

第 1 章

長野県における温暖化の実態
および予測に関する研究

1. 気象要素の変化傾向

1.1 はじめに

当研究所では、2008年に、長野県内の地球温暖化の実態を取りまとめた報告書を発行した¹⁾。それから6年が経過し、この間にはIPCCの第5次評価報告書(自然科学的根拠)²⁾の公表や気象庁の気候変動監視レポート2013³⁾の刊行などがあり、地球温暖化に関する知見が最新の情報に更新されている。そこで、本報告では、長野県内における気温と積雪深のデータを最新の値に更新するとともに、降水量のデータを新たに加えて、それらの経年的な変化傾向について統計的な解析をおこなった。また、1980年代以降の長野県内の気温変化の現状を、気象庁アメダスの観測データを用い解析したので、その結果について記す。

1.2 データおよび解析方法

経年変化の解析に使用した気象データは、県内において100年近く観測が行われてきた長野、松本、飯田の年平均気温、年降水量、年最大積雪深の累年値である。観測開始年から2014年までのデータを用いた。また、アメダスデータの解析には、1981年以降における県内28アメダス観測地点における日最高および日最低気温の年平均値、日平均、日最高および日最低気温の月平均値を使用した。データは気象庁ホームページ(<http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/index.php>; 2015年2月10日確認)よりダウンロードした。

また、気温等の累年値を最小二乗法により線形回帰させ、その回帰係数を求めた。回帰係数の値から、気温の昇温率(10年間あたりの昇温量)を求めた。有意差についてはt検定により判定した。また、各データのトレンドの有無については、Mann-Kendallの順位相関係数を計算し、その有意差をt検定により判定した⁴⁾。なお、統計解析には、フリーソフトウェアのR(ver2.15.0)⁵⁾を使用した。

1.3 気温、積雪深、降水量の経年変化

図1には、長野、松本、飯田における年平均気温の経年変化を示した。100年あたりの昇温量(1901年以降)は、長野および飯田とも1.29°Cであり(図1の点線)、日本の平均気温(国内の15観測地点)の100年あたりの昇温量(1.14°C)³⁾と比較するとやや高い値であった。

また、1981年以降の10年あたりの昇温量は、長野で0.29°C、松本で0.39°C、飯田で0.33°C(飯田では2002年に移転により統計値は切断扱いであるが、ここでの計算は連続的なものとして扱った)であった。当研究所の2008年の報告書¹⁾と比べると、10年あたりの昇温量は、長野で0.1°C、松本と飯田では0.2°Cほど値が小さい。これは1998年以降の年平均気温がほぼ横ばいの状態が続いている“ハイエイタス”(停滞を意味している)現象の影響を受けているものと考えられる。なお、いずれの地点のトレンドも統計的には1%以下で有意であった。

図2には、長野、松本、飯田における1962年以降の年最大積雪深の経年変化を示した。1961年以降および1981年以降の期間におけるトレンドの有無を計算すると、いずれの地点においても有意なトレンドはみられなかった。この結果からは、最大積雪深は増加も減少もしていないことになる。一方、図2をみると、2014年はいずれの地点においても1962年以降もっとも積雪が多かった。この年のように、南岸低気圧の通過にともなう大雪が、1998年以降、特に県の中南部においてみられる。日本海側の標高の低い地域では、地球温暖化の進行にともない積雪深は減少することが予測されている^{3),6)}のとは対照的に、こうした傾向が

今後どのように変動していくのかは注視していくべきであろう。

図3には、長野、松本、飯田における年降水量の経年変化を示した。いずれの地点においても長期および短期的なトレンドはみられなかった。日本平均をみても、年降水量の長期変化はみられず³⁾、同様の傾向を示しているものと考えられる。今回の解析では、気温、積雪深および降水量の年平均値のトレンドについて主に解析した。今後は、値や大雨などの日数の変化などの解析を行い、県内における気候変動の実態を明らかにしていく必要があるだろう。

