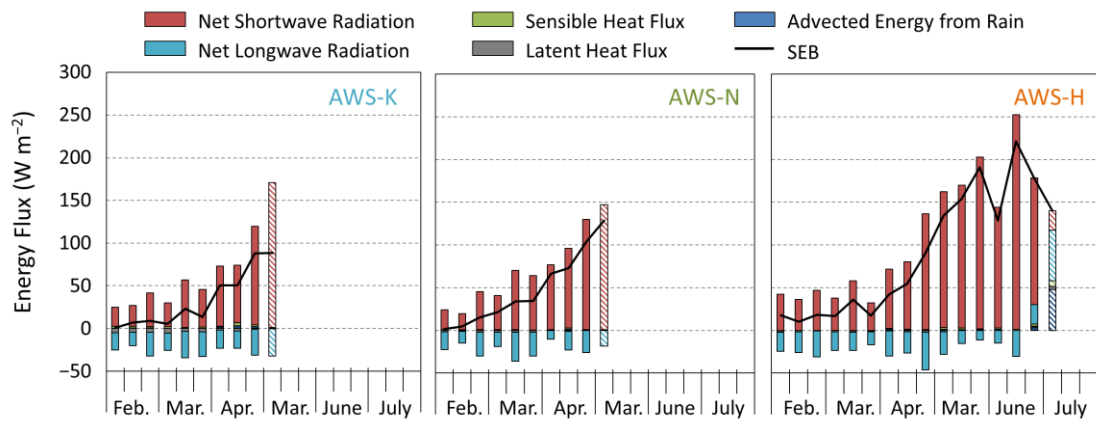


図 19 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍), AWS-H (西穂高) における 2016/17 年融雪期の熱収支解析結果. 1 か月を上旬中旬下旬に分け, 各熱要素の変動を示す. なお, 斜線で示した期間については, 統計的に十分なデータ数が得られなかったことを示す.

Figure 19. Result of energy balance analysis in AWS-K (Kamikochi), AWS-N (Norikura), and AWS-H (Nishi-Hodaka). A month is divided to three parts, which are First month (1st to 10th), Middle month (11st to 20th), and Last month (21th to the end of month), and variation of amount of each energy component are shown. Data with a diagonal line does not meet statistical significance.

表 13 AWS-K (上高地), AWS-N (乗鞍), AWS-H (西穂高) における 2016/17 年融雪期の熱収支解析結果. 括弧内の値は表面熱収支 (融解熱量) に対する各熱量の割合を示す. 灰色の文字で示したのは, 統計的に十分なデータ数が得られなかったことを示す.

Table 13. Result of energy balance analysis in AWS-K (Kamikochi), AWS-N (Norikura), and AWS-H (Nishi-Hodaka). The values in parentheses show the proportion of  $SEB (Q_M)$ . Figure colored gray does not meet statistical significance.

	SEB		Net Shortwave Radiation		Net Longwave Radiation		Sensible Heat Flux		Latent Heat Flux		Advection Heat from Rain		
	$W m^{-2}$	(%)	$W m^{-2}$	(%)	$W m^{-2}$	(%)	$W m^{-2}$	(%)	$W m^{-2}$	(%)	$W m^{-2}$	(%)	
AWS-K	Feb.	5.3	(100.0)	27.9	(530.6)	-20.7	(-393.8)	2.1	(40.0)	-4.8	(-90.4)	0.3	(4.9)
	Mar.	14.0	(100.0)	42.6	(303.9)	-27.0	(-192.7)	1.6	(11.2)	-4.4	(-31.5)	0.0	(0.0)
	Apr.	63.0	(100.0)	84.5	(134.2)	-24.0	(-38.1)	2.1	(3.4)	-2.1	(-3.4)	2.2	(3.4)
	May.	88.2	(100.0)	170.0	(192.7)	-32.4	(-36.7)	0.8	(0.9)	-0.3	(-0.3)	0.1	(0.1)
	June	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	July	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	ALL	20.0	(100.0)	41.6	(208.0)	-22.4	(-102.6)	1.9	(9.3)	-3.5	(-17.4)	0.6	(2.7)
AWS-N	Feb.	6.6	(100.0)	27.6	(420.8)	-20.3	(-309.6)	1.0	(14.8)	-1.7	(-26.3)	0.0	(0.3)
	Mar.	29.9	(100.0)	57.8	(193.1)	-26.4	(-88.2)	0.7	(2.3)	-2.1	(-7.1)	0.0	(0.0)
	Apr.	81.2	(100.0)	99.4	(122.4)	-19.1	(-23.5)	0.6	(0.8)	-0.6	(-0.8)	0.9	(1.1)
	May.	128.5	(100.0)	146.0	(113.6)	-18.3	(-14.2)	0.3	(0.2)	-0.1	(-0.1)	0.6	(0.5)
	June	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	July	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	ALL	25.8	(100.0)	47.0	(182.2)	-20.9	(-81.2)	0.7	(2.9)	-1.2	(-4.8)	0.2	(0.9)
AWS-H	Feb.	15.2	(100.0)	41.4	(272.4)	-25.3	(-161.6)	-0.3	(-2.2)	-1.3	(-8.6)	No Data	No Data
	Mar.	23.0	(100.0)	42.3	(186.3)	-19.3	(-78.5)	-0.3	(-1.3)	-1.6	(-7.0)	No Data	No Data
	Apr.	62.3	(100.0)	94.6	(135.0)	-32.8	(-34.2)	0.5	(0.6)	-1.5	(-1.4)	1.0	(1.0)
	May.	160.7	(100.0)	176.4	(112.1)	-17.4	(-12.7)	1.7	(0.9)	-0.5	(-0.2)	0.8	(0.8)
	June	176.1	(100.0)	180.3	(107.0)	-7.4	(-7.9)	1.6	(0.9)	0.3	(0.1)	1.7	(1.8)
	July	140.1	(100.0)	23.0	(26.9)	58.9	(60.8)	7.0	(8.5)	3.1	(3.8)	48.1	(50.2)
	ALL	65.6	(100.0)	86.5	(131.8)	-20.6	(-31.8)	0.3	(0.4)	-1.6	(-2.4)	2.0	(3.1)

#### 5.4 考察

本研究で対象とした中部山岳地域南部 (上高地, 乗鞍, 西穂高) における気象観測と熱収支解析から, AWS-K, AWS-N および AWS-H の熱収支特性は, 概ね次の 2 点で類似していた, すなわち (1) 正味放射が 100%以上の割合を占めており, 表面熱収支を支配していたのは短波放射によるエネルギーであった点, (2) 積雪期全体の潜熱フラックスは負の方向であり, 潜熱によって積雪層の冷却が起こっていた. (1) は太陽高度の上昇とアルベドの低下によって短波放射吸収量が増加し, 正のアルベドフィードバック (青木・田中, 2008) によって融雪期に急激な融雪が起こっていると考えられる. 図 19 で示されたこの結果は多くの先行研究の報告と同様の結果であり (例えば, Greuell and Smeets, 2001), 本研究で対象とした 3 地点においては特別な融雪メカニズムが形成されているとは認められなかった. また, 山岳地域では標高が高いことによって気圧が低下して大気密度も減少するため, 顕熱フラックスが抑制されている (Verburg and Antenucci, 2010) 可能性も考えられる.

