

総 説

山の気象水文観測の現状と課題

要旨

鈴木 啓助

信州大学理学部・山の環境研究センター
〒390-8621 松本市旭3-1-1
E-mail: kei@shinshu-u.ac.jp

2018年11月5日受付
2018年12月25日受理

わが国の山岳地域における気象水文観測の現状の問題点と、その課題を解決するいくつかの試みを紹介する。気温の水平的な変化に対して高度方向の変化が約800倍も急激であることから、地球規模での環境変化の影響が山岳域では如実に現れることになる。しかしながら、気象庁による気温の観測は、富士山を除けば標高1350 mの野辺山が最高所になる。

わが国の水資源として重要な役割を果たしているのみならず、植物や動物にとって寒冷で風の強い冬季にも適度な生息環境を提供している積雪は、重要な環境要素のひとつである。しかしながら、気象庁による降積雪深の観測の最高所は奥日光の標高1292 mにすぎない。このような現状のため、地球規模での気候変動に対する山岳地域における応答を、観測されたデータに基づき議論するためには、標高の高い山岳地域で気象観測を実施する必要がある。そこで、信州大学鈴木研究室では中部山岳地域の14カ所において気象観測装置を整備してきた。野辺山と富士山の標高間が気象観測の空白地帯となっていたが、信州大学の14カ所の観測地点がその間の標高を埋めている。

高標高地域で降水量や降積雪量の観測が行われていないために、流出高が流域降水量を上回るという水収支的に矛盾することも起きている。これらの課題を克服する試みとして、雪氷化学的手法による積雪水量から固体降水量を算定する試みや、航空機に搭載したレーザースキャナによる積雪深分布測量から流域全体の平均積雪水量算定の試みなどを紹介する。

キーワード：中部山岳地域、気象観測、水収支、雪氷化学的手法、航空レーザ測量

1. はじめに

わが国の日本海側地域は世界でもきわめて稀な多雪地帯として知られ、そこでは降雨にもまして降雪によってもたらされる多量の降水が水資源としてきわめて重要である。この地域は比較的緯度が低く、夏季には亜熱帯と呼べるような高温多湿の気候を呈するにもかかわらず、冬季の多雪をもたらすのは、シベリア高気圧、チベット・ヒマラヤ、日本海そして脊梁山脈が都合良く揃うためである。冬季のシベリア大陸には、背の低い熱の高気圧が強い放射冷却によって形成される。この高気圧は、南側に聳えるチベット・ヒマラヤのために南下できないが、日本海側には高い山がないため東側に吹き出す。シベリア高気圧から東側に吹き出した寒冷で乾燥した気塊は、暖流である対馬海流が北上

する日本海上に流れ込む。当初は安定である気塊が、下層から熱と水蒸気の供給を受けて不安定となり、次々と積雲対流を生み、それが次第に成長してわが国の日本海側地域に上陸する。この積雲内では、豊富な水蒸気と寒冷な温度によって降雪粒子の形成が盛んである。さらに、日本列島の真ん中を走る脊梁山脈にぶつかり強制上昇させられることにより多量の降雪をもたらすことになる。そのため、わが国の脊梁山脈には、緯度が比較的低いにもかかわらず、世界的にも稀なほどの大量の降雪がもたらされることになる。春になると、山岳地域の雪が融け貴重な水資源となっている。降雪は堆積しはじめる初冬から融雪によって消雪するまで、積雪として流域内にとどまることにより天然の白いダムとしての役割を果たしている。

積雪は水資源としての役割のみならず、雪崩などによる

地表面の削剥や残雪凹地形成などの地形形成作用として働き、さらには、積雪の持つ断熱効果により植物を凍害から保護したり、積雪下の土壌に適度な水分を補給したり、また、直接的な強風からの保護などにより、植物や動物にとって冬季の適度な生息環境を提供している。

地球規模での気候変動が、山岳地域にいかに関与を及ぼすのかは、植生分布や昆虫などの生息域の変化、そして水資源としての積雪量の変動を考える際にきわめて重要な課題である。にもかかわらず、わが国の山岳地域では気温などの最も基本的な気象観測すら十分になされていない現状がある。さらに、水資源を考える際には、流域ごとの水収支を考慮する必要があるが、それに必要な水文学の観測も不十分である。そこで、本稿ではわが国の山岳地域における気象水文観測の現状を概観し、その重要性を再確認するとともに、課題を解決するためのいくつかの試みを紹介する。

2. 問題の所在

2-1) 気象官署の緯度と年平均気温の関係

気象庁の気象官署（気象台や測候所、現在の特別地域気象観測所を含む）の緯度とそこでの年平均気温の平年値（1981～2010）の関係を図1に示す。気象庁（2012）によると、気象官署は157地点であるが、図1では南極昭和基地（地点名：昭和）を除く156地点について示してある。図に示すように、当然ながら北に行けば行くほど年平均気温は低下する。「富士山」などの図中に地名を示した観測点はいずれも標高が高く、標高による気温低下がある。そこで、これらの地点を除けば、緯度と年平均気温は明瞭な直線関係になる。この関係によれば、年平均気温が1℃変化する

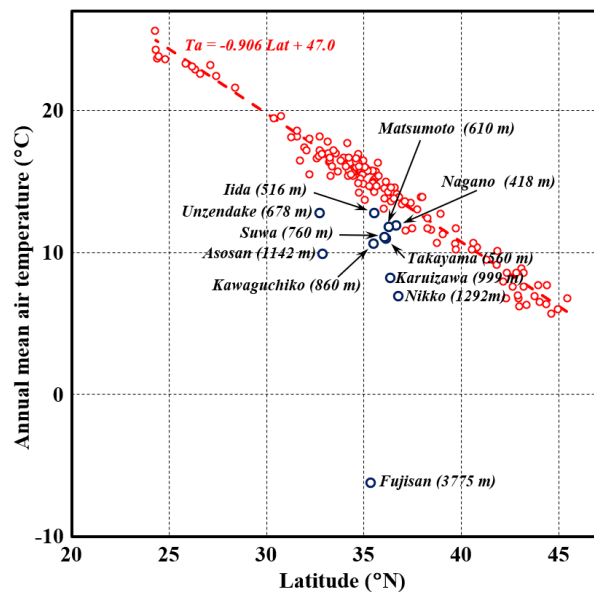


図1. 気象官署の緯度と年平均気温の関係。

Fig. 1 Relationship between the latitudes of meteorological office of Japan Meteorological Agency and annual mean air temperature.