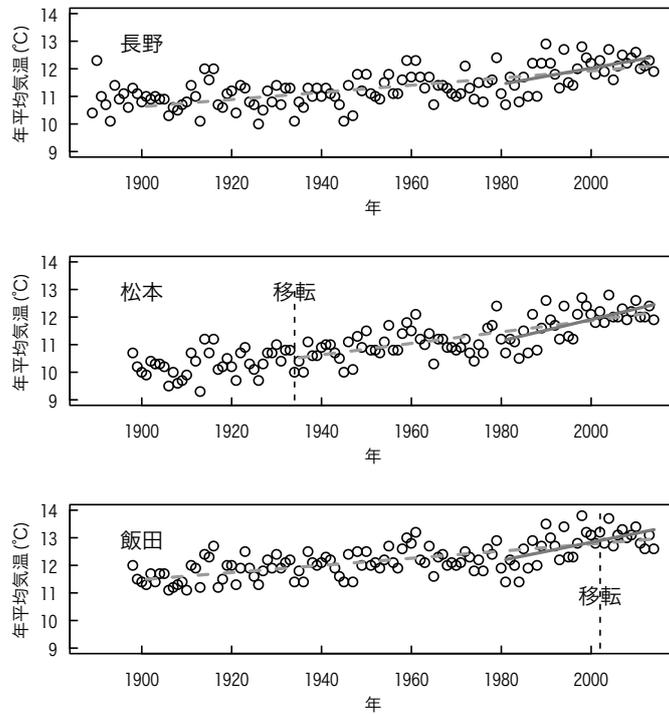


図1 長野、松本、飯田における年平均気温の経年変化

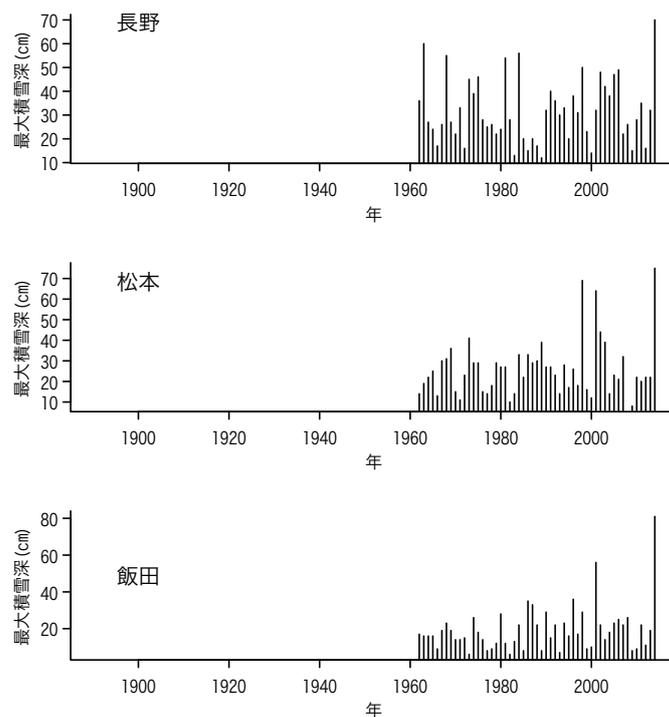


図2 長野、松本、飯田における年最大積雪深の経年変化

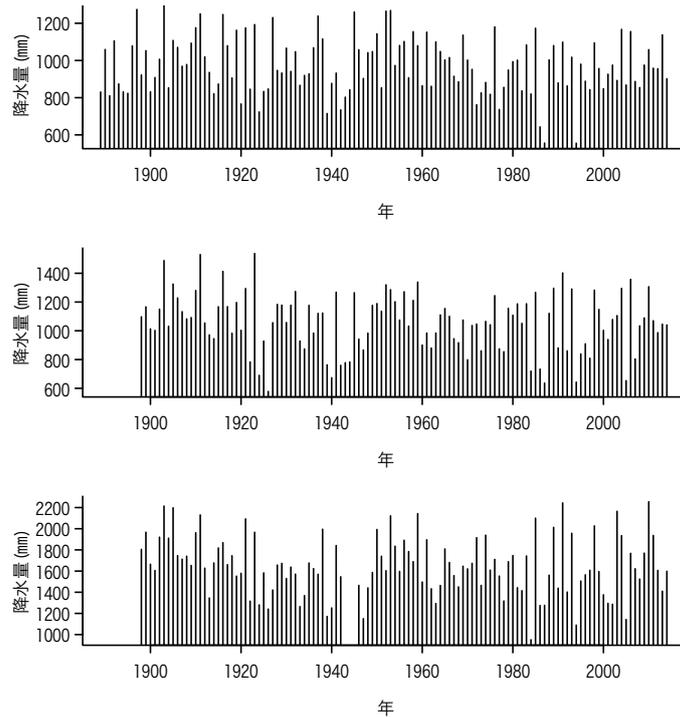


図3 長野、松本、飯田における年降水量の経年変化

1.4 長野県内アメダス観測点における 1980 年代以降の気温変化傾向

県内 28 地点の気象庁アメダス観測点における、1980 年代以降（1981～2011 年）の気温変化傾向の分布を、口絵 1 に示した。気温変化傾向は、日最高気温・日最低気温の年平均値を対象に、10 年間あたりの気温変化量で示した。その結果、県内のほとんどの地点で日最高気温・日最低気温が近年上昇傾向にあることが認められた。県内 28 地点を平均すると、10 年あたりの日最高気温の上昇量は $0.54^{\circ}\text{C}/10$ 年、日最低気温は $0.32^{\circ}\text{C}/10$ 年であった。また、多くの地点で日最高気温の上昇量が、日最低気温の上昇量を上回った（飯田・軽井沢・諏訪以外の地点）。過去 100 年間程度の気温変化傾向は、これとは逆に日最低気温の上昇量の方が、日最高気温の上昇量より大きくなっている。今回得られた結果がここ 30 数年間だけの特異な現象なのか、今後も継続してゆく現象なのかについて、注視してゆきたい。

1.5 1980 年代以降の月別気温変化傾向

長野県内の 5 地点（長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪）において、1980 年代以降（1981～2012）の月別の気温変化傾向を解析した（表 1）。月別の気温変化傾向は、日平均気温・日最高気温・日最低気温を対象に、10 年間あたりの気温変化量で示した。表 1 では、気温の変化傾向が有意な欄を網掛けで示し、気温の変化傾向が大きいほど網を濃く表現した。

その結果、多くの地点で、2 月と 9 月・10 月に日平均気温・日最高気温・日最低気温に顕著な気温上昇傾向が認められた。特に、2 月と 9 月の最高気温、2 月と 10 月の日最低気温の上昇傾向が著しく、長野・松本・軽井沢では 10 年間で 1.0°C 以上の日最高気温の上昇傾向が認められた。これらの傾向は長野県環境保全研究所（2008）¹⁾ で示された、1981～2006 年の傾向と同様である。これに対し、3～5 月は多くの地点で有意な気温変化が認められなかった。最寒月の気温が上昇していること、秋の気温が上昇し夏が長期化していること、春の気温は大きく変化してないことが、1980 年代以降の気温変化の傾向といえる。

表1 1981-2012年における月別日平均・最高・最低気温の10年あたりの変化傾向

数字は10年あたりの気温上昇量(°C)。網掛欄は気温変化傾向が統計的に有意(有意水準5%)。

飯田は、2002年4月末に統計切断があったため参考情報。

地点	区分	1月	2月	3月	4月	5月	6月	7月	8月	9月	10月	11月	12月	年の値
長野	平均気温	0.18	0.61	0.26	-0.13	0.22	0.47	0.42	0.17	0.74	0.63	0.35	0.19	0.33
	最高気温	0.17	0.90	0.58	-0.09	0.20	0.64	0.56	0.30	0.99	0.64	0.42	0.08	0.45
	最低気温	0.22	0.41	0.11	-0.05	0.29	0.42	0.38	0.17	0.57	0.69	0.29	0.24	0.31
松本	平均気温	0.17	0.79	0.42	0.02	0.22	0.54	0.61	0.35	0.77	0.71	0.34	0.15	0.42
	最高気温	0.15	0.95	0.56	-0.04	0.20	0.73	0.75	0.47	1.05	0.65	0.27	-0.11	0.46
	最低気温	0.34	0.73	0.32	0.16	0.38	0.49	0.58	0.32	0.60	0.86	0.47	0.47	0.48
飯田	平均気温	0.13	0.68	0.18	0.01	0.28	0.42	0.61	0.39	0.76	0.67	0.29	0.20	0.38
	最高気温	-0.04	0.66	0.18	0.02	0.22	0.54	0.70	0.58	1.02	0.59	0.23	-0.20	0.38
	最低気温	0.35	0.73	0.20	0.10	0.41	0.45	0.57	0.39	0.63	0.79	0.42	0.56	0.46
軽井沢	平均気温	0.29	0.78	0.47	0.14	0.26	0.61	0.63	0.36	0.71	0.71	0.48	0.16	0.47
	最高気温	0.30	1.03	0.68	0.22	0.21	0.69	0.78	0.43	0.97	0.59	0.55	0.00	0.53
	最低気温	0.62	0.82	0.35	0.31	0.58	0.66	0.66	0.41	0.55	1.03	0.62	0.55	0.60
諏訪	平均気温	0.30	0.85	0.39	0.03	0.15	0.41	0.55	0.26	0.62	0.59	0.34	0.24	0.40
	最高気温	0.14	0.88	0.38	-0.14	0.08	0.37	0.49	0.17	0.67	0.40	0.17	-0.10	0.29
	最低気温	0.48	0.99	0.45	0.18	0.36	0.46	0.59	0.35	0.53	0.85	0.49	0.53	0.52