(1) および (2) の特徴は比較的乾燥した大気条件である大陸性気候下での熱収支特性と

言え (例えば, van de Wal *et al.*, 1992; Willis *et al.*, 2002), 中部山岳地域南部の冬季は比較的乾燥した大気条件下で積雪環境が形成されていると考えられる. 一般に温暖湿潤な気候であると考えられている日本の雪氷圏の中で, 熱収支解析を行った例は数例あるが (例えば, 松元ほか, 2010; 瀧本ほか, 2014), 松元ほか (2010) は, 新潟県魚沼市において熱収支解析を行い, 正味放射が 80.3%, 顕熱フラックスが 16.2%, 潜熱フラックスが 3.0%, 降雨伝達熱が 0.5%という熱収支特性を示している. 一方, 乾燥した大気条件下では, 雲の形成が起こりにくいため, 短波放射量が増加し (Abermann *et al.*, 2019), また, 積雪層からの昇華蒸発が促進される (Sicart *et al.*, 2005) という報告がある. 図 20 に過去の報告に基づいた熱収支特性を三角ダイアグラムで示し, 表 14 にその情報を示す. 図 20 から明らかなように, 中部山岳地域南部に位置する AWS-K, AWS-N および AWS-H において正味放射によるエネルギーが多い点と潜熱フラックスによる積雪層の冷却が起こっているという熱収支特性は, 乱流フラックスが卓越する海洋性気候条件よりも Abermann *et al.* (2019) や Sicart *et al.* (2005) のような放射要素が卓越する大陸性気候条件での報告と類似しており, 比較的乾燥した大気条件下で大陸性気候条件下に類似した積雪環境が形成されていたと考えられる. つまり, 日本国内において, 乾燥大気条件下で形成された雪面熱収支特性を持つ中部山岳地域南部の 3 地点の存在は新たな知見である.

一般に湿潤な気候であると考えられている日本において, 冬季の中部山岳地域南部のような乾燥大気条件が形成されたのは, 東アジアモンスーンによる空気塊が中部山岳地域上を移流するという日本の気候条件, 日本海沿岸から中部山岳にかけての地域における水平方向に対する標高勾配が大きい地形条件という 2 つの要因に起因していると考えられる. 冬季にはユーラシア大陸東部で形成されたシベリア高気圧と太平洋上に形成される低気圧, 対馬海流による大量の熱と水蒸気の供給によって (Kurooka, 1956; Ninomiya, 1968), 日本の日本海沿岸地域には温暖湿潤な空気塊が北西から供給される (Magono *et al.*, 1966). これが一般的に日本における冬季モンスーンであるが, 本州に上陸した冬季モンスーンは中部山岳北部によって強制的に持ち上げられ, 大量の降雪をもたらす (Estoque and Ninomiya, 1976). これが, 日本海沿岸地域が世界的にも有数の豪雪地域と言われる所以である. しかし, 上記の気象条件の時には, 内陸地域では降水がもたらされる事は少なく, 中部山岳の風上と風下で水平方向の降水量の勾配があると考えられる. Viale *et al.* (2019) はチリパタゴニアの東西方向に降水量の勾配があり, それによって風上側と風下側に気候の違いが生じていると述べており, 日本の中部地方においても同様の現象が起こっていると考えられる. 上述した冬季モンスーンによる水蒸気の移流と, 中部山岳の地形効果によって, 風下側では乾燥的な大気環境が形成され, その中部山岳地域南部では乾燥的な大気条件下で積雪が維持・形成されているという特徴は, Ikeda *et al.* (2009) によっても積雪の物理的性質の観点からも示されている. つまり, 本研究の結果は Ikeda *et al.* (2009) に加えて, より一層, 日本の降雪メカニズムおよび積雪環境の特異性を示したと言える.

AWS-K, AWS-N および AWS-H の各熱収支特性とその熱収支特性を形成した要因は, 地

形的要因や周囲の植生による要因、および、標高などの地理的要因が可能性として挙げられる。AWS-K は谷地形の底部に位置することで、冷気湖の形成による放射冷却が起こり、また、積雪からの昇華蒸発が頻発していたことから、AWS-K では AWS-N および AWS-N にくらべて積雪層の冷却量が多い傾向が示された。AWS-N の熱収支特性は AWS-K と類似した傾向を示した。AWS-K と AWS-N は気温および水蒸気圧に大きな違いはないが、乱流フラックスおよびその割合に大きな違いが生じている (表 13)。これは、AWS-N の周囲が針葉樹林帯であり、それによる弱風化が起こった結果、大気のア定成層化が促進されたことが可能性の一つとして挙げられる。AWS-H では AWS-K および AWS-N よりも短波放射量が多く、乱流フラックスが小さいという傾向が見られた (表 13)。AWS-H は他の 2 地点よりも積雪量が多く、標高が高いという特徴がある。高標高による低温環境によって、乱流フラックスによるエネルギー供給量が少なくなった可能性が示され、また、積雪が 6 月あるいは 7 月まで残るため、短波放射吸収量が多くなったことが AWS-H と AWS-K、AWS-N の異なる熱収支特性を形成した要因であると考えられる。

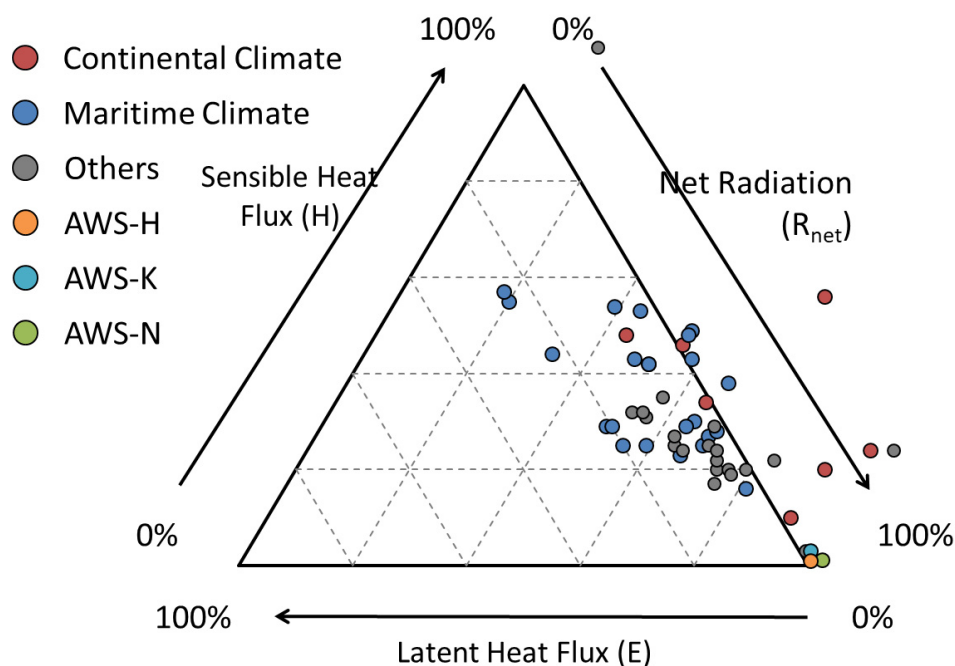


図 20 表 14 に示す先行研究の正味放射，顕熱フラックス，潜熱フラックスの 3 要素を示した三角ダイアグラム。

Figure 20. A triangular diagram showing three energy components, net radiation, sensible heat flux and latent heat flux, of previous study in Table 14.

表 14 図 20 に用いた先行研究の内容. 研究地点, 緯度, 標高, 気候区分, 観測期間および熱収支特性を示す.

Table 14. Contents of previous study used in Figure 20, showing study location, latitude, altitude, climate classification, observation period, and the property of surface energy balance.