ためには、南北に約122 km移動しなければならない。しかし、気温遞減率を0.65℃/100 mとすれば、標高差では154 mあれば気温は1℃異なる。つまり、気温の水平的な変化に対して高度方向の変化が約800倍も急激であることになる。このことから、植物の分布は水分条件と気温によって規定されるので、水平的な植生の変化に気づくのは難しいが、高度とともに急激に気温の変化する山岳域では地球規模での気温変動の影響による植生の変化は敏感であることになる。たとえば、気温の上昇により標高の高い寒冷な環境に生育する植物は住処を失うことになる可能性もある。植生が変化すれば昆虫の分布も変わり、ついには大型動物にまで影響が出てくることになる。つまり、地球規模での気候変動の影響が山岳域では如実に現れることになる。

地球規模での気候変動に対する山岳域における応答を、観測されたデータに基づき議論するためには、標高の高い山岳域で気象観測を実施しなければならない理由がここにある。

2-2) 気象庁による気象観測地点の標高の問題

前節では、気象官署のみの地理的位置を議論したが、気象庁の観測所で使用している観測装置の種類によって、降水量、気温、風向・風速、日照時間の4要素を観測している有線ロボット気象計（4要素観測所）、降水量、気温、風向・風速の3要素を観測している有線ロボット気象計（3要素観測所）、降水量を観測している有線ロボット雨量計、積雪深を観測している有線ロボット積雪深計がある。降水量を観測している地点が約1300カ所と最も多く、そのうちで約840カ所では気温と風も観測している。積雪深の観測はほとんどが有線ロボット気象計との併設である。これらの観測所を総称して、アメダス（AMeDAS）観測所と呼んでいる。

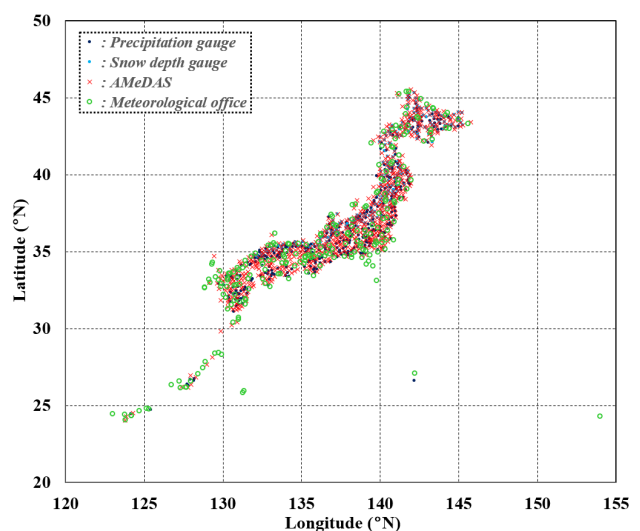


図2. 気象庁による気象観測地点の緯度と経度の関係。

Fig. 2 Relationship between longitude and latitudes of Japan Meteorological Agency observation stations.

気象庁の気象官署、有線ロボット気象計、有線ロボット雨量計、有線ロボット積雪深計が設置されている地点の緯度と経度を図示したのが、図2である。観測地点を図示したのみであるが、日本地図を表現しているようでもある。この図からは、気象庁による気象観測地点は国土を満遍なく網羅しているように見える。しかしながら、各観測地点の標高は必ずしも高くはない。そこで、次に各観測地点の標高を検討する。

気象官署と有線ロボット気象計で気温が観測されている地点の緯度と標高の関係を図3に示す。図のように、「富士山」の観測地点は標高が3775 mで、日本の気象観測地点では最も高い標高である。しかしながら、「富士山」で現在も通年観測されているのは、気圧、気温、湿度のみである。「富士山」では、2004年8月24日までは、気圧、気温、湿度に加えて、風向・風速、全天日射量、積雪深についても観測が行われていた。「富士山」に次いで標高の高い観測地点は、「野辺山」の1350 mである。地球規模での気温変動の影響が顕著に現れると考えられる3000 m級の山々が連な

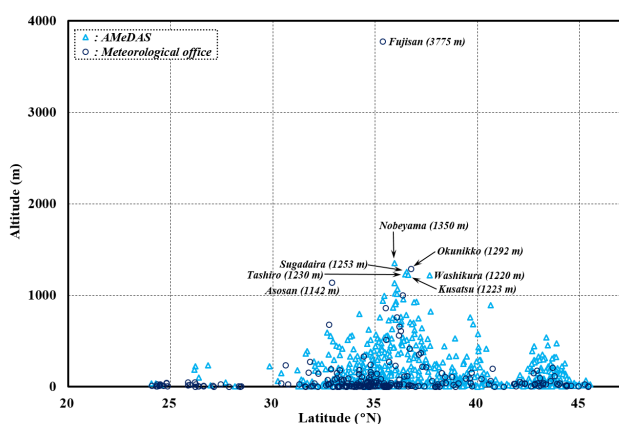


図3. 気象庁による気温観測地点の緯度と標高の関係。

Fig. 3 Relationship between latitudes and altitudes of Japan Meteorological Agency observation stations where data of temperature is collected.

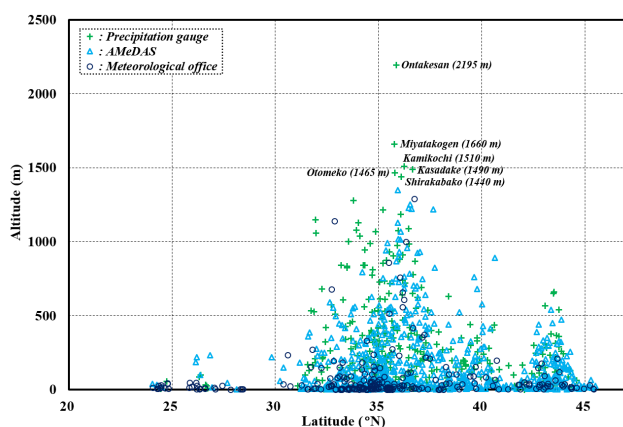


図4. 気象庁による降水量観測地点の緯度と標高の関係。

Fig. 4 Relationship between latitudes and altitudes of Japan Meteorological Agency observation stations where data of precipitation is collected.

る中部山岳地域において、1350mよりも標高の高い地点では、気象庁による気温の観測が行われていない。また、大雪山旭岳の標高は2291 mであり、北海道中央山地には2000 m級の峰々が連なっているが、北海道における気温観測の最高地点は「層雲峡」(標高: 540 m)であり、北海道においても標高の高い山岳地域での気温観測が行われていない。

気象官署と有線ロボット気象計、有線ロボット雨量計で降水量が観測されている地点の緯度と標高の関係を図4に示す。降水量の観測装置は、全国で約1300カ所に設置されており、観測地点数が最も多い気象要素である。平均すると約17 km間隔の地点に配置されていることになる。ちなみに、気温の観測地点は約21 km間隔である。降水量の観測地点が最も多いのは、集中豪雨によって洪水や土砂崩れなどが起こり、降水量が直接的に人間生活に災害として影響を及ぼすためである。しかしながら、現在も通年で降水量を観測している地点の最高所は「御嶽山」の2195 mであり、次いで中央アルプス「宮田高原」の1660 mである。標高1500 m以上では、1510 mの「上高地」を加えて3カ所のみである。標高1500 m以上の面積は、わが国の2.2%にすぎないとはいえ、降水量の観測地点数である約1300カ所の2.2%は28.6カ所に相当する。したがって、観測地点の単純な割合からいってもこの3カ所というのは少ないといえる。北海道においても、気温の観測地点よりは高所に有線ロボット雨量計が設置されているが、石狩岳東麓の「三俣」の660 mに過ぎない。標高が高くなれば降水量は増加することが報告されている(中川ほか, 2002; 中北ほか, 2002)。