1.6 1980年代以降の秋季の高温化傾向

近年の秋季の高温化について調べるため、飯田特別地域気象観測所における8～10月の3か月間平均気温の経年変化を示した(図4)。図から1980年代以降、8～10月の気温が上昇傾向にあることがわかる。ただし、飯田特別地域気象観測所は、2002年4月に観測場所が移転し、統計的には切断扱いになっている。なお、この傾向は表1の他4地点でも同様である。

また、長野地方気象台では、2012年に9月の月平均気温が1898年の統計開始以来最も高温となった⁷⁾。さらに翌2013年10月には、上記県内5地点すべての月平均気温が統計開始以来最も高温となった⁸⁾。

さらに、飯田特別地域気象観測所を例として、1981～2014年の最初の5年間と最後の5年間に分け両期間の月平均気温の変化を示した(図5)。図5下部の棒グラフは両期間の月平均気温の差である。8月を中心に前後2か月間の気温が大きく上昇している。このことは、8月に準じる高温の期間が長期化していることを意味する(図4の例では月平均気温が22°C以上の期間など)。以上の結果から、秋が高温化するとともに、夏に相当する期間が長期化していると考えられる。

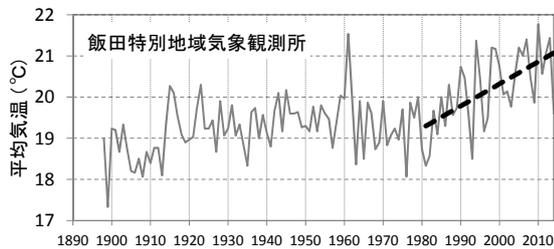


図4 8～10月平均気温の経年変化(飯田特別地域気象観測所)
点線は1981～2014年の期間の直線近似。
2002年に統計切断があるため参考情報

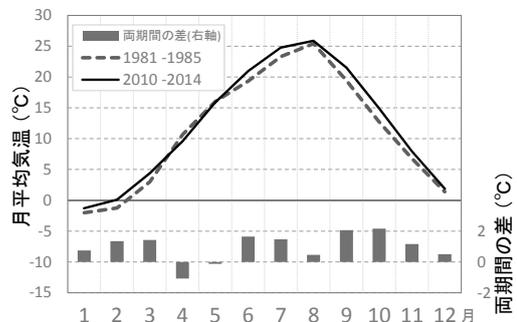


図5 月平均気温の5年間平均値(飯田特別地域気象観測所) 折れ線グラフは1981～1985年平均と2010～2014年平均の比較。棒グラフは両期間の差(右軸)

1.7 1998年以降の4月と8月の月平均気温の関係

1998年以降、北日本を中心に4月と8月の気温が負の相関関係にあることが知られている⁹⁾。図6は、飯田特別地域気象観測所における両月の月平均気温を示した散布図である。1998年以降、4月の気温が高いと8月の気温が低く、8月の気温が高いと4月の気温が低い傾向が続いており、北日本と同様の傾向であった。春の気温からその年の夏の気温が推測できると、農業などの分野においては有効な指標となりうる。ただし、1997年以前はこの関係が明瞭でないことから、この傾向が今後

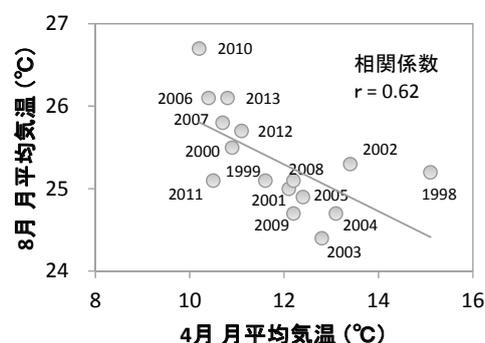


図6 飯田特別地域気象観測所における4月と8月の月平均気温の関係（1998年以降）

文 献

- 1) 長野県環境保全研究所（2008）長野県における地球温暖化現象の実態に関する調査研究報告書。
- 2) IPCC（2013）Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Cambridge University Press.
- 3) 気象庁（2014）気候変動監視レポート2013.
- 4) 松山 洋・谷本陽一（2005）UNIX/Windowsを使った実践！気候データ解析。古今書院，東京。
- 5) Ihaka, R. and Gentleman, R.（1996）R: a language for data analysis and graphics. J. Comp. Graph. Stat. 5 : 299-314. Available via <http://www.R-project.org>.
- 6) 横山宏太郎・井上 聡（2011）温暖化による降積雪変動。月刊地球 33 : 623-631.
- 7) 長野地方気象台（2012）長野県の気象・地震概況。平成24年9月号，46pp.
- 8) 長野地方気象台（2013）長野県の気象・地震概況。平成25年10月号，47pp.
- 9) Kanno, H.（2013）Strongly negative correlation between monthly mean temperatures in April and August since 1998 in Northern Japan. Journal of Meteorological Society of Japan 91 : 355-373.

（浜田 崇・田中博春）

2. ハイマツを利用した気候復元の可能性

2.1 はじめに

日本の高山帯においては、そこで優占して生育するハイマツ (*Pinus pumila*) の1年毎の年枝伸長量は前年夏の気温と正の相関があることが知られている^{1)~4)}。これまでの研究では、これらの関係を解析する際、対象地域にもっとも近い山麓の気象台や AMeDAS などにおける気温観測値に、一定の気温減率を仮定し標高補正をした推定値が用いられていた。これはハイマツ生育地点となる高標高山岳地で観測された気温データがなかったためである。しかし、気温減率は地域や季節によって変化することが知られており^{5),6)}、一定の気温減率を仮定した標高補正の方法ではハイマツ生育地点の標高における気温の推定に誤差が伴う可能性がある。そこで、本研究では、ハイマツ年枝の測定場所における気象観測データを活用し、ハイマツ年枝の伸長量と気温との対応関係を明らかにすることを目的とする。

2.2 調査地域の概要

調査地域は、木曾山脈の千畳敷カール (N35° 46' 39"、E137° 48' 47"、カール底の標高は約 2640m) の周辺である (図 1)。千畳敷カールは木曾山脈北部の宝剣岳 (2933m) の東側直下に位置する最終氷期に形成された⁷⁾ 山岳氷河の圏谷 (カール) であり、カール底がほぼ森林限界となっている。カール壁や山腹の凸型斜面にはハイマツ林が分布している⁸⁾。

また、千畳敷カールには、長野県駒ヶ根市しらび平駅からロープウェイ (中央アルプス観光株式会社) が架かっている。このロープウェイの千畳敷駅には、3階建てのホテル千畳敷が併設されている。