Location		Latitude	Altitude (m)	Climate	Observation Period	Surface Energy Flux (%)			Reference
Site	Country					R <sub>net</sub>	H	E	
Kamikochi	Japan	36° N	1490		Apr. 2017 - May 2017	106	3	-2	this study
Norikura	Japan	36° N	1590		Feb. 2017 - May 2017	101	1	-3	this study
Nishi-Hodaka	Japan	36° N	2355		Mar. 2017 - Jul. 2017	100	1	-1	this study
Peyto Glacier, Alberta	Canada	52° N	2500	Continental	Jun. 1988 - Jul. 1988	51	42	7	Munro (1990)
Peyto Glacier, Alberta	Canada	52° N	2300	Continental	Jun. 1988 - Jul. 1988	65	34	1	Munro (1990)
Peyto Glacier, Alberta	Canada	51° N	2510	Continental	Jul. 1970	44	48	8	Föhn (1973)
Hintereisferner	Austria	46° N	2500	Continental	Jul. 1986	91	10	-2	van de Wal <i>et al.</i> (1992)
Hintereisferner	Austria	46° N	2630	Continental	Jul. 1989	93	20	-13	van de Wal <i>et al.</i> (1992)
Niwot Ridge, CO	USA	40° N	3517	Continental	Apr. 1994 - Jun. 1994	75	56	-31	Cline (1997)
Valee Blanche	France	45° N	3550	Continental	Jul. 1968	99	24	-23	De la Casiniere (1974)
St Sorline Glacier	France		2712	Continental	Aug. - Sep. 1969 and 1970	61	46	-1	Martin (1975)
Storglaciären	Sweden	68° N	1370	Maritime	Jul. 1994 - Aug. 1994	66	30	5	Hock and Holmgren (1996)
Qamanársúp sermia	Greenland	64° N	790	Maritime	Jun. 1980 - Aug. 1986	67	38	-5	Braithwaite and Olesen (1990)
Ecology Glacier, King George Island	Antarctica	62° S	100	Maritime	Dec. 1990 - Jan. 1991	64	29	7	Bintanja (1995)
Worthington Glacier, AK	USA	61° N		Maritime	Jul. 1967 - Aug. 1967	51	29	21	Streten and Webdler (1968)
Worthington Glacier	Alaska	61° N	820	Maritime	Jul. 1967 - Aug. 1967	51	29	20	Streten and Wendler (1968)
Qamanársúp sermia	Greenland	61° N	880	Maritime	Jun. 1979 - Aug. 1983	70	28	2	Braithwaite and Olesen (1990)
Lemon Creek Glacier	Alaska	58° N	1200	Maritime	Aug. 1968 - Aug. 1968	48	43	9	Wendler and Streten (1969)
Kryoto Glacier	Russia	55° N	810	Maritime	Aug. 2000 - Sep. 2000	33	44	23	Konya <i>et al.</i> (2004)
Hodges Glacier	South Georgia	54° S	375	Maritime	Nov. 1973 - Apr. 1974	55	48	-3	Hogg <i>et al.</i> (1982)
Glacier Lengua	Chile	53° S	450	Maritime	Feb. 2000 - Apr. 2000	35	54	7	Schneider <i>et al.</i> (2007)
Tyndall Glacier	Chile	51° S	700	Maritime	Dec. 1993	51	42	7	Takeuchi <i>et al.</i> (1995a,b)
Moreno Glacier	Chile	50° S	330	Maritime	Nov. 1993	54	49	-4	Takeuchi <i>et al.</i> (1995a,b)
Ampere Glacier	Kerguelen Island	49° S		Maritime	Jan. 1972 - Mar. 1972	58	25	16	Poggi (1977)
Soler Glacier	Chile	46° S	378	Maritime	Nov. 1985	57	43	-1	Fukami and Naruse (1987)
Brewster Glacier	New Zealand	44° S	1770	Maritime	Dec. 2007 - Mar. 2008	52	25	20	Gillet and Cullen (2011)
Brewster Glacier	New Zealand	44° S	1760	Maritime	Oct. 2010 - Sep. 2012	64	23	11	Cullen and Conway (2015)
Brewster Glacier	New Zealand	44° S	1760	Maritime	Oct. 2010 - Sep. 2012	37	53	3	Conway and Cullen (2016)
Franz Josef Glacier	New Zealand	43° S		Maritime	Feb. 1990	21	55	25	Ishikawa <i>et al.</i> (1992)
Mount Cook National Park	New Zealand	43° S		Maritime	Oct. 1995 - Nov. 1995	63	27	4	Neale and Fitzharris (1997)
Temple Basin	New Zealand	42° S	1450	Maritime	Oct. 1982 - Nov. 1982	16	57	25	Moore and Owens (1984)
Niigata	Japan	37° N	360	Maritime	Dec. 2007 - Apr. 2008	80	16	3	Matsumoto <i>et al.</i> (2010)
Blue Glacier, WA	USA			Maritime	Jul. 1958 - Aug. 1958	69	25	6	La Chapelle (1959)



表 14 (続き)

Table 14. (continued)

Location		Latitude	Altitude (m)	Climate	Observation Period	Surface Energy Flux (%)			Reference
Site	Country					R <sub>net</sub>	H	E	
Berkner Island	Antarctica	79° S	886	Others	Feb. 1995 - Dec. 1997	-91	108	-17	Reijmer <i>et al.</i> (1999)
McCall Glacier	Alaska	69° N	1715	Others	Jun. 2004 - Aug. 2004	74	25	5	Klok <i>et al.</i> (2005)
Storglaciären	Sweden	67° N	1370	Others	Jul. 2000 - Sep. 2000	55	32	13	Sicart <i>et al.</i> (2008)
Vestari Hagafellsjökull	Iceland	64° N	500	Others	Jun. 2001 - Aug. 2007	63	27	10	Matthews <i>et al.</i> (2015)
Vestari Hagafellsjökull	Iceland	64° N	1100	Others	Jun. 2001 - Aug. 2009	74	20	6	Matthews <i>et al.</i> (2015)
West Gulkana Glacier	Alaska	63° N	1520	Others	Jun. 1986 - Jul. 1986	57	35	8	Brazel <i>et al.</i> (1992)
Storbreen	Norway	62° N	1600	Others	Jul. 1955 - Sep. 1955	56	31	13	Liestøl (1967)
Storbreen	Norway	62° N	1570	Others	Sep. 2001 - Sep. 2006	76	17	8	Giesen <i>et al.</i> (2009)
Nordbogletscher	Greenland	61° N	880	Others	Jun. 1979 - Aug. 1983	71	29	2	Braithwaite and Olesen (1990)
Omnsbreen	Norway	60° N	1540	Others	Jun. 1968 - Sep. 1969	52	32	15	Messel (1971)
Midtdalsbreen	Norway	60° N	1450	Others	Oct. 2000 - Sep. 2006	67	24	10	Giesen <i>et al.</i> (2008)
Midtdalsbreen	Norway	60° N	1450	Others	Sep. 2001 - Sep. 2006	66	25	11	Giesen <i>et al.</i> (2009)
Pasterze	Austria	47° N	2205	Others	Jun. 1994 - Aug. 1994	77	20	4	Greuell and Smeets (2001)
Pasterze	Austria	47° N	2310	Others	Jun. 1994 - Aug. 1994	73	22	5	Greuell and Smeets (2001)
Pasterze	Austria	47° N	2420	Others	Jun. 1994 - Aug. 1994	72	24	4	Greuell and Smeets (2001)
Pasterze	Austria	47° N	2945	Others	Jun. 1994 - Aug. 1994	77	19	4	Greuell and Smeets (2001)
Pasterze	Austria	47° N	3225	Others	Jun. 1994 - Aug. 1994	79	20	1	Greuell and Smeets (2001)
St Sorlin	France	45° N	2760	Others	Jul. 2006 - Aug. 2006	84	22	-5	Sicart <i>et al.</i> (2008)
Indian Himalaya	India	32° N	3050	Others	Jan. 2005 - Apr. 2005	98	3	-1	Datt <i>et al.</i> (2008)
Zongo Glacier	Bolivia	16° S	5050	Others	Nov. 1999 - Dec. 1999	103	24	-27	Sicart <i>et al.</i> (2008)