さらに、山岳地域の冬季降水は積雪の状態を経ることにより、白いダムとしての役割を果たしている。降水量観測地点の少なさにより、今後の気候変動に伴う山岳地域の水資源の定量的な議論ができないことが危惧される。氷点下の気温となる山岳地域において、降水量の観測を通年で実施するにはヒーターのための商用電源を必要とするし、強

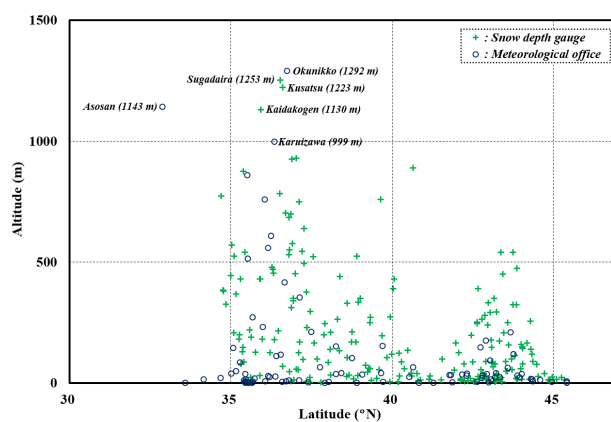


図5. 気象庁による積雪深観測地点の緯度と標高の関係。

Fig. 5 Relationship between latitudes and altitudes of Japan Meteorological Agency observation stations where data of snow depth is collected.

風下での捕捉率の問題もあり、さまざまな制約があるために山岳地域での降水量の観測地点が少ないのである。

気象官署と有線ロボット積雪深計で積雪深が観測されている地点の緯度と標高の関係を図5に示す。積雪深観測の最高所は「奥日光」の1292 mで、「菅平」(1253 m), 「草津」(1223 m), 「阿蘇山」(1143 m), 「開田高原」(1130 m)と続き、1000 mを超える標高の観測点はこの5地点のみである。北海道でも、「層雲峡」と糠平湖畔の「ぬかびら源泉郷」の540 mが最高所である。東北では、雪深い地点として有名な「酸ヶ湯」の890 mが積雪深観測の最高所である。積雪深観測の空間代表性は必ずしも高いとは言えないが、高所地点での長期観測データがあれば、地球規模での気候変動に伴うわが国の山岳地域での積雪深変動などに関する議論ができるにもかかわらず、現状では高標高の山岳地域について議論することは困難である。なお、有線ロボット気象計が設置されている「野辺山」(標高: 1350 m)では積雪深は観測されていない。

なお、気象庁による積雪深観測の空白域を埋める試みは、防災科学技術研究所雪氷防災研究センターによってなされている(Yamaguchi *et al.*, 2011)が、同センターの観測も1310 mが標高の最高所である。

2-3) 信濃川流域における水収支問題

前節までに示したように、高標高地域における降水量や積雪深の観測データが著しく不足しているため、わが国の山岳流域では水収支が成り立っていないような事態も発生してしまう。年間総流出量がわが国第1位の信濃川における年降水量分布図を図6に示す。図6は気象庁による1979年から2000年までの観測データに基づき国土交通省北陸地方整備局信濃川河川事務所が作成した図(国土交通省北陸地方整備局信濃川河川事務所, 2009)を基に作図したものである(鈴木, 2012)。

これによると、流域内で最も降水量の多いのが小千谷市から魚沼市にかけての地域で、年間2600 mm以上となっている。ちなみに、アメダスの守門(2013年12月16日までは入広瀬)の年間降水量の平均値は3049.8 mmである。また、流域内の降水量で最少の1000 mm以下と表示されている上田市から千曲市にかけても、アメダスの上田の年間降水量の平均値は890.8 mmであるから妥当である。しかしながら、信濃川流域の最西端である北アルプス南部の槍穂高連峰や乗鞍岳を含む地域の年間降水量が2200 mmから2600 mmであることは理解しにくい。乗鞍岳の東側には大雪渓が形成され、夏場にもスキーを楽しむことができるし、槍穂高連峰の槍沢、涸沢、岳沢にはカール状地形が認められ、現在でも場所によっては30 mを超える積雪深が観測されている(鈴木・佐々木, 2012)。また、槍ヶ岳を源流のひとつとする上高地梓川の年流出高が、3215 mmである(鈴木, 2017)ことから、槍穂高地域の年降水量が2600 mmを超えないことは水収支的にもおかしいことである。上高地における年蒸発散量の推定値では、最大で約400 mm程度である(鈴木, 2018)ことを考慮すれば、流域平均では

約3600 mm程度の降水量がなければならないことになる。図6の北アルプス南部で、年降水量が2200 mm超と表示されている地域内のアメダスによる降水量観測地点は上高地(標高: 1510 m)のみである。そこでの年間降水量は約2400 mmであるから、その値を用いて等値線を描けば図6のようにならざるを得ない。

2-4) 水収支式における気象水文要素の測定上の問題

最も基本的な流域の水収支式は、

$$\text{降水量} = \text{蒸発散量} + \text{流出高} \quad (1)$$

である。

流域内にもたらされた降水は、蒸発散によって水蒸気として流域から出て行くか、河川水となって流域から流出するかのいずれかであることを示している。厳密に言えば、地下に浸透して地下水として流域外に出て行く場合や、収支を算出する期間内での土壌水や地下水としての貯留量の変化分も右辺に加えるべきであるが、議論の簡略化のために、流域からの出力は蒸発散量と流出高のみとする。

前述した、上高地梓川における水収支上の矛盾点は、河川流量の年積算値を流域面積で除して求められた年流出高と平均気温と降水量から算出した蒸発散量の和が、年降水量を大きく上回っていたことである。流出高は流域全体が

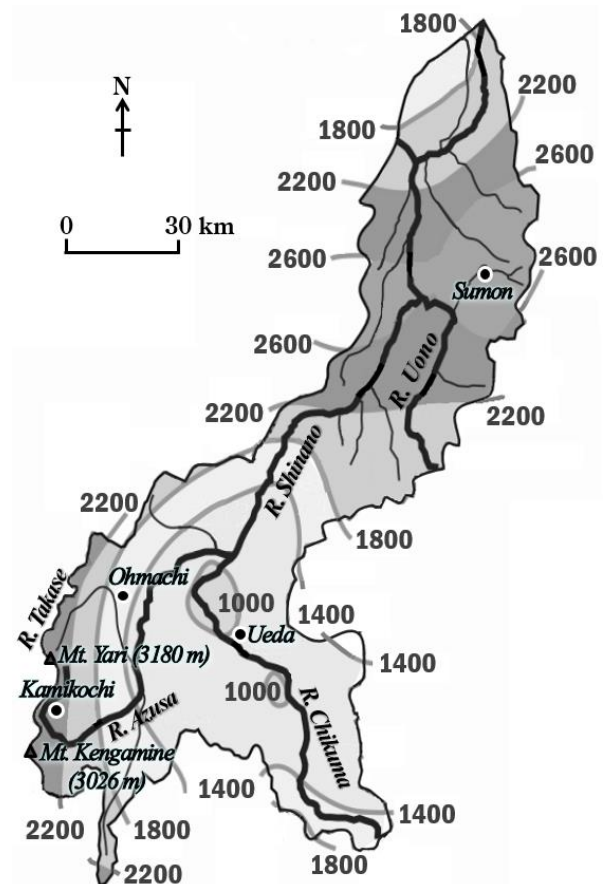


図6. 信濃川流域における年平均降水量の分布(鈴木, 2012).
Fig. 6 Distribution of annual precipitation (mm) in the Shinano River catchment.