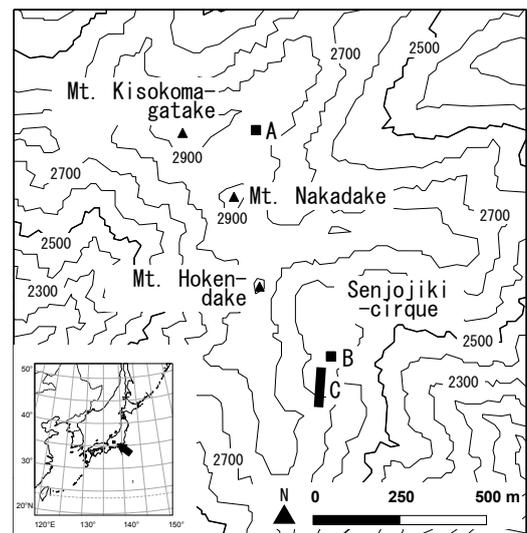


図 1 調査地域

2.3 使用したデータ

・気象データ

一般社団法人日本気象協会が実施している夏山気象観測地点の一つに「観測所名：中ア駒ヶ岳」がある。この地点はホテル千畳敷 (標高 2623m。以下、千畳敷。図 1 の B 地点) が観測場所となっており、1971 年以降、7 月と 8 月の 2 ヶ月間、ホテルの職員が気温、風向風速、雨、天気 の観測値を気象協会へ毎日通報している。このうちの 1971 年から 1999 年までの資料を、今回得ることができた。

千畳敷での気温観測は年によって測定時刻が異なっており、1971 年から 1997 年までは最高気温、最低気温、9 時および 15 時の気温、1998 年および 1999 年は毎時の気温が観測されている。本研究では、ハイマツ年枝を正確に判断できるのが 1980 年以降であることから、1979 年から 1999 年までの気温データを使用した。なお、気温の観測は、ホテル千畳敷 1 階出口付近に設置されている小型の百葉箱の中に取り付けられた温度計で行われている⁹⁾。

また、筆者らは木曾駒ヶ岳山頂の南斜面の風衝地 (標高 2850m。以下、木曾駒風衝地) (図 1 の A 地点) において、1995 年 5 月以降、気温の観測を開始し¹⁰⁾、現在、気温データを 10 分インターバルでデータロ

ガーに記録している。本研究ではこのうち 1998 年から 2009 年までの気温の 1 時間値を使用した。ただし、1999 年および 2002 年 7 月と 2007 年 7 月および 8 月はデータロガーの故障により欠測となっている。

・ハイマツ年枝伸長量データ

2009 年に千畳敷カール内の登山道管理の一環として伐採されたハイマツ（図 1 の C の範囲）を研究試料として得ることができた。この試料の中から、幹の損傷のない 20 本を選定し、芽鱗痕間の長さである年枝伸長量を計測した。今回は年枝を正確に判断できる 1980 年から 2009 年までの 30 年間分を測定対象とした⁸⁾。ハイマツの年枝長の測定結果についての詳細は再録 1 を参照のこと。

2.4 1 日数回の観測値を使った千畳敷の日平均気温の推定

ハイマツ年枝の伸長量は、前年の夏の月平均気温との対応がよいため、まずハイマツ試料が採取された千畳敷カールにおける月平均気温の推定を行った。

月平均気温を推定するためには、当該月の日々の日平均気温を求める必要がある。気象庁¹¹⁾によれば、日平均気温は毎正時の観測値（24 回）を平均して求めることとしている。しかし、千畳敷で観測された気温データのほとんどは、1 日数回の観測しか行われていないため、このままでは正確な日平均気温が計算できない。

そこで、千畳敷において毎時の観測データがある 1998 年と 1999 年の 7 月と 8 月の日平均気温をまず算出し、Zaiki et al.¹²⁾ にならい、1 日数回の観測値からその日平均気温をもっとも精度よく推定できる重回帰式を作成した。独立変数には最高気温、最低気温、9 時の気温、15 時の気温の 4 つを用い、変数の選択には AIC (Akaike's Information Criterion; 赤池情報量規準) が最も小さくなるよう変数減少法により求めた。なお、重回帰式は 7 月と 8 月にわけて作成した。その結果、最低気温、9 時の気温および 15 時の気温の 3 つの変数が選択された ($r^2=0.972$, $p<0.001$)。残差の標準誤差は 0.278 であった。

図 3 には、1998 年および 1999 年の千畳敷における 7 月の日平均気温と (1) 式を利用して推定した日平均気温の関係 (a) を示した。両者は非常によい相関関係があることがわかる。また、図 3 には比較ため、独立変数を最高気温と最低気温とした場合 (b) と、9 時と 15 時の気温とした場合 (c) の推定された日平均気温との対応関係も示してある。なお、8 月の場合も 7 月と類似の傾向であった (図省略)。

以上の結果より、本研究では、(1) 式を利用し、1979 年から 1999 年の 7 月と 8 月における千畳敷の日々の日平均気温を求めた。

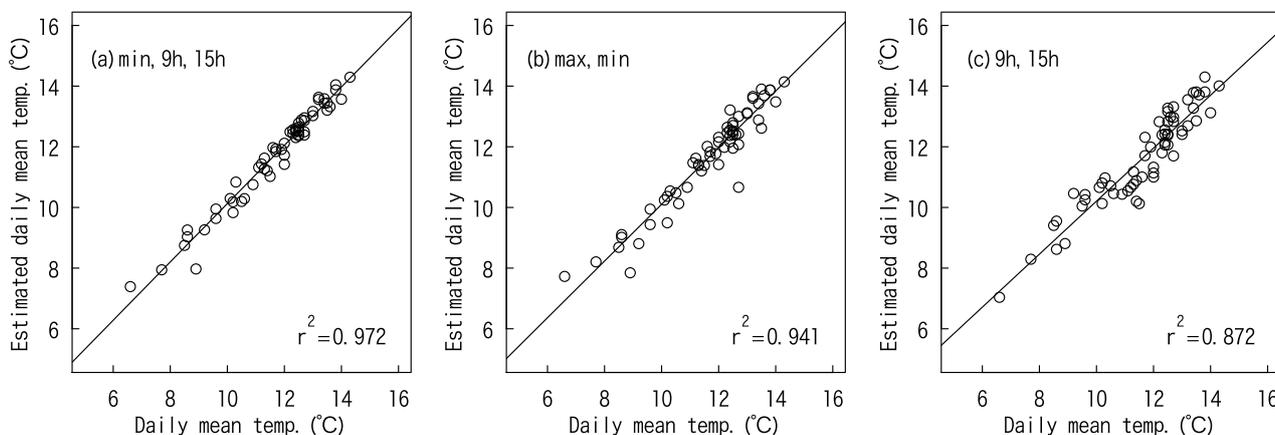


図 2 重回帰式の推定精度

2.5 木曽駒風衝地のデータを使った千畳敷日平均気温の推定

2000年以降は千畳敷における夏山気象観測の気温データを得ることができなかった。そこで、木曽駒風衝地の観測データを使って、千畳敷における日平均気温の推定を行った。千畳敷における1998年および1999年の7月と8月の日平均気温と木曽駒風衝地の日平均気温との相関は、7月が $r^2=0.935$ 、8月が $r^2=0.641$ となった（いずれも $p<0.001$ ）。この結果から、木曽駒風衝地の日平均気温を使って2000年以降の7月と8月の千畳敷における日々の日平均気温を推定した。