## 5.5 結論

中部山岳地域に位置する上高地、乗鞍、西穂高における熱収支特性の比較を行い、それぞれの地点における地形条件、植生条件によって制御された気象条件と熱収支特性および、中部山岳地域としての熱収支特性が明らかとなった。3地点ごとの比較によって、上高地では起伏に富んだ山岳地形と乾燥大気条件によって冷気湖が形成された結果、積雪層の冷却が促進されている傾向が確認された。また、乗鞍では周囲の植生によって大気の乱流が抑制され、乱流フラックスが少ない結果が示された。西穂高は高標高条件による低温環境によって乱流フラックスがあまり融雪に寄与していない結果が示された。また、3地点共通の熱収支特性として、放射要素が雪面熱収支の100%近くを占めている点、潜熱フラックスが負の割合を示している点が挙げられた。この熱収支特性は内陸部に位置する比較的乾燥した大気条件下での熱収支特性に類似しており、一般に湿潤気候であると考えられていた日本の雪氷圏の中での中部山岳地帯の特異性を示す結果となった。その要因としては、冬季モンスーンの空気塊移流経路と地形条件によって、風下側に該当する中部山岳地域南部では比較的乾燥した空気塊が移流してくるためであると考えられた。

## 第6章 総合考察

### 6.1 まとめ

本論の内容を各章ごとにまとめ、得られた結果を図 21 にまとめる。本論の第 2 章では上高地地域において熱収支解析および雪氷水文学的な観点から積雪底面流出解析を行った。これらの解析から、(1) 上高地地域では盆地地形による冷気湖の形成、および、乾燥大気条件によって、放射冷却および潜熱フラックスによる熱損失が起こり、積雪層の冷却が卓越しているという結果が得られた。また、降水量および表面融解量と底面流出量の水収支的観点からの解析によって、(2) 本研究で用いた熱収支モデルは融解量を 29%過大評価している結果となった。第 3 章では乗鞍地域の亜高山帯下部における 1 地点を対象として、15 年の蓄積データから大気環境および積雪動態の経年変動を明らかにし、熱収支解析および経験則に基づく融解・消耗モデルを用いた融雪解析を行った。その結果、(3) 乗鞍における気象観測期間中には気温や水蒸気圧などの気象パラメータに顕著な経年変動は認められなかったが、(4) 暖冬の年には積雪開始日の遅れや積雪期間の短縮が見られ、気温が積雪環境へ与える影響が示唆された。また、熱収支解析の結果から、(5) 周囲の植生によって乱流発生が抑制されている可能性が示された。それに加え、経験則に基づく融解・消耗モデルによる積雪融解過程の再現を行った結果、(6) 熱収支モデルによる融解量と融解・消耗モデルによる融解量は有意な相関を示し ( $p < 0.01$ )、高精度で積雪融解プロセスの再現に成功した。この結果は、今まで日本の山岳地域で行われてこなかった 2 次元的な積雪融解解析への応用可能性を示すものである。第 4 章では、温帯雪氷圏で多発する積雪期における降雨イベント (ROS イベント) に関して、乗鞍を対象として降雨時の雪面熱収支特性の変化について解析し、上高地を対象として降雨による雨滴が積雪層の冷却量に与える影響について考察を行った。その結果、(7) ROS イベント時には非降雨時に比べて長波放射および潜熱フラックスが大きく増加し、雪面へ供給される熱量が増加した。また、(8) 雨滴が積雪層内で再凍結する際に放出する凝固熱によって、積雪層の冷却量が大きく減少している可能性が示唆された。(7) および (8) の結果は、ROS イベントによって積雪融解が促進するという今まで唱えられてきた説を支持する結果である。第 5 章では、中部山岳地域南部に位置する上高地、乗鞍および西穂高の 3 地点における熱収支解析の結果から、(9) 中部山岳地域南部は比較的乾燥した大気条件下で積雪が形成、維持されていることが明らかになった。これは日本の冬季モンスーンおよび中部山岳地域の地形条件によるものであると考察でき、一般に湿潤気候であると考えられている日本の中での特異性を示す結果である。

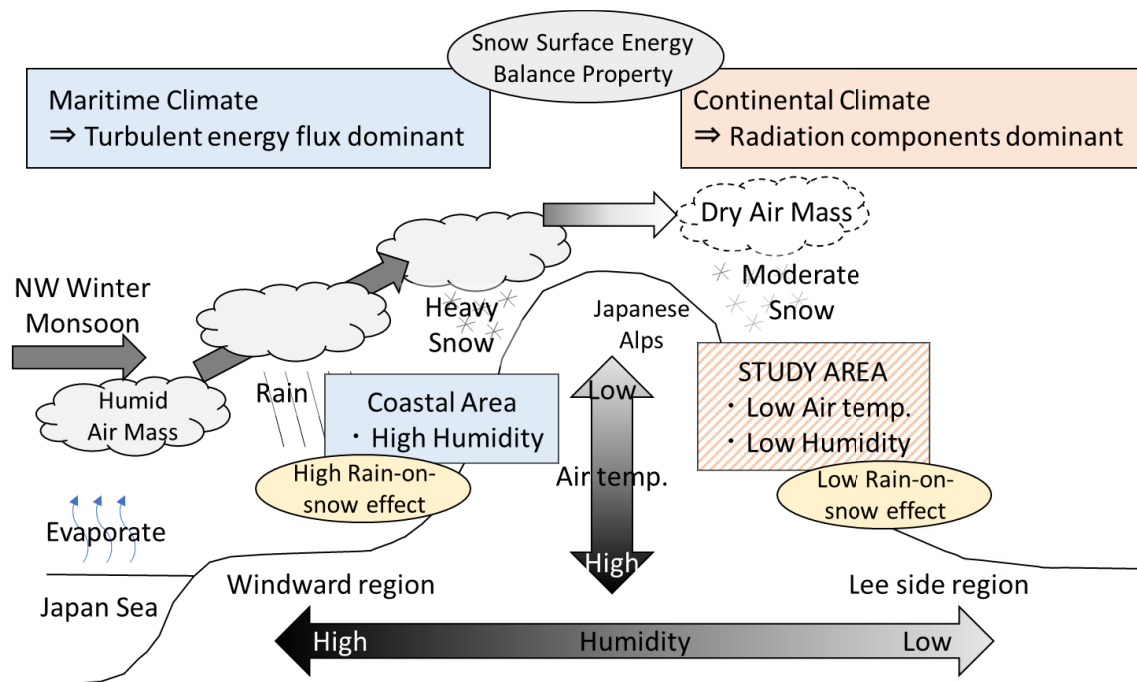


図 21 本論で示された結果を示す模式図。

Figure 21. Schematic figure showing mechanism that forms the specific atmospheric condition and SEB property in southern Japanese Alps.