らのアウトプットを示しているの、流量測定をきちんと行うことにより、ある程度の精度で流出高を算出することができる。しかしながら、2-3)で議論した降水量は、流域内の最下流側の1地点で測定されたものである。前述のように標高が高くなれば降水量は増加することが報告されているように、精度良く流域降水量を算定するためには、流域内の数多くの地点で降水量を観測する必要がある。暖候期の降水量（液体降水）のみであれば、機器を多く用意すれば現実的に観測可能ではある。だが、標高の高い地点では、雪に覆われ風速も大きくなる寒候期の降水量（固体降水）を継続的に観測することは極めて困難である。

鈴木（2018）が見積もった蒸発散量も流域内の最下流側の1地点での推定値である。上高地梓川流域のように、森林限界よりも標高が高い場所や岩塊地帯がある場所では、流域下流側よりも蒸発散量は少ないはずである。流域内の数多くの地点で熱収支に関わる観測を通年で実施すれば、流域蒸発散量を算定できるが、降水量と同じように現実的ではない。

3. 問題解決の試み

3-1) 信州大学による中部山岳地域での気象観測

これまで述べてきたように、山岳地域における気象観測が十分には行われていないため、信州大学鈴木研究室では中部山岳地域において気象観測網を整備してきた。これまでに観測を行っている地点は、図7に示すように、「槍ヶ岳」（標高: 3070 m）、「乗鞍富士見岳」（2798 m）、「白馬岳」（2740 m）、「燕岳」（2710 m）、「蝶ヶ岳」（2660 m）、中央アルプス「千畳敷」（2630 m）、「西穂高岳」（2355 m）、「乗鞍夫婦松」（1940 m）、「車山」（1870 m）、「霧ヶ峰」（1682 m）、「志賀高原」（1620 m）、「乗鞍休暇村」（1590 m）、「上高地」（1530 m）、「乗鞍高原」（1450 m）の14カ所である。ほとんどの観測地点が国立公園、国定公園、県立公園に指定され、上高地は特別名勝・特別天然記念物でもあり、さらには、多くが国有林

内に位置している。そのため、観測機器を設置するためには、環境省、文化庁、林野庁のそれぞれの該当機関に許可申請を行わなければならない（鈴木・佐々木, 2019）。

また、各観測地点の標高、緯度、経度、観測期間、観測項目を表1に示す。最初に観測を開始したのは「乗鞍休暇村」で、2002年11月18日から観測を行っている。「乗鞍富士見岳」では、その翌年の2003年10月15日から観測を行っている。なお、「白馬岳」での観測は、2017年10月1日で終了した。また、「蝶ヶ岳」での観測を2017年11月7日から開始した。気温、湿度、風向・風速、気圧、日射量（「白馬岳」を除く）は、すべての地点にて通年で観測を行って

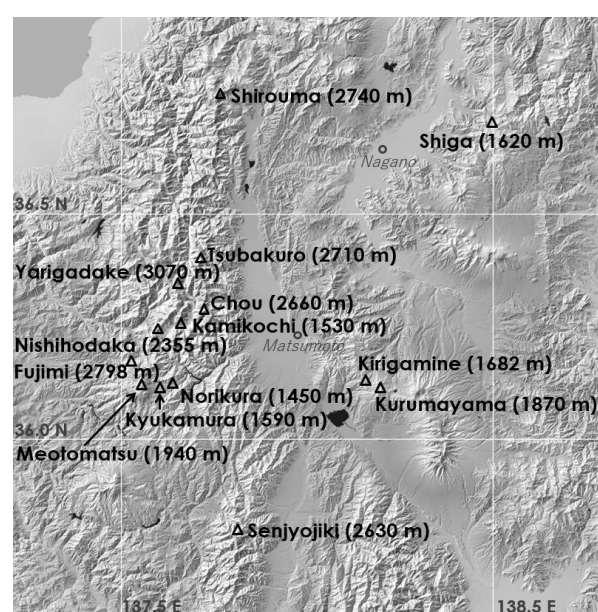


図7. 信州大学による気象観測地点の位置（鈴木・佐々木, 2019）.
Fig. 7 Location map of the meteorological observation sites of Shinshu University.

表1. 信州大学による気象観測地点の地理的位置、観測期間および観測項目（鈴木・佐々木, 2019）.
Table 1. Location, observation period, and observational items of each observation site of Shinshu University.

Observatory	Elevation (m)	North Latitude	East Longitude	Observation Period	Observation Item						
					Ta	Hm	Wind	Ap	Sr	Pr	Sd
Yurigadake	3070	36.340	137.646	2008/10/22～	O	O	O	O	O	w	
Fujimi	2798	36.121	137.558	2003/10/15～	O	O	O	O	O	w	
Shirouma	2740	36.752	137.753	2010/09/26～2017/10/01	O	O	O	O		w	
Tsubakuro	2710	36.399	137.715	2008/11/14～	O	O	O	O	O	w	
Chou	2660	36.283	137.717	2017/11/07～	O	O	O	O	O	w	
Senjojiki	2630	35.778	137.814	2006/11/08～	O	O	O	O	O	O	
Nishihodaka	2355	36.265	137.617	2008/10/15～	O	O	O	O	O	w	O
Meotomatsu	1940	36.167	137.517	2015/10/15～	O	O	O	O	O	w	O
Kurumayama	1870	36.102	138.202	2013/09/12～	O	O	O	O	O	w	
Kirigamine	1682	36.095	138.164	2013/11/12～	O	O	O	O	O	w	O
Shiga	1620	36.711	138.495	2007/11/21～	O	O	O	O	O	O	O
Kyukamura	1590	36.114	137.613	2002/11/18～	O	O	O	O	O	w	O
Kamikochi	1530	36.253	137.669	2008/09/08～	O	O	O	O	O	O	O
Norikura	1450	36.122	137.630	2006/03/16～	O	O	O	O	O	O	

Ta: Air temperature, Hm: Humidity, Wind: Wind direction and speed, Ap: Air pressure, Sr: Solar radiation, Pr: Precipitation, Sd: Snow depth
w: Warm season only

いる。降水量については、商用電源が確保できる地点では通年で観測を行っているが、降雪時の降水量観測のためには雪を融解するための電源が必要なため、商用電源が得られない地点では暖候期のみ観測を行っている。さらに、積雪深の観測を「西穂高岳」、「乗鞍夫婦松」、「霧ヶ峰」、「志賀高原」、「上高地」、「乗鞍高原」の6地点で行っている。