以上の2種類の手法により1979年から2009年までの7月および8月の千畳敷の日平均気温を推定し、その値から月平均気温を求めた。ただし、木曽駒風衝地のデータが欠測のため不足している2002年7月と2007年の7月と8月の月平均気温は求めることができなかった。

2.6 ハイマツ年枝長と前年夏の月平均気温との対応関係

千畳敷カールで得られた20本のハイマツ試料から年枝伸長量を計測し、その当年枝の平均値と標準偏差を求めた⁸⁾。

ハイマツの当年枝の伸長量は、前年夏の月平均気温と対応がよいことが知られている^{1),4)}ため、ハイマツの年枝伸長量と千畳敷における前年の7月および8月の月平均気温との相関を調べた。その結果、ハイマツ年枝の伸長量と前年の7月の月平均気温は有意な正の相関がみられた($r=0.64$, $p<0.001$) (図)。

一方、前年の8月の月平均気温とは有意な関係はみられなかった。Kajimoto¹³⁾は、木曽山脈宝剣岳周辺においてハイマツ年枝の伸びが6月と7月に急増し、8月には伸びがとまることを示しており、この結果と整合している。

本研究の結果より、ハイマツ年枝の伸長量が、ハイマツ生育地点における過去の夏季の気温変動の一端を知る重要な手がかりになることをあらためて確認した。

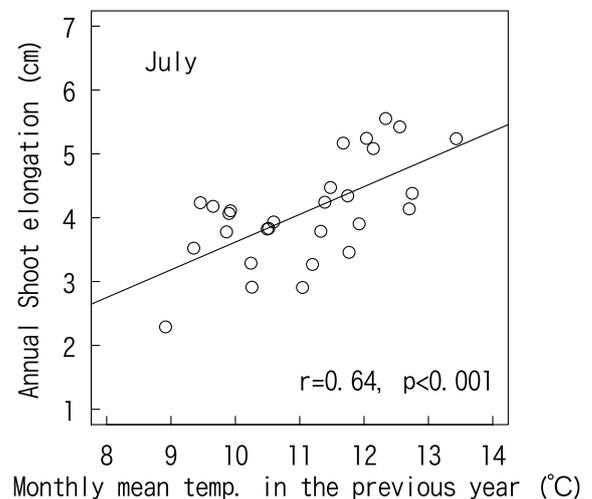


図3 ハイマツ年枝伸長量と前年7月月平均気温との関係

2.7 今後の課題

本研究の結果は、気象データのない高山帯において、ハイマツ年枝伸長量の計測により7月の月平均気温を過去に遡って復元することがある程度可能になることを示唆している。今後、中部山岳域内で夏山気象観測が行われている他の山岳地においても同様の分析を進めることで、中部山岳の高山帯における過去の気候変動の実態の一端を明らかにすることができると考える。

ただ、本報では夏山気象観測における観測場所や観測方法など資料を十分に得られなかったため、観測の条件が観測値に及ぼす影響については議論することができなかった。しかし、数十年程度の気温変化の幅を考慮すると、観測値の精度や観測条件等の変化は大きな意味を持ち、今後の分析における重要な課題と考えられる。

謝 辞

本研究を実施するにあたり、日本気象協会長野支店には夏山気象観測表を提供いただきました。また、南信森林管理署および長野県教育委員会事務局文化財・生涯学習課にはハイマツの枝幹の採取について便宜をはかっていただきました。記して謝意を表します。

文 献

- 1) Sano, Y., Matano, T. and Ujihara, A. (1977) Growth of *Pinus pumila* and climate fluctuation in Japan. *Nature* 266 : 159-161.
- 2) 沖津 進 (1988) ハイマツ年枝生長の地理変異. *日本生態学会誌* 38 : 177-183.
- 3) Takahashi, K. (2003) Effects of climatic conditions on shoot elongation of alpine dwarf pine (*Pinus pumila*) at its upper and lower altitudinal limits in central Japan. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 35 : 1-7.
- 4) Wada, N., Watanuki, K., Narita, K., Suzuki, S., Kudo, G. and Kume, A. (2005) Climate change and shoot elongation of alpine dwarf pine (*Pinus pumila* Regel): Comparisons between six Japanese mountains. *Phyton* 45 : 253-260.
- 5) 長谷川力 (1978) 長野県内の山地における夏季の気温減率について. *地球科学* 32 : 41-44.
- 6) Minder, J. R., Mote, P. W. and Lundquist, J. D. (2010) Surface temperature lapse rates over complex terrain: Lessons from the Cascade mountains. *Journal of Geophysical Research* 115 : D14122.
- 7) 青木賢人 (2000) ^{10}Be 露出年代法を用いた氷成堆積物の形成年代の測定－木曾山脈北部, 千畳敷カール・濃ヶ池カールの事例－. *第四紀研究* 39 : 189-198.
- 8) 尾関雅章・浜田 崇・飯島慈裕 (2011) 中央アルプス千畳敷におけるハイマツの年枝伸長量. *長野県環境保全研究所研究報告* 7 : 39-42.
- 9) 足助武彦 (2011) 木曾駒ヶ岳千畳敷における 1981 年から 2010 年までの気温の変化について. *伊那谷自然史論集* 12 : 1-6.
- 10) Nakashinden, I., Masuzawa, T., Fukuyo, S., Kimura, K., Yamamoto, S., Iijima, Y., Mizuno, K., Kobayashi, S., Yamamoto, T., Machida, H. and Takaoka, S. (1997) A preliminary report on phenological monitoring using experimental chambers in Mt. Kisokomagatake. *Proc. NIPR Symp. Polar Biology* 10 : 196-204.
- 11) 気象庁 (2005) 気象観測統計指針.
- 12) Zaiki, M., Kimura, K. and Mikami, T. (2002) A statistical estimate of daily mean temperature derived from a limited number of daily observations. *Geophysical Research Letters* 29 : 39.1-39.4.
- 13) Kajimoto, T. (1993) Shoot dynamics of *Pinus pumila* in relation to altitudinal and wind exposure gradients on the Kiso mountain range, central Japan. *Tree Physiology* 13 : 41-53.