## 6.2 総合考察

### 6.2.1 山岳環境科学研究の中の本研究の位置づけ

日本の中部山岳地域における積雪の動態に関する研究は、十分に行われていないのが現状である。狭い範囲に豊富な自然構成要素が存在し、それらが密接に相互作用することで形成、維持している山岳環境にとって、積雪の存在は重要な要素である。しかし、本研究対象地域である中部山岳地域南部における積雪量や積雪期間に関する実測データを示した研究は皆無である。したがって、本研究で示された上高地、乗鞍、西穂高の3地点における気象学的、雪氷水文学的な積雪融解に関する成果は、中部山岳地域の積雪融解を議論する上での最も基礎的な情報を提示したと言える。

山岳環境科学の現状として、山岳環境変動の現状把握 (鈴木・佐々木, 2019) から環境変動による影響把握 (Kawase *et al.*, 2015; 鈴木, 2017, 2018; 小熊ほか, 2019) の段階まで研究が進展している。鈴木・佐々木 (2019) は、信州大学が中部山岳地域に展開している気象観測網の気象観測データを解析し、その経年変動について論じている。中部山岳地域の気象環境について言及した鈴木・佐々木 (2019) に加え、本研究は中部山岳地域南部の積雪に着目し、積雪-消雪機構を理解する上で欠かせない情報である雪面熱収支特性を明らかにした (第2章, 第3章, 第5章)。その雪面熱収支特性は短波放射によるエネルギーが雪面熱収支を支配し、乱流フラックスはほとんど融雪に寄与していないという特性であった。また、Kawase *et al.* (2015) は衛星画像解析と気候モデルを用いて、積雪空間分布の再現を試みた。一方、

観測に基づく研究例としては、鈴木 (2017) があり、これらは水文学的観点から上高地梓川流域の高標高地域における降積雪量の増加傾向を示している。Kawase *et al.* (2015) および鈴木 (2017) のように、気象条件や気候変動の影響が山岳地域ではどのように現れるかといった環境変動に対する影響把握を行った例の一つとして、本研究の第 3 章では乗鞍における 15 年間にわたる積雪深観測から、気象条件の変化による積雪深や積雪期間への影響を明らかにした。このように少しずつではあるが山岳環境の実態把握および今後の環境変動を論じた研究事例が増えつつあるが、未だ十分であるとは言い難い。山岳環境形成メカニズムを深く理解するには、継続的な観測や実測に基づく解析が重要なのは自明であり、その中でも積雪の存在を無視することは不可能である。狭い範囲で大気環境や植生分布の変化が大きい山岳地帯は気候変動による影響が顕在化しやすいと考えられるため、本研究で示された積雪維持機構に関する知見を基に、山岳地域における自然環境維持機構に関する理解を深めるべきである。

#### 6.2.2 大気環境の違いによる融雪への影響

本研究で示された熱収支特性を形成した要因の一つである「大気の湿潤度」は積雪融解において様々な影響を及ぼす。大気の湿潤度は、地域の気候を決定づける重要な要素の一つであり、すなわち、雪面熱収支特性を支配する因子の一つであると言える。本研究で示された中部山岳地域南部の熱収支特性は乾燥大気条件下における特徴を示しており、それは Willis *et al.* (2002) の示す大陸性気候に類似した特徴であった。大気が湿潤な海洋性気候条件下では乱流フラックスが卓越し (Conway and Cullen, 2016)、大陸性気候下では放射要素が卓越する傾向が見られる (Cline 1997; Ayala *et al.* 2017) ことから、気候条件の違いによって融雪の原因となるエネルギーが異なる (Willis *et al.*, 2002)。また、積雪涵養・消耗量および表面熱収支の違いについても報告があり (Abermann *et al.*, 2019)、また、Harpold and Brooks (2018) は北米西海岸 462 地点の気象観測地点の積雪消耗量を解析し、大気の比湿が大きい沿岸地域の方が内陸部よりも冬季消耗量が多いという結果を示している。これらの報告は、まさに大気の湿潤度の違いによる積雪消耗量の地域特性を示す例であり、気候による積雪消耗の地域特性を示した研究例である。

大気が湿潤であると降水形態は雨になりやすい (Jennings *et al.*, 2018) ため、気候条件によって ROS イベントの発生頻度は影響される。降水形態の違いは地球システムへ大きな影響を与えうる重要な要素であるため、降水形態を支配する気象条件に関する報告は多く (例えば、Matsuo and Sasyo, 1981a, b; 長谷美, 1991; 小川・野上, 1994; Jennings *et al.*, 2018)、また、降雨によって雪崩や洪水などの災害が誘発されるとした報告は多い (例えば、Marks *et al.*, 1998; 河島ほか, 2009; Musselman *et al.*, 2018)。それは、本研究でも示された通り、ROS イベント発生時には非発生時に比べて雪面へ多くの融解熱が供給され、また、降雨によって底面流出が促進される (第 4 章) ためである。ROS イベント発生時には、本研究で示したような晴天時に比べて正味放射量が増加する“Radiation Paradox”効果 (Ambach, 1974) や、乱流フラックスの増加 (例えば、Marks *et al.*, 1998) も併発することで、積雪融解が進行することは先行研究に

よって明らかになっている。本論の 4.3.1 に示した乗鞍における解析は、Ambach (1974) と Marks *et al.* (1998) の報告内容を支持するものであったが、4.3.3 に示した上高地における積雪層の冷却に関する考察は新たな知見であった。今までの ROS イベントによって積雪融解が進行するという定説は、表面熱収支的な視点 (例えば, Marks *et al.*, 1998) や、底面流出促進効果などの雪氷水文学的観点からの考察 (例えば, 石井ほか, 2017) が主であった。しかし、本論で明らかとなった積雪層の冷却量の減少に関する定量的な報告例は無く、ROS イベントによる融雪促進効果の 1 つとして新たに認識されるべきであろう。

### 6.3 今後の展望

積雪の有無は周囲の他要素へ影響を及ぼしており、それらが狭い範囲に混在しているのが山岳地域である。つまり、山岳地域の積雪空間分布とその形成－消失プロセスを明らかにし、それをもとに他要素へ与える影響を評価する山岳環境を総合的に考察する研究が今後求められる。

雪氷体の空間分布に関する研究は、世界的には決して珍しくはない。空間分布に関する解析は、近年では衛星画像データの精度、量ともに進歩が進んでおり、氷床や氷河の縮小率や積雪分布の経年変動 (例えば, Malmros *et al.*, 2018; Pérez *et al.*, 2018) に関する解析が行われている。また、雪氷体の消耗過程の時空間変動解析を行った研究の多くは地理情報システムと経験則に基づく消耗モデル (例えば, Hock, 2003) を組み合わせることで氷河の消耗率の空間分布を解析している。従来は気温や日射量といった消耗に大きく寄与する代表的な気象パラメータを用いて解析を行った例が多かったが (例えば, Konya *et al.*, 2004), 近年では、インプットデータとして、長波放射、乱流フラックスなどの他の熱要素をパラメータとして組み込んだモデルも提唱され (Brock *et al.*, 2000; Willis *et al.*, 2002; Sicart *et al.*, 2011; Ayala *et al.*, 2017), その精度も向上している。

しかし、日本の雪氷圏においては積雪の時空間分布に関する研究は後進的であると言わざるを得ない。日本の季節積雪を対象とした研究に関して、最も基礎的な情報となる雪面熱収支特性を明らかにした研究例は数例であり (例えば, 松元ほか, 2010), 積雪分布の時空間変動について議論した報告は稀有である。つまり、今後は積雪の時空間分布解析と融解モデルを用いた消耗量空間変動のシミュレーションを組み合わせることで積雪分布の時空間変動に関する実態把握を行う必要がある。その結果を用いて将来の積雪環境の変動予測や他要素との相互作用への考察、応用を行い、山岳環境を総合的に考察する研究の必要性が高まるであろう。

### 謝辞

研究室に配属されてから、研究面に対して的確なご助言と指導を賜りました鈴木啓助先生に厚く感謝を申し上げます。鈴木先生には地道な気象観測や積雪調査など、時には過酷な環境での作業を伴う現地での観測・調査の大切さをご指導いただき、観測機材のメンテナンスやデータ管理など、貴重な経験を積ませていただきました。



また、信州大学理学部物質循環学科に入学してから、多くの授業や実習を通じて個々の地球システム・生態システムに関する幅広い知見をご教授頂き、また博士論文の執筆においても数多くの有益なご助言やご指摘を頂いた先生方にも御礼申し上げます。研究面でいえば、鈴木研究室に配属されてから5年間にもわたり、積雪調査やフィールドワークの手法のみならず、研究に対する考え方や向き合い方などの多岐に渡るご助言を下された倉元隆之博士および佐々木明彦博士には厚く感謝申し上げます。その他にも、研究室で多くのご指導やアドバイスを頂戴した黒雲勇希氏には大変お世話になりましたので、ここで御礼申し上げます。また、同窓の先輩方や同期、後輩諸君には、私が大学および大学院生活を送る上で、公私ともに多くの支えを頂いたので、この場を借りて御礼申し上げます。