気象庁による観測地点の緯度と標高の関係を示した図3に、信州大学による観測地点の緯度と標高の関係を加えた図を図8として示す。これによると、「野辺山」(標高:1350 m)と「富士山」(標高:3775 m)の間が気象観測の空白地帯となっていたが、信州大学の観測地点がその間の標高を埋めていることがわかる。

信州大学によるこれまでの観測によって明らかになったことを以下に列挙する(鈴木・佐々木, 2019)。

1. 2003年から2017年までの中部山岳地域の気温の特徴は、2015年と2016年の年平均気温が高くなり、温暖化傾向が顕在化したように見えたが、2017年は2014年以前の値に戻り、各地点での観測期間では、ほとんどの地点で統計的に有意な変動傾向は認められない。この変動傾向は中部山岳地域の標高1000 mを超えるアメダスの地点でも同様である。
2. 「西穂高岳」では年最大積雪深の年々変動が小さいが、「乗鞍夫婦松」、「霧ヶ峰」、「志賀高原」、「乗鞍休暇村」、「上高地」での年最大積雪深の年々変動は大きい。この5地点では、2015-16年冬期は観測期間中で特異的に少雪となり、前後の2014-15年と2016-17年冬期はいずれも比較的大きな積雪深を示す。この3冬期を含めて、5地点での積雪深の変動傾向は同期している。年平均気温と同様に、積雪深についてもアメダス地点と信州大学による観測地点での観測値の変動傾向は整合的である。
3. 中部山岳地域での気温遞減率は、冬から春にかけて大きな値を示し、秋に小さな値を示す。しかしながら、各

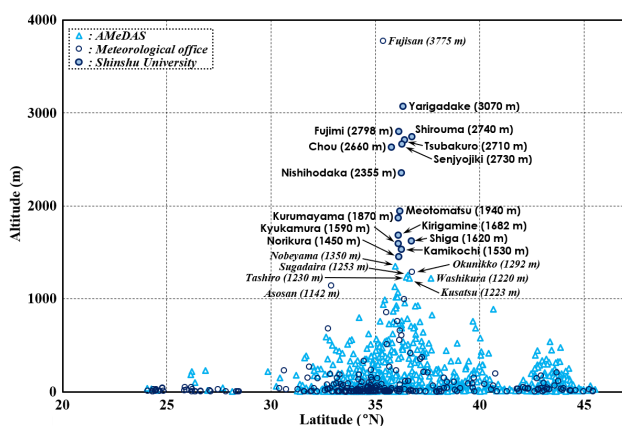


図8. 気象庁による気温観測地点と信州大学による気温観測地点の緯度と標高の関係。

Fig. 8 Relationship between latitudes and altitudes of Japan Meteorological Agency observation sites where data of temperature is collected and the observation sites of Shinshu University.

月の気温遞減率も年ごとに大きく異なっている。2010年から2017年までの8年間の気温遞減率の平均は、 $0.58^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ である。

最も長い観測期間でもようやく15年を超えたばかりであり、今後とも観測を継続していくことが重要である。

3-2) 雪氷化学的手法による冬季降水量の算定

上高地梓川流域における水収支上の課題について前述したが、その解決策のひとつとして提案された研究例(鈴木ほか, 2011)を次に示す。

雪氷化学的手法による研究例は、降雪中の化学組成が気象条件によって異なる(鈴木, 1983; 鈴木・遠藤, 1994a, 1994b; Suzuki and Endo, 1995, 2001など)ことを利用して、積雪層ごとに降雪日を同定し、それに基づいて降雪量(冬季降水量)を算出する方法である。降雪とともに沈着した化学成分は、融雪がなければ堆積した層に保存される(Suzuki, 1982)ということが、本手法の前提条件となる。降雪粒子に取り込まれる化学成分の起源は、大別すれば海塩起源、地殻起源、人為起源、生物活動起源などになるが、降雪時の気象条件によって化学成分の組成は異なる。標高が高い山岳地域では、気温が低いことから、春先の融雪期を迎えるまで融雪が起らず、積雪中の化学成分は長期間にわたり保存されていることになる。つまり、融雪期を迎える前に積雪を掘削し、積雪層を詳細に分析すれば、初冬から掘削時までの湿性および乾性沈着物を時系列的に復元できることになるのである。これら積雪層の特徴的な層位に堆積時の日付を入れることができれば、上下のふたつの層位間の積雪水量は、その間の降水量に相当することになる。

鈴木ほか(2011)では、西穂高岳付近の標高2352 m地点で積雪を掘削し、上記の雪氷化学的手法により、ある層(期間)ごとの積雪水量から期間降水量を算出した。雪氷化学的手法により積雪水量から算出した期間降水量と、同じ期間におけるアメダスの宇奈月と松本における期間降水量の関係を図9に示す。

西穂高岳における積雪水量から算出した期間降水量とアメダス宇奈月における期間降水量との間の相関係数が0.96を示すことから、西穂高岳における冬期間の降水パターンは、約60 km北方に位置する宇奈月の降水パターンとほとんど同期していることになる。宇奈月の平均年間降水量は3593.6 mmであり、11月から4月までの寒候期の降水量は1921.2 mmに達する。それに対して、調査地点での積雪水量は約1.5倍あることから、高標高地点での冬季降水量がいかに多いのかが類推できる。一方、調査地点の約30 km東方に位置する松本の期間降水量と西穂高岳における積雪水量との間には有意な相関が認められない。西穂高岳で降水が認められても松本では降水が観測されないことの多いのがわかる。松本で冬期間に降水が観測されるのは、南岸低気圧の通過時であることが多く、冬型の気圧配置の際には降水は観測されず、晴天の場合が多いことによる。西穂高岳における期間降水量と、西穂高岳の周囲のアメダス観