(浜田 崇・尾関雅章)

3. 山岳地における気象観測

3.1 はじめに

山岳地における気象データは、地表面の改変や汚染物質などの人為的な影響をもっとも受けにくい¹⁾。特に山頂付近では自由大気と高い相関を持つ²⁾ため、バイアスなしで気候変動を監視するのに山岳地はもっとも適した地域の一つである。こうした特徴を活かし、国内外において山岳地の気象データを利用した気温のトレンド解析や気候変動に関する研究が行われており³⁾⁻⁶⁾、山岳地における近年の昇温傾向を議論する貴重なデータを提供している。

また、山岳地の中でも、特に高山帯や亜高山帯は非常に貴重な生態系であると同時に、気候変動に対して影響を受けやすい⁷⁾いわゆる脆弱な生態系でもある。すでに近年の気温上昇が高山帯に影響をおよぼしていることを指摘する研究事例^{8),9)}もあり、生態系の保全という観点からも、高山帯や亜高山帯において気候変動の実態把握とモニタリングが必要になると考えられる。

長野県は高山帯および亜高山帯を広く有していることから、当研究所では、上記のような山岳地の特性と重要性をふまえて、山岳地における気象データの収集および気象観測を実施してきた。

3.2 観測の概要

現在、当研究所が長野県内の山岳地において気象観測を実施している地点を図1に示した。観測地点の配置に際しては、山域毎に少なくとも1地点を設置することを基本とした。以下に各観測地点の周囲の環境と概況(表1)を記した。

(a) 八方尾根

観測施設は八方尾根の稜線上(標高1850m)にある国設酸性雨測定所に設置されており、ここの保守管理を当研究所が実施している。観測地点の周囲には、矮性化した亜高山性針葉樹が分布している。

(b) 木曾駒ヶ岳

観測施設は木曾駒ヶ岳頂上の東側緩斜面にある風衝地(標高2850m)に設置されている。観測地点の周囲には、イワウメ、ガンコウラン、ミネズオウ、クロマメノキなどの高山植物と群落高が50cm程度のハイマツが分布している。GENET¹⁰⁾という研究グループとの共同で観測を行っている。

(c) 乗鞍岳

観測施設は飛騨山脈南端の乗鞍岳のピークの一つである大黒岳稜線部の風衝地(標高2730m)に設置されている。観測地点の周囲には、コマクサと風衝植生(ガンコウラン、ミネズオウなど)の高山植物が分布している。

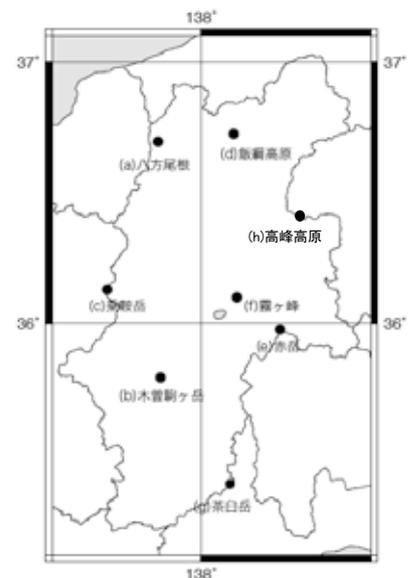


図1 観測地点の位置

(d) 飯綱高原

観測施設は飯綱山南東麓の飯綱高原（標高 1030m）にある当研究所飯綱庁舎の屋根上と駐車場広場に設置されている。観測地点周囲の植生は主にカラマツの植林である。

(e) 赤岳

観測施設は八ヶ岳連峰最高峰の赤岳直下にある山小屋（赤岳展望荘：標高 2790m）の屋根に設置されている。観測地点の周囲にはハイマツと風衝植生が主に分布している。

(f) 霧ヶ峰高原

観測施設は霧ヶ峰高原にある長野県霧ヶ峰自然保護センター（標高 1675m）の敷地の一角に設置されている。観測地点の周囲は主にススキやカヤなどの草原となっている。

(g) 茶臼岳

観測施設は南アルプス南部に位置する茶臼岳東方の茶臼小屋（標高 2410 m）に設置されている。観測地点の周囲には亜高山帯針葉樹とハイマツが混在して分布している。

(h) 高峰高原

観測施設は浅間連峰の黒斑山西方のスキー場内の建物（標高 1954m）の軒下に設置されている。観測地点の周囲には亜高山帯針葉樹が分布している。

表 1 各観測地点の概況

観測地点	観測開始年	観測項目	備考
(a) 八方尾根	2001 年	気温	
(b) 木曾駒ヶ岳	1996 年	気温, 日射量	気温観測高度変更あり
(c) 乗鞍岳	2000 年	気温, 雨量, 日射量	
(d) 飯綱高原	2002 年	気温, 降水量, 積雪深, 日射量	
(e) 赤岳	2006 年	気温, 日射量	
(f) 霧ヶ峰高原	2010 年	気温, 雨量, 日射量	
(g) 茶臼岳	2010 年	気温	観測場所変更あり
(h) 高峰高原	2012 年	気温	

3.3 結果

ここでは、図 2 に赤岳における月平均気温の経年変化を例として示す。なお、山岳地ではさまざまな要因により観測値の欠測が生じる。このため、ここでは観測資料数が 1 ヶ月の 80% 以上の場合にのみ統計値の品質が保たれている¹¹⁾と判断し、この基準を満たす月平均気温のみを利用している。

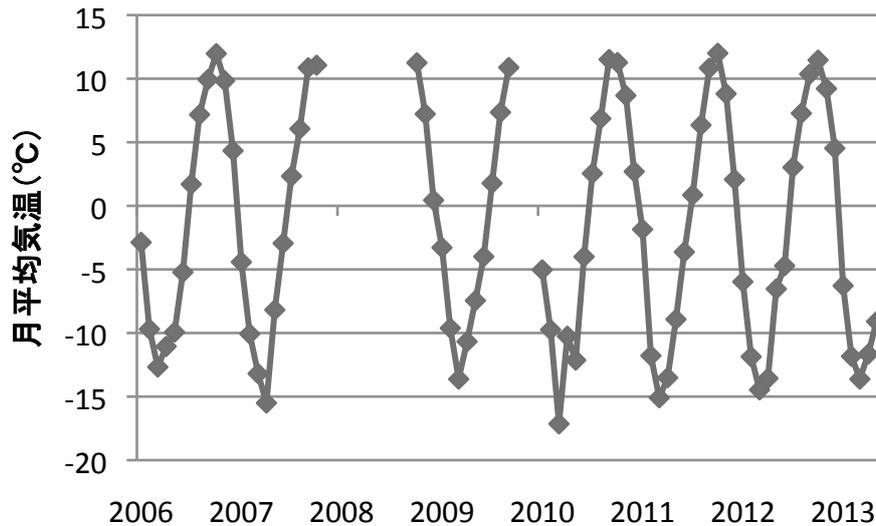


図2 赤岳における月平均気温の変化

この図において、折れ線が途切れている区間は欠測である。赤岳では、最暖月は8月で約11°C、最寒月は1月で約マイナス15°Cであった。この期間における年々の変動はあまりなく、これは1998年以降の“ハイエータス”期間中であることの影響ではないかと考えられる。なお、この図を作成するにあたっては、温度計の故障がたびたび生じたため、温度計のすぐ下にある配電ボックス内に設置した温度計の値も使用した。この温度計のセンサーは外気に直接触れていないため夏季の日中には温度が高めに測定されるが¹²⁾、両者の温度計の測定値が得られた期間において、それらの月平均値を比較したところかなりよく一致していたため、ここでは便宜的に代用している。