最後になりましたが、今まで大切に育ててくれ、勉強・研究を行うチャンスを与えてくれた父、母そして兄には心より感謝申し上げます。

## 引用文献

- Abermann, J., As, D. V. A. N., Wacker, S., Langley, K., Machguth, H. and Fausto, R. S. (2019): Strong contrast in mass and energy balance between a coastal mountain glacier and the Greenland ice sheet. *Journal of Glaciology*, 1-7.
- Ambach, W. (1974): The influence of cloudiness on the net radiation balance of a snow surface with high albedo. *Journal of Glaciology*, **13**, 73-84.
- Anderson, E. A. (1976): A point energy and mass balance model of a snow cover. NOAA Technical Report NWS 19, U. S. Department of Commerce, Silver Spring, Md.
- Andreassen, L. M., van den Broeke, M. R., Giesen, R. H. and Oerlemans, J. (2008): A 5 year record of surface energy and mass balance from the ablation zone of Storbreven, Norway. *Journal of Glaciology*, **54**, 245-258.
- 青木輝夫・田中奏宙 (2008): 大気エアロゾルの沈着が積雪アルベドに与える影響. *天気*, **55**, 538-547.
- 有江賢志朗・奈良間千之・福井幸太郎・飯田 肇・高橋一徳 (2019): 飛騨山脈北部, 唐松沢雪溪の氷厚と流動. *雪氷*, **81**, 283-295.
- 朝岡良浩・小南裕志・竹内由香里・大丸裕武・田中信行 (2007): 衛星観測に基づく積雪水量の広域推定と融雪係数の地域特性. *水文・水資源学会誌*, **20**, 519-529.
- Ayala, A., Pellicciotti, F., Peleg, N. and Burlando, P. (2017): Melt and surface sublimation across a glacier in a dry environment: Distributed energy-balance modelling of Juncal Norte Glacier, Chile. *Journal of Glaciology*, **63**, 803-822.
- Bintanja, R. and van den Broeke, M. R. (1994): The Surface Energy Balance of Antarctic Snow and Blue Ice. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 902-926.
- Brock, B. W., Willis, I. C., Sharp, M. J., & Arnold, N. S. (2000). Modelling seasonal and spatial variations in the surface energy balance of Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Annals of Glaciology*, *31*(1996), 53–62. <https://doi.org/10.3189/172756400781820183>
- Brun, E., David, P., Sudul, M. and Brunot, G. (1992): A numerical model to simulate snow-cover stratigraphy for operational avalanche forecasting. *Journal of Glaciology*, **38**, 13-22.
- Cline, D. W. (1997): Snow surface energy exchanges and snowmelt at a continental, midlatitude Alpine site. *Water Resources Research*, **33**, 689-701.
- Cohen, J. and Rind, A. (1991): The Effect of Snow Cover on the Climate. *Journal of Climate*, **4**, 689-706.
- Conway, J. P. and Cullen, N. J. (2013): Constraining turbulent heat flux parameterization over temperate maritime glacier in New Zealand. *Annals of Glaciology*, **54**, 41-51.
- Conway, J. P., Cullen, N. J., Spronken-Smith, R. A. and Fitzsimons, S. J. (2015): All-sky radiation over a glacier surface in the Southern Alps of New Zealand: characterizing cloud effects on incoming shortwave, longwave and net radiation. *International Journal of Climatology*, **35**, 699-

713.

- Conway, J. P. and Cullen, N. J. (2016): Cloud effects on surface energy and mass balance in the ablation area of Brewster Glacier, New Zealand. *The Cryosphere*, **10**, 313-328.
- Cullen, N. J. and Conway, J. P. (2015): A 22 month record of surface meteorology and energy balance from the ablation zone of Brewster Glacier, New Zealand. *Journal of Glaciology*, **61**, 931-946.
- Datt, P., Srivastava, P. K., Negi, P. S. and Satyawali, P. K. (2008): Surface energy balance of seasonal snow cover for snow-melt estimation in N-W Himalaya. *Journal of Earth System Science*, **117**, 567-573.
- DeWalle, D. R. and Rango, A. (2008): Snowpack condition. “*PRINCIPLES OF SNOW HYDROLOGY*”, p.48-75, Cambridge University Press, New York.
- 福井幸太郎・飯田 肇・小坂共栄 (2018): 飛騨山脈で新たに見いだされた現存氷河とその特性. 地理学評論, **91**, 43-61.
- Gądek, B. and Leszkiewicz, J. (2010): Influence of snow cover on ground surface temperature in the zone of sporadic permafrost, Tatra Mountains, Poland and Slovakia. *Cold Regions Science and Technology*, **60**, 205-211.
- Giesen, R. H., van den Broeke, Oerlemans, J. and Andreassen, L. M. (2008): Surface energy balance in the ablation zone of Midtdalsbreen, a glacier in southern Norway: Interannual variability and the effect of cloud. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D2111.
- Giesen, R. H., Andreassen, L. M., Van Den Broeke, M. R. and Oerlemans, J. (2009): Comparison of the meteorology and surface energy balance at Storbreen and Midtdalsbreen, two glaciers in southern Norway. *Cryosphere*, **3**, 57-74.
- Gillett, S. and Cullen, N. J. (2011): Atmospheric controls on summer ablation over Brewster Glacier, New Zealand. *International Journal of Climatology*, **31**, 2033-2048.
- Giorgi, F., Hurrell, J. W., Marinucci, M. R. and Beniston, M. (1997): Elevation dependency of the surface climate change signal: A model study. *Journal of Climate*, **10**, 288-296.
- Greuell, W. and Smeets, P. (2001): Variations with elevation in the surface energy balance on the Pasterze (Austria). *Journal of Geophysical Research*, **106**, 31717-31727.
- Harpold, A. A. and Brooks, P. D. (2018): Humidity determines snowpack ablation under a warming climate. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **115**, 1215-1220.
- 長谷美達雄 (1991): 冬季降水における降雪の発生割合と地上気温の関係 (1)－発生割合の地域性と雨雪判別の的中率について－. 雪氷, **53**, 33-43.
- Hirashima, H., Yamaguchi, S. and Ishii, Y. (2014): Application of a multi-dimensional water transport model to reproduce the temporal change of runoff amount. *International Snow Science Work Shop Proceedings*, 541-546.
- Hirashima, H., Ishii, Y. and Yamaguchi S. (2016): Application of multi-dimensional water transport model to natural snow－Reproduction simulation of water sprinkle experiment－. *International*