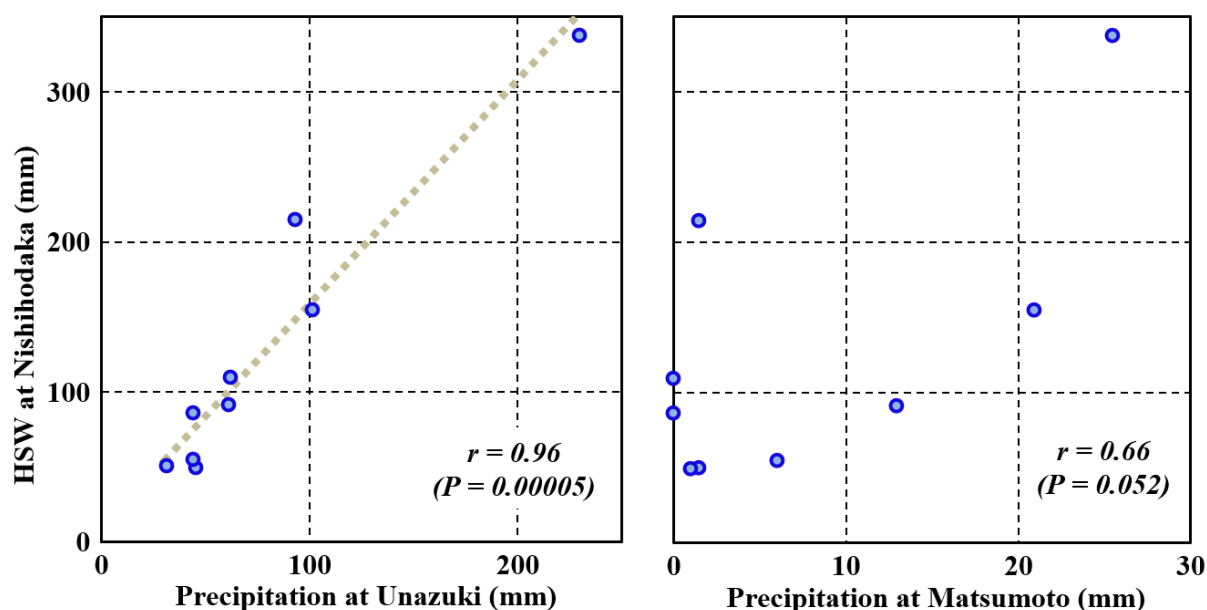


図9. 西穂高岳における積雪水量 (HSW) と宇奈月・松本における降水量の関係 (鈴木ほか, 2011).
Fig. 9 Relationship between water equivalent of snow (HSW) at Nishihodaka and precipitation at Unazuki and Matsumoto.

測地点における期間降水量との相関を検討すると、西穂高岳の東から南にかけての地点（松本、奈川、開田高原など）とは相関係数が低く、北から西にかけての地点（上市、神岡、高山など）との相関係数は有意に高い。西穂高岳とその北から西にかけての地域では、冬型の気圧配置によっても、南岸低気圧や日本海低気圧によっても同じように降雪が観測されるということになる。このことは、冬季の気象条件から考えても論理的に納得できることであり、このことから、雪氷化学的手法による冬季降水量（積雪水量）の算定法が妥当であることが裏付けられる（鈴木ほか, 2011）。

前述の宇奈月では降・積雪深が観測されていないが、調査地点の積雪水量と降水量が同程度に高い相関（ $r=0.96$ ）を示す小谷では、降水量と降・積雪深の観測がなされている。小谷では宇奈月よりも降水量が少ないこともあり、調査地点における積雪水量は小谷での降水量の約2.6倍に達する。小谷では、冬季にも降雨となることがあるため、単純な比較はできないが、小谷の年間累積降雪深の平均値は897 cmであることから、西穂高岳での累積降雪深は平均的には約2300 cmを超えると考えられる。初冬や晩春のように、小谷では降雨でも調査地点では降雪となることから、さらに多くの降雪深となっていることが容易に推定できる。ちなみに、気象庁の観測地点で最も累積降雪深が大きいのは酸ヶ湯（標高:890 m）であると考えられるが、酸ヶ湯における年間累積降雪深の平均値は1780 cmであり、西穂高岳ではそれを遙かに超える降雪深が観測される可能性が大きい（鈴木ほか, 2011）。

さらに、前述のように宇奈月の平均年間降水量は3593.6 mmであり、11月から4月までの寒候期の降水量は1921.2 mmに達する。それに対して、積雪採取地点での積雪水量は約1.5倍あることから、西穂高岳の標高2352 mの地点では寒候期で約2900 mmの降水量があると推定される。もし、この関係を暖候期まで適用することができると仮定すれば、西穂高岳の標高2352 mの地点では年間に約5400 mmの降水量が観測されることになる（鈴木, 2012）。

2-3)で議論したように、上高地梓川流域の平均年間降水量が約3600 mm程度であることと、流域下流部にあるアメダス観測地点での年間降水量が約2400 mmであることから、上高地梓川流域の稜線付近では5000 mmを超える年間降水量が観測されると考えても矛盾しない。

3-3) 航空レーザー測量による上高地梓川流域における積雪深分布測量

3-2)節で紹介した雪氷化学的手法により算定された降積雪水量は、あくまでも積雪調査地点での値に過ぎない。もちろん、標高や斜面方位の異なる流域内の多数地点で積雪の雪氷化学的調査を実施すれば、流域内全体での降積雪水量を見積もることは可能であるが、現実的ではない。そこで、流域内での積雪深分布を航空レーザー測量により明らかにし、積雪深に密度を乗ずることにより流域内の積雪水量分布を算定する手法を紹介する（鈴木・佐々木, 2012）。

航空レーザー測量は、航空機に搭載したレーザースキャナを用いて、積雪表面と無積雪期の地表の3次元座標を測量し、水平座標が同じ地点の標高の差としての積雪深の分

布を高精度で算定する方法である。航空レーザー測量は、高額な経費を必要とするが、短時間で広範囲の測量が可能であるし、傾斜地などの地形要因などにも左右されずに測量可能であるため、地形の起伏にとらわれずに広範囲の積雪深分布を明らかにできる。

上高地梓川流域において、2012年3月29日に実施した航空レーザー測量により得られた積雪深分布を図10に示す。本流域の高標高地域では、3月下旬から4月上旬にかけて年最大積雪深が観測される（鈴木，2013）ことから、この時期に測量を実施した。上高地梓川流域では、右岸側にあたる槍穂高連峰の東側斜面で積雪量が大きく、左岸側の常念岳・蝶ヶ岳の西側斜面で積雪量が小さくなっている。これは、冬季季節風である北西からの風が冬季には卓越し、南北に連なる槍穂高連峰の東側が風背斜面となり、吹き溜まりができやすく、さらに斜面からの雪崩涵養も起きやすくなるためである。一方、左岸側は風衝斜面となるため降雪が吹き飛ばされて堆積しにくいためである。中部山岳地域では南北に連なる稜線の東側斜面の方が西側よりも積雪水量が大きいことが、雪氷化学的手法による観測によっても示されている（Tanaka and Suzuki (2008)）。

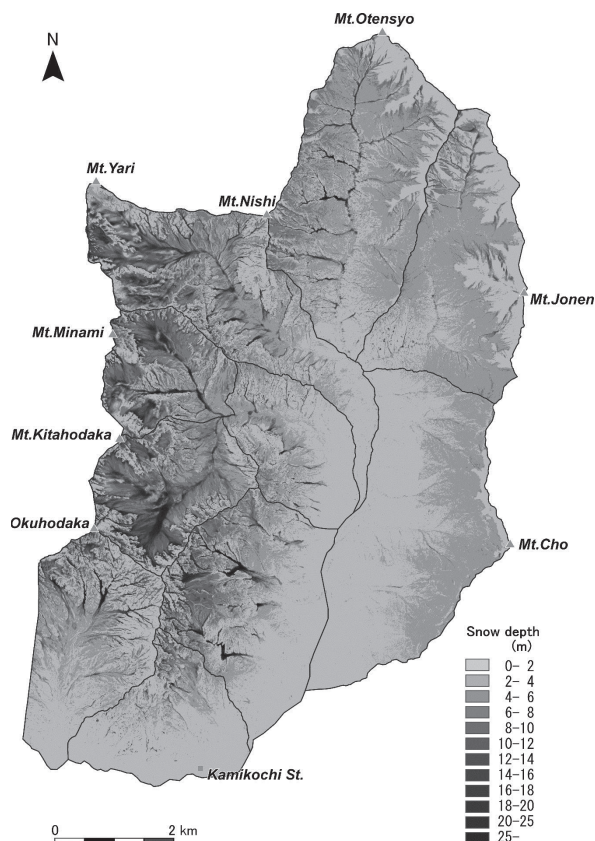


図10. 航空レーザー測量による上高地梓川流域における積雪深分布（鈴木・佐々木，2012）

Fig. 10 Distribution of snow depth in the Kamikochi-Azusa river catchment using an airborne laser scanning.