以上のような観測結果が、各観測地点において取得されつつあるのが現状であり、気候変動の実態を捉えるのに十分なデータはいずれの観測地点においても得られていない。しかし、このような観測を継続していくことこそが山岳地における気候の実態解明と気候変動の検出を可能とすると考える。

3.4 今後の課題と展望

山岳地は厳しい気象条件下にあるため、低温、着雪、強風などにより測器の故障や欠測が低地よりも生じやすい。また、観測が欠測となる以外にも観測精度に影響を及ぼす要因が存在する。特に、商用電源のない山岳地で一般的に使用されている自然通風式の温度計シェルターは着雪・着氷により外気が遮断され、測定値の信頼性に影響を及ぼすことがある¹³⁾。こうした事例に見られるように、山岳地において精度良い気象データを連続的に取得し続けることは、技術的、労力的、予算的に多大な困難が伴っている。今後も継続して現場毎にひとつずつ問題を克服していく必要がある。

また、近年、信州大学¹⁴⁾や筑波大学など¹⁵⁾が中部山岳地において精力的に気象観測を開始・展開している。このように複数の研究者や研究機関によって取得されるデータの共有が可能となれば、高解像度の温暖化予測モデルの精度検証に利用できるのはもちろんのこと、山岳間での気候の地域性の比較や高山帯・亜高山帯の自然環境の理解と保全のための情報としても役立つものになると考えられる。

文 献

- 1) Drake, F.(2000)Global warming.273pp.
- 2) Pepin, N. C. and Seidel, D. J.(2005)A global comparison of surface and free-air temperatures at high elevations. *Journal of Geophysical Research* 110 : D03104.
- 3) Bücher, A. and Dessens, J.(1991)Secular trend of surface temperature at an elevated observatory in the Pyrenees. *Journal of Climate* 4 : 859-868.
- 4) Weber, R. O., Talkner, P., Auer, I., Böhm, R., Gajic´-C´apka, M., Zaninovic´, K., Brázdil, R. and Faško, P.(1997)20th-century changes of temperature in the mountain regions of Central Europe. *Climatic Change*, 36 : 327-344.
- 5) Diaz, H. F. and Bradley, R. S.(1997)Temperature variations during the last century at high elevation sites. *Climatic Change* 36 : 253-279.
- 6) 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.
- 7) Diaz, H. F., Grosjean, M. and Graumlich, L.(2003)Climate variability and change in high elevation regions: past, present and future. *Climatic Change* 59 : 1-4.
- 8) Studer, S., Appenzeller, C. and Defila, C.(2005)Inter-annual variability and decadal trends in alpine spring phenology: A multivariate analysis approach. *Climatic Change* 73 : 395-414.
- 9) 名取俊樹 (2006) 温暖化の高山植物への影響－温暖化影響モニタリングの可能性－. *地球環境* 11: 21-26.
- 10) Nakashinden, I., Masuzawa, T., Fukuyo, S., Kimura, K., Yamamoto, S., Iijima, Y., Mizuno, K., Kobayashi, S., Yamamoto, T., Machida, H. and Takaoka, S.(1997)A preliminary report on phenological monitoring using experimental chambers in Mt. Kisokomagatake, central Japan. *Proceedings of the NIPR Symposium on Polar Biololgy* 10 : 196-204.
- 11) 気象庁 (2005) 気象観測統計の解説. 134pp.
- 12) 浜田 崇 (2009) 山岳地における太陽光発電システムの発電電力量推定にむけた日射量とモジュール温度の測定. *長野県環境保全研究所研究報告* 5 : 49-54.
- 13) 荻谷愛彦・佐々木明彦・鈴木啓助 (1997) 月山の強風砂礫斜面における通年の気象観測と地形形成環境. *地理学評論* 70A : 676-692.
- 14) 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.
- 15) 上野 健一, 磯野 純平, 今泉 文寿, 井波 明宏, 金井 隆治, 鈴木 啓助, 小林 元, 玉川 一郎, 斎藤 琢, 近藤 裕昭 (2013) 大学間連携事業を通じた中部山岳域の気象データアーカイブ. *地学雑誌* 122 : 638-650.

(浜田 崇)

4. 飯縄山周辺における積雪モニタリング

4.1 はじめに

地球温暖化による気温の上昇にともない北海道と本州山岳地を除く地域では最大積雪深は減少すると予測されている¹⁾。気温の上昇により降雪が降雨に変化することが主な原因である。一方、標高の高い山岳地では、たとえ気温が上昇しても氷点下を下回らず、逆に大気中の水蒸気量の増加により、降積雪深が増加する可能性すらあると考えられている²⁾。しかし、山岳地には積雪深の観測地点がほとんどなく²⁾、その実態がよくわかっていない。そこで、当研究所では、山岳地の積雪変動をモニタリングするため、長野県北部の飯縄山（標高 1917m）周辺において、積雪深および積雪水量分布の観測を定期的に行っている。ここでは、これまでに得られた観測結果について報告する。

4.2 観測地域

長野県と新潟県境付近に位置する飯縄山は、標高 1917m の中期更新世の成層火山であり、標高 1000m 前後の高原をなす小起伏面上に、ほぼ独立した高まりとして存在する。積雪深および積雪水量の観測地点は、飯縄山を中心とした高度分布とその周辺の水平分布の両方の調べることができるよう配置し、観測場所はなるべく周囲が開けた平坦地を選定した。対象地域に最も近い AMeDAS 長野を加えた 14 の観測地点の標高は、418m ～ 1590m の範囲となる（図 1）。観測地点の概要を表 1 に示す。