- Snow Science Work Shop Proceedings, Colorado*, 690-694.
- Hock, R. (1999): A distributed temperature-index ice- and snowmelt model including potential direct solar radiation. *Journal of Glaciology*, **45**, 101-111.
- Hock, R. (2003): Temperature index melt modelling in mountain areas. *Journal of Hydrology*, **282**, 104-115.
- Inoue, S. and Yokoyama, K. (2003): Estimates of snowfall depth, maximum snow depth, and snow pack conditions in Japan by using five global warming predicted data. *Journal of Agricultural Meteorology*, **59**, 227-236.
- IPCC (2013): *Climate Change 2013, The physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the IPCC* edited by Stocker, T. F. et al., Cambridge University Press, New York, 335p.
- 石井洋之・鈴木啓助 (2011): 日本における降雪深変動の地域性とその要因. 日本水文科学会誌, **41**, 27-37.
- 石井吉之 (2012): 降雨と融雪が重なって生じる融雪出水. 日本水文科学会誌, **42**, 101-107.
- 石井吉之・平島寛行・山口悟 (2017): Rain-on-Snow に伴う融雪災害の研究動向. 日本水文科学会誌, **47**, 119-126.
- 石川信敬・小島賢治・本山秀明 (1985): 熱収支法及び単純な気象要素による氷面融雪量の予測について. 低温科学 物理篇, **44**, 63-75.
- Jennings, K. S., Winchell, T. S., Livneh, B. and Molotch, N. P. (2018): Spatial variation of the rain-snow temperature threshold across the Northern Hemisphere. *Nature Communications*, **9**, 1-9.
- Jost, G., Moore, R. D., Menounos, B. and Wheate, R. (2012): Quantifying the contribution of glacier run-off to streamflow in the upper Columbia River Basin, Canada. *Hydrology and Earth System Science*, **16**, 849-860.
- Kaser, G., Cogley, J. G., Dyurgerov, M. B., Meier, M. F. and Ohmura, A. (2006): Mass balance of glaciers and ice caps: Consensus estimates for 1961-2004. *Geophysical Research Letters*, **33**, L19501.
- 川合由加・工藤岳 (2014): 大雪山国立公園における高山植生変化の現状と生物多様性への影響. 地球環境, **19**, 23-32.
- Kawase, H., Suzuki, C., Ishizaki, N. N., Uno, F., Iida, H. and Aoki, K. (2015): Simulations of monthly variation in snowfall over complicated mountainous areas around Japan's Northern Alps. *Scientific Online Letters on the Atmosphere*, **11**, 138-143.
- 河島克久・靖栗原・和泉薫 (2009): 2004年8月に新潟県荒沢岳で発生した雪渓崩落災害の実態と過去40年間の災害分析. 雪氷, **71**, 455-469.
- 気象庁 (2014): 2月の天候. 気象庁報道発表資料, 気象庁.  
<http://www.jma.go.jp/jma/press/1403/03b/tenko1402.html> [Cited 2018/1/29]
- 気象庁 (2015a): 2月の天候. 気象庁報道発表資料, 気象庁.

- <http://www.jma.go.jp/jma/press/1503/02b/tenko1502.html> [Cited 2018/1/29]  
気象庁 (2015b): 3月の天候. 気象庁報道発表資料, 気象庁.
- <http://www.jma.go.jp/jma/press/1504/01a/tenko1503.html> [Cited 2018/1/29]  
気象庁 (2017): 気候変動監視レポート 2016. 気象庁. [Japan Meteorological Agency (2017):  
Climate Change Monitoring Report 2016. Japan Meteorological Agency]  
[http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2016/pdf/ccmr2016\\_all.pdf](http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2016/pdf/ccmr2016_all.pdf) (in Japanese) [Cited  
2018/1/29]
- [http://www.jma.go.jp/jma/en/NMHS/ccmr/ccmr2016\\_low.pdf](http://www.jma.go.jp/jma/en/NMHS/ccmr/ccmr2016_low.pdf) (in English) [Cited 2018/1/29]
- 小池俊雄・高橋 裕・吉野昭一 (1985): 融解量分布のモデル化に関する研究. 土木学会論文集,  
**363**, 165-174.
- 小池俊雄・陸 旻皎・早川典生・古谷 健・石平 博 (1995): 積雪高度分布を考慮した総合的  
融雪流出解析. 水工学論文集, **39**, 79-84.
- 小島賢治 (1982): 低温多雪地帯の冬期間積雪下面における融雪量. 低温科学物理篇, **41**, 99-  
107.
- 小島賢治・本山秀明・山田芳則 (1983): 気温等単純な気象要素による融雪予測について. 低  
温科学 物理篇, **42**, 101-110.
- Kominami, Y., Tanaka, N., Endo, Y. and Niwano, S. (2005): Estimation of Snow Distribution under  
Global Warming Using Data from Remote Weather Stations (AMeDAS). *Journal of Agricultural  
Meteorology*, **60**, 445-450.
- 近藤純正 (1979): 融雪量予測の基礎的研究. 第16回自然災害科学総合シンポジウム, 95-98.
- 近藤純正・山崎 剛 (1987): 熱収支法による融雪量の予測. 雪氷, **49**, 181-191.
- 近藤純正・中村 亘・山崎 剛 (1991): 日射量および下向き大気放射量の推定. 天気, **38**, 41-48.
- Konya, K., Matsumoto, T. and Naruse, R. (2004): Surface heat balance and spatially distributed  
ablation modelling at Koryto Glacier, Kamchatka Peninsula, Russia. *Geografiska Annaler, Series  
A: Physical Geography*, **86A**, 337-348.
- 倉島栄一・佐藤晃三 (1991a): 積雪の熱収支と融雪モデルー融雪流出の基礎的研究 (I)ー. 農  
業土木学会論文集, **154**, 99-107.
- 倉島栄一・佐藤晃三 (1991b): 熱収支融雪モデルによる日融解量の推定ー融雪流出の基礎的  
研究 (II)ー. 農業土木学会論文集, **154**, 109-115.
- 倉島栄一・佐藤晃三 (1992): 熱収支積雪・融雪モデルとその適用ー融雪流出の基礎的研究  
(III)ー. 農業土木学会論文集, **160**, 59-69.
- 倉島栄一・佐藤晃三 (1993): 熱収支積雪・融雪モデルの流出解析への適用ー融雪流出の基礎  
的研究 (IV)ー. 農業土木学会論文集, **163**, 45-53.
- 倉島栄一・加藤 徹・向井田善朗・和田令子 (2004): 赤沢川流域における 2003 年の融雪諸量  
について. 水文・水資源学会誌, **17**, 523-528.

- Laumann, T. and Reeh, N. (1993): Sensitivity to climate change of the mass balance of glaciers in southern Norway. *Journal of Glaciology*, **39**, 656-665.
- Lu, H., Wei, W. S., Liu, M. Z., Han, X., Li, M. and Hong, W. (2016): Variations in seasonal snow surface energy exchange during a snowmelt period: an example from the Tianshan Mountains, China. *Meteorological Applications*, **23**, 14-25.
- Marks, D., Kimball, J., Tingey, D. and Link, T. (1998): The sensitivity of snowmelt processes to climate condition and forest cover during rain-on-snow: a case study of the 1996 Pacific Northwest flood. *Hydrological Processes*, **12**, 1569-1587.
- 松元高峰・河島克久・外狩麻子・島村 誠 (2010): 気温・日射量を指標とする表面融雪量モデルと積雪層浸透モデルとを組み合わせた積雪底面流出量の推定. *雪氷*, **72**, 255-270.
- Matsuo, T. and Sasyo, Y (1981a): Non-Melting Phenomena of Snowflakes Observed in Subsaturated Air below Freezing Level. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **59**, 26-32.
- Matsuo, T. and Sasyo, Y (1981b): Relationship between Types of Precipitation on the Ground and Surface Meteorological Elements. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, **59**, 462-472.
- Mattews, T., Hodgkins, R., Guðmundsson, S., Pálsson, F. and Björnsson, H. (2015): Inter-decadal variability in potential glacier surface melt energy at Vestari Hagafellsjökull (Langjökull, Iceland) and the role of synoptic circulation. *International Journal of Climatology*, **35**, 3041-3057.
- 宮田俊介・朝岡良浩・風間 聡 (2012): 全国の AMeDAS 観測点における Degree-Day 法および融雪係数の検証. *土木学会論文集 B1 (水工学)*, **68** (4), I\_343-I\_348.
- Mölg, T., Cullen, N. J., Hardy, D. R., Kaser, G. and Klok, L. (2008): Mass balance of a slope glacier on Kilimanjaro and its sensitivity to climate. *International Journal of Climatology*, **28**, 881-892.
- Mölg, T., Cullen, N. J., Hardy, D. R., Winkler, M. and Kaser, G. (2009): Quantifying Climate Change in the Tropical Midtroposphere over East Africa from Glacier Shrinkage on Kilimanjaro. *Journal of Climate*, **22**, 4162-4181.
- Mott, R., Daniels, M. and Lehning, M. (2015): Atmospheric Flow Development and Associated Changes in Turbulent Sensible Heat Flux over a Patchy Mountain Snow Cover. *Journal of Hydrometeorology*, **16**, 1315-1340.
- 本山秀明・小林大二・小島賢治 (1983): 融雪期における小流域の水収支 II: 流出解析. *低温科学 物理篇*, **42**, 135-146.
- Malmros, J. K., Mernild, S. H., Wilson, R., Tagesson, T. and Fensholt, R. (2018): Snow cover and snow albedo changes in the central Andes of Chile and Argentina from daily MODIS observations (2000-2016). *Remote Sensing of Environment*, **209**, 240-252.
- Musselman, K. N., Lehner, F., Ikeda, K., Clark, M. P., Prein, A. F., Liu, C. and Rasmussen, R. (2018): Projected increases and shifts in rain-on-snow flood risk over western North America. *Nature Climate Change*, **8**, 808-812.
- Oerlemans, J. and Knap, W. H. (1998): A 1 year record of global radiation and albedo in the ablation