この航空レーザー測量による結果では、流域内の最大積雪深が中又白谷における34.71 mである。また、流域内の平均積雪深は2.85 mである。雪溪の全層密度は400～600 kg/m³であることが知られている（西村ほか，1980；松山，1998）が、本流域の多くの谷底で観測される20 mを超えるような積雪深のほとんどがなだれ涵養によるものであることから仮に600 kg/m³とすると、上高地梓川流域の平均積雪水量は1700 mmと見積もることが出来る。この算出された流域平均積雪水量の妥当性については、次の暖候期平均降水量と併せて検討する。

3-4) 降水量の標高依存性による上高地梓川流域における暖候期降水量の算定

標高が高くなれば降水量は増加することが報告されていることから、梓川流域の松本市内における暖候期降水量の標高依存性を検討する。松本市内における2012年6月から9月までの4ヶ月降水量と観測地点の標高との関係を図11に示す。「松本」、「今井」、「奈川」と「上高地」についてはアメダスのデータを用い、「乗鞍高原」と「乗鞍富士見岳」については信州大学による観測データである。「乗鞍富士見岳」における月降水量が6月から9月までしか得られないために、4ヶ月降水量についての標高依存性を算定した。上高地梓川流域の暖候期は概ね4月から10月までと考え、図11の標高依存性（ $P=0.29 \cdot \text{Alt}+366$ ）が、暖候期全体にも適用できると仮定する。標高1510 mのアメダス上高地における暖候期（4月～10月）の年間降水量が1870 mmであることから、上高地梓川流域の面積加重平均標高は2200 mであることから、本流域の暖候期降水量は2335 mmとなる（鈴木，2017）。3-3)で見積もったように、上高地梓川流域

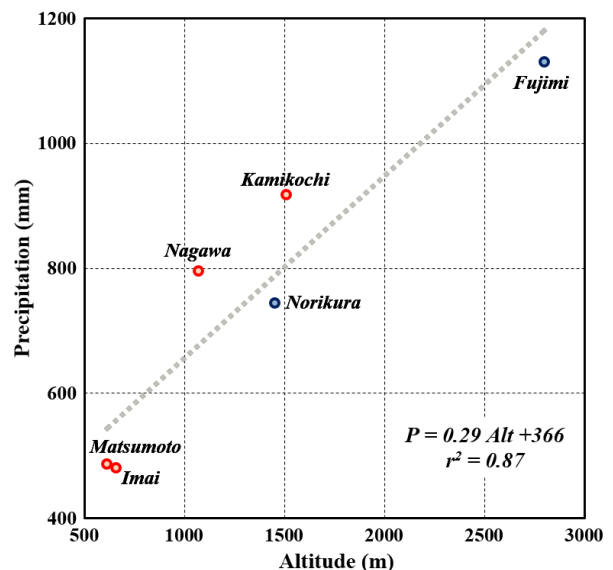


図11. 観測地点ごとの緯度と6月から9月までの降水量の関係（鈴木，2017）。

Fig. 11 Relationship between the altitude of the observational station and the amount of precipitation for the period from June to September.

に寒候期に積雪として貯留される寒候期降水量は1700 mmであるから、両者を合計すると、年間の流域降水量は約4000 mmとなる。上高地梓川流域の年流出高が約3200 mmであるから、流域蒸発散量を加味すれば山岳流域の水収支としては妥当な値になる。

4. まとめ

わが国の山岳地域における気象水文観測の現状の問題点と、その課題を解決するいくつかの試みを紹介した。

気温の水平的な変化に対して高度方向の変化が約800倍も急激であることから、地球規模での環境変化の影響が山岳域では如実に現れることになる。しかしながら、気象庁による気温の観測は、「富士山」を除けば標高1350 mの「野辺山」が最高所になる。わが国の脊梁山脈には2000 mから3000 m級の山々が連なっているにもかかわらず、そこでの気温の長期的な変動を議論することができない現状がある。

降水量は直接的に人間生活に災害として影響を及ぼすために、気象庁による観測では気温よりも降水量の観測地点が多い。しかしながら、「野辺山」よりも標高が高い降水量の観測地点は6地点のみである。

水資源としてのみならず生物の生息環境としても、積雪の多寡の変動は、重要な環境要素のひとつである。しかしながら、気象庁により降積雪深の観測の最高所は「奥日光」の標高1292 mにすぎない。

このような現状のため、地球規模での気候変動に対する山岳地域における応答を、観測されたデータに基づき議論するためには、標高の高い山岳地域で気象観測を実施する必要がある。そこで、信州大学鈴木研究室では中部山岳地域の14カ所において気象観測装置を整備してきた。「野辺山」と「富士山」の標高間が気象観測の空白地帯となっていたが、信州大学の14カ所の観測地点がその間の標高を埋めている。

高標高地域で降水量や降積雪量の観測が行われていないために、流出高が流域降水量を上回るという水収支的に矛盾することも起きている。流量を流域面積で除して算出される流出高は、流量観測の精度にもよるが基本的には流域全体の値として評価できる。しかしながら、降水量と蒸発散量は地点ごとに得られるデータで、かつ空間代表性に乏しい（地点ごとのばらつきが大きい）要素でもあり、流域単位で算出する際には様々な問題がある。そのために、高標高地域では気象観測データそのものが欠乏しているもので、流域降水量と流域蒸発散量を観測値から算定することが難しいのである。さらに、高標高地域での降水量の観測は、風の影響による降水粒子の捕捉率の問題があるし、寒候期の降水量観測にはヒーターのための電源が必要であり、地点選定の制約も大きい。

これらの課題を克服する試みとして、雪氷化学的手法による積雪水量から固体降水量を算定する試みや、航空機に搭載したレーザースキャナによる積雪深分布測量から流域全体の平均積雪水量算定の試みなどを紹介した。

機器による気象要素の観測で得られるのは、あくまでも点データである。そのため、空間代表性が比較的高い気温などは、観測地点をある程度増やすことと、季節ごとの気温低減率を考慮するなどで、山岳地域における気温分布やその時間変動を議論することが可能である。しかしながら、空間代表性が低い降水量や降積雪量などは、空間分布の変動が加わるために、点データでは時間変動の議論が難しくなる。それに対し、流出高は流域平均の降水量や降積雪水量を反映するために、空間分布の変動を除去することができる。そのため、山岳地域の降水量や降積雪量の季節ごとや年変動についての議論では、山岳地域を含む流域ごとの流出高が有効なデータとなり得る。