- zone of Morteratschgletscher, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **44**, 231-238.
- 小川真由美・野上道男 (1994): 冬季の降水形態の判別と降水量の分離. 水文・水資源学会誌, **7**, 421-427.
- 小熊宏之・井手玲子・雨谷教弘・浜田崇 (2019): 定点カメラ観測ネットワークによる鉦山体の消雪と植生フェノロジーのモニタリング. 地学雑誌, **128**, 93-104.
- Ohmura, A. (2004): Cryosphere during the Twentieth Century. *Geophysical Monograph*, **150**, 239-257.
- 太田岳史 (1989): 気温および降水量による山地積雪水量の経時変化の推定. 雪氷, **51**, 37-48.
- Pellicciotti, F., Brock, B., Strasser, U., Burlando, P., Funk, M. and Corripio, J. (2005): An enhanced temperature-index glacier melt model including the shortwave radiation balance: Development and testing for Haut Glacier d'Arolla, Switzerland. *Journal of Glaciology*, **51**, 573-587.
- Pérez, T., Mattar, C. and Fuster, R. (2018): Decrease in snow cover over the Aysén river catchment in Patagonia, Chile. *Water*, **10**, 1-16.
- Sedlar, J. and Hock, R. (2009): Testing longwave radiation parameterizations under clear and overcast skies at Storglaciären, Sweden. *The Cryosphere*, **3**, 75-84.
- Sicart, J. E., Wangon, P. and Ribstein, P. (2005): Atmospheric controls of the heat balance of Zongo Glacier (16°S, Bolivia). *Journal of Geophysical Research*, **110**, D12106.
- Sicart, J. E., Hock, R. and Six, D. (2008): Glacier melt, air temperature, and energy balance in different climates: The Bolivian Tropics, the French Alps, and northern Sweden. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D24113.
- Sicart, J. E., Hock, R., Ribstein, P., Litt, M. and Ramirez, E. (2011): Analysis of seasonal variations in mass balance and meltwater discharge of the tropical Zongo Glacier by application of a distributed energy balance model. *Journal of Geophysical Research*, **116**, D13105.
- 水津重雄 (2001): 簡易熱収支法による融雪・積雪水量モデル. 雪氷, **63**, 307-318.
- 水津重雄 (2002): 広域に適用可能な融雪・積雪水量モデル. 雪氷, **64**, 617-630.
- 鈴木啓助 (1993): 積雪中における押し出し流の形成. 地理学評論, **66**, 416-424.
- 鈴木啓助 (2008): 中部山岳地域の大気・水文環境. 日本生態学会誌, **58**, 175-182.
- Suzuki, K. (2011): Effects of Global Warming on Climate Conditions in the Japanese Alps Region. *Planet Earth 2011: Global Warming Challenges and Opportunities for Policy and Practice*, 73-88.
- 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 (2017): 山岳溪流における近年の流出高変動. 日本水文科学会誌, **47**, 87-96.
- 鈴木啓助 (2018): 上高地における近年の気候・水循環変動. 雪氷, **80**, 103-113.
- 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.
- 高橋 裕・小池俊雄・吉野昭一 (1984): 融雪量の分布特性について. 水理講演会論文集, **28**, 447-452.

- 但野裕太・田 少奮・山川修治 (2006): 日本の山岳測候所における気温・湿度の長期変動. 日本大学文理学部自然科学研究所研究紀要, **41**, 233-238.
- 高瀬信忠・宇治橋康行 (1988): 融雪および融雪流出に関する研究. 水理講演会論文集, **32**, 167-172.
- 瀧本裕士・小倉 晃・吉田 匡・高瀬恵次・丸山利輔 (2014): 熱収支法による積雪・融雪プロセスの分析—特に, 地下からの熱フラックスの役割について—. 農業農村工学会論文集, **82**, 191-200.
- Tarboton, D. G., Chowdhury, T. G. and Jackson, T. H. (1994): A spatially distributed energy balance snow- melt model. IAHS Publication. [http://digitalcommos.usu.edu/water\\_rep/60](http://digitalcommos.usu.edu/water_rep/60) [ Cited 2018/1/29] .
- van den Broeke, M. R., Smeets, P., Ettema, J. and Munneke, P. K. (2008): Surface radiation balance in the ablation zone of the west Greenland ice sheet. *Journal of Geophysical Research*, **113**, D13105.
- van de Wal, R. S. W., Oerlemans, J. and van der Hage, J. C. (1992): A study of ablation variations on the tongue of Hintereisferner, Austrian Alps. *Journal of Glaciology*, **38**, 319-324.
- Verburg, P. and Antenucci, J. P. (2010): Persistent unstable atmospheric boundary layer enhances sensible and latent heat loss in a tropical great lake: Lake Tanganyika. *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, **115**, D11109.
- Viale, M., Bianchi, E., Cara, L., Ruiz, L. E., Villalba, R., Pitte, P. and Zalazar, L. (2019): Contrasting Climates at Both Sides of the Andes in Argentina and Chile. *Frontiers in Environmental Science*, **7**: 69.
- Willis, I. C., Arnold, N. S., and Brock, B. W. (2002): Effect of snowpack removal on energy balance, melt and runoff in a small supraglacial catchment. *Hydrological Processes*, **16**, 2721-2749.
- Whitaker, A. C. and Sugiyama, H. (2005): Seasonal snowpack dynamics and runoff in a cool temperate forest: lysimeter experiment in Niigata, Japan. *Hydrological Processes*, **19**, 4179-4200.
- Yamaguchi, S., Hirashima, H., and Ishii, Y. (2018): Year-to-year changes in preferential flow development in a seasonal snowpack and their dependence on snowpack conditions. *Cold Regions Science and Technology*. <https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2018.02.009>
- 山崎 剛・櫻岡 崇・中村 亘・近藤純正 (1991a): 積雪の変成過程について: I モデル. 雪氷, **53**, 115-123.
- 山崎 剛・櫻岡 崇・中村 亘・近藤純正 (1991b): 積雪の変成過程について: II 観測とシミュレーション. 雪氷, **53**, 115-123.
- 山崎 剛 (1994): 積雪と大気. 近藤純正編著「水環境の気象学」, p. 240-260, 朝倉書院.
- 山崎 剛 (1998): 厳寒地に適用可能な積雪多層熱収支モデル. 雪氷, **60**, 131-141.