さらには、山岳地域の積雪量の算定には航空レーザー測量が極めて有効である。しかしながら、個々の研究者が航空測量会社に依頼して実施するには多額の経費を要し、年変動の議論まで行うのは現実的ではない。水資源や災害とも関連する積雪量であるから、公的な機関が定期的に長年にわたりレーザー測量を実施することが切望される。個々の研究者レベルでは、最近の進歩がめざましい無人航空機による、広域でのレーザー測量が有効な手法になると期待される。

地球規模での気候変動に対して敏感に反応する山岳地の地域レベルでの応答を検証するためにも、様々な困難を克服しながら山岳地域での気象観測を継続しつつ、流域単位での議論が可能な水文量の算定にはいろいろな手法を開発していく必要がある。

謝辞

本稿は、2017年12月9日に開催された日本山の科学会設立記念講演会での発表をもとにまとめたものである。

担当編集委員と2名の匿名査読者からは大変有意義な助言を頂戴しました。本稿の改善に大いに役立ちました。ここに記して感謝します。

文献

- 気象庁（2012）：平年値2010－統計期間1981年～2010年。CD-ROM，気象業務支援センター発行
- 松山 洋（1998）：巻機山における積雪密度・積雪水当量の季節変化と高度分布。水文・水資源学会誌，11，117-127。
- 中川勝広・中北英一・鈴木善晴・大石 哲・池淵周一（2002）：TRMM/PRを用いた山岳域における地上降雨量分布推定。水工学論文集，46，31-36。
- 中北英一・沖村俊郎・鈴木善晴・池淵周一（2002）：降雨の標高依存性を考慮したTRMM/PR長期観測情報の有効利用。京都大学防災研究所年報，45，687-703。
- 西村 寛・水津重雄・山田知充（1980）：大雪山旭岳における山地積雪の物理的特性。雪氷，42，9-15。
- Suzuki, K., (1982): Chemical changes of snow cover by melting.

The Japanese Journal of Limnology, 43, 102-112.

- 鈴木啓助, (1983): 札幌における降雪の化学的性質 – とくに海水起源物質濃度の成因について –. 地理学評論, 56, 171-184.
- 鈴木啓助 (2012): 山岳地域における雪氷水文学的研究と気象観測問題. 日本水文学会誌, 42, 109-118.
- 鈴木啓助 (2013): 中部山岳地域における気象観測の現状とその意義. 地学雑誌, 122, 553-570
- 鈴木啓助 (2017): 山岳溪流における近年の流出高変動. 日本水文学会誌, 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・遠藤八十一, (1994a): 冬季降水中の海塩起源物質濃度と気象条件. 雪氷, 56, 233-241.
- 鈴木啓助・遠藤八十一, (1994b): 十日町市における冬季降水中の酸性物質濃度変動. 季刊地理学, 46, 161-172.
- Suzuki, K. and Endo, Y., (1995): Relation of Na^+ concentration and $\delta^{18}\text{O}$ in winter precipitation with weather conditions. *Geophysical Research Letters*, 22, 591-594.
- Suzuki, K. and Endo, Y., (2001): Oxygen isotopic composition of winter precipitation in central Japan. *Journal of Geophysical Research*, 106, 7243-7249.
- 鈴木啓助・佐々木明彦 (2012): 上高地梓川流域における積雪深分布測量. 雪氷研究大会講演要旨集, 145.
- 鈴木啓助・佐々木明彦 (2019): 中部山岳地域における気象観測網の展開. 地学雑誌, 128, 9-19.
- 鈴木啓助・池田 敦・兼子祐人・鈴木大地・横 拓登 (2011): 雪氷化学的手法による山岳地域の冬季降水量算定. 雪氷, 73, 281-294.
- Tanaka, M. and Suzuki, K. (2008): Spatial variability of snow water equivalent in a mountainous area of the Japanese Central Alps. *Journal of Geophysical Research*, 113, F03026, doi:10.1029/2006JF000711.
- Yamaguchi, S., Abe, O., Nakai, S. and Sato, A. (2011): Recent fluctuations of meteorological and snow conditions in Japanese mountains. *Annals of Glaciology*, 52, 209-215.

Review article

Importance of Hydro-Meteorological Observation in the Mountainous Area

Keisuke SUZUKI

The air temperature change due to altitude variation is approximately 800 times greater than that due to horizontal variation. Therefore, in the mountains, the temperature rapidly changes with altitude and changes in vegetation are particularly sensitive to the influence of global temperature changes. In other words, the influence of environmental change on the global scale will appear clearly in mountainous areas. However, temperature observations by the Japan Meteorological Agency are at Nobeyama (1350 m a.s.l.), which is the highest altitude used for such measurements except for those at Mount Fuji (3775 m a.s.l.). Mountain ranges of 2000m to 3000m are continuous in the central range mountains of Japan, so without observations at these altitudes it is not possible to discuss the long-range fluctuation of the temperature in Japan.

Flooding and landslides caused by a large amount of rainfall can directly affect human life with disastrous results, so the Japan Meteorological Agency has more observation sites of precipitation than temperature. However, there are only six such sites with higher altitude than Nobeyama. Significant snowfall plays an important role as a water resource in Japan and snow cover provides a moderate habitat for plants and animals during cold and windy winter seasons. Therefore, fluctuation in the amount of snowfall is one of the most important environmental factors. However, the highest point of observation of snow depth by the Japan Meteorological Agency is Okunikko with only an altitude of 1292m. To accurately discuss the response in the mountainous areas to climate change on a global scale based on the observed data, it is necessary to carry out meteorological

observation in higher-altitude mountainous areas. Therefore, Shinshu University has installed meteorological observation equipment at 14 sites in the Japanese Alps at altitudes between that of Nobeyama and Mt. Fuji, to maintain results from these previously blank areas of meteorological observation.

Since rainfall and snowfall are not observed in high altitude areas, it is also contradictory to the water balance. The runoff calculated by dividing the discharge by the catchment area basically can be extrapolated to the value of the entire basin depending on the accuracy of discharge observation. However, precipitation and evapotranspiration data are obtained for each point with large variation in value, and are also scarce in spatial representation. There are also various problems when calculating catchment unit. Because meteorological observation data itself is deficient in high altitude areas it is difficult to calculate catchment precipitation and catchment evapotranspiration accurately from observed values.

In an attempt to overcome these problems, we attempted to calculate winter precipitation using the snow chemical method and tried to calculate the average water equivalent of snow in the entire river catchment from a snow depth distribution survey using airborne laser scanning.

While overcoming various difficulties and continuing meteorological observation in the mountainous area, it is necessary to develop various new methods to calculate the hydrological quantity in catchment units for discussion and evaluation.

Key words: Japanese Alps, meteorological observation, water balance, snow chemical method, airborne laser scanning