4.3 観測方法

観測は、2010 年 2 月に観測地点の選定（予備調査）を行い、2011 年 1 月から測深棒を用いた積雪深の測定を開始した。2012 年 2 月と 2013 年 冬季（2012 年 12 月測定含む）以降は、神室型スノーサンプラーを用いて、積雪深とあわせて積雪水量の測定を行っており、現在も継続中である。なお、測定値は 3 回の測定の平均値を用いている。測定は基本的に 1 月～3 月に 1 回／月の頻度で行い、1 日～1 日半をかけて一斉に観測した。本報告では、2011 年～2013 年の 3 冬季のデータを用いた。

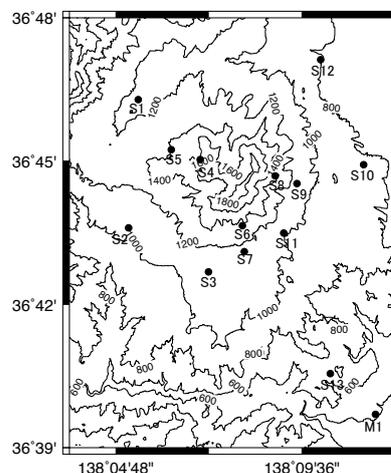


図 1 調査地域および観測地点

4.4 結果および考察

4.4.1 積雪深および積雪水量分布と標高

当地域では、概ね 12 月下旬から積雪が始まり、1 月下旬から 3 月上旬に年最大積雪深を観測し、3 月中旬から 4 月にかけて消雪する。年により積雪深は大きく変動するが、1 月・3 月に比べると、2 月の積雪分布には例年比較的安定したパターンがみられる。最大積雪深を観測する 2 月のデータを使って、標高と積雪深の関係を調べてみると（図 2）、両者の関係はおおむね標高に比例していることがわかる。

表 1 観測地点の概要

地点番号	観測場所	緯度	経度	標高 (m)	備考
S1	戸隠キャンプ場	36.77138889	138.0898056	1180	
S2	山城屋裏	36.72666667	138.0855278	1038	
S3	一ノ鳥居	36.71133333	138.1199167	1147	
S4	高デッキ	36.75047222	138.11625	1590	
S5	戸隠スキー場下	36.75427778	138.1039167	1405	2013年から観測開始
S6	飯綱高原スキー場上	36.72741667	138.1345556	1369	2013年から観測開始
S7	飯綱高原スキー場下	36.71841667	138.1355	1134	2013年から観測開始
S8	リゾートスキー場上	36.74483333	138.1483611	1472	2013年から観測開始
S9	リゾートスキー場下	36.74213889	138.1578056	1142	2013年から観測開始
S10	霊仙寺湖グランド	36.74894444	138.1867222	833	
S11	研究所第2駐車場	36.72483333	138.1521944	1032	
S12	富士里牧場	36.78538889	138.1681389	808	
S13	大峰ヘリポート	36.67588889	138.1723333	735	2014年から観測中止
M1	アメダス長野	36.66166667	138.1916667	418	積雪深のみ

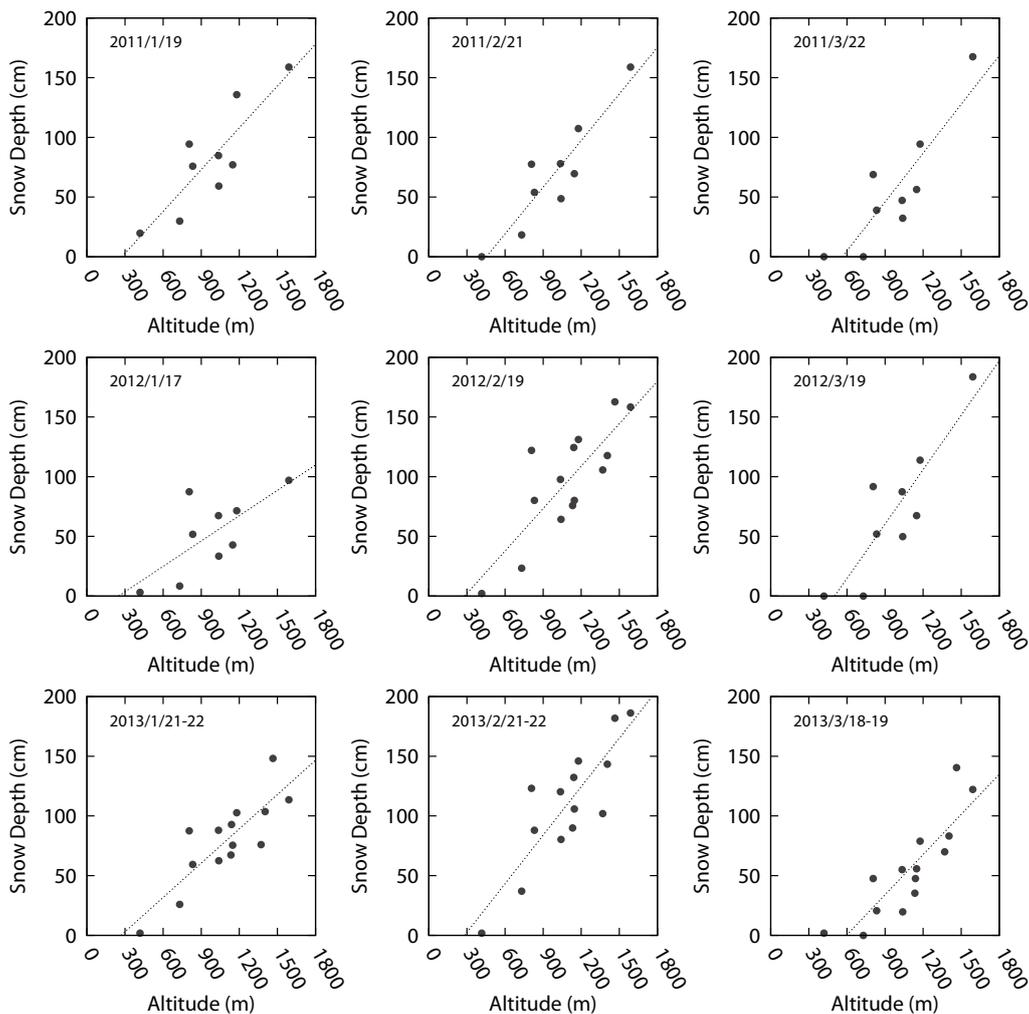


図 2 標高と積雪深の関係

一方、標高と積雪深の関係にはばらつきもみられた(図2)。このばらつきの成因を検討するため、標高と積雪深の関係が直線上にのるようにグルーピングを行うと、おおむね飯縄山の北東側と南西側に分かれる傾向にあった。特に積雪水量との関係はより明瞭となる。このことは、両グループとの間には降雪量の違いがあることを示唆しているが、現時点でこの違いを説明できる根拠に乏しい。

また、当地域は日本海側の気候区を決める冬季の天気界(降雪分布の境界)付近に位置しており、地元では天気界(高社山—中綱湖)から信越国境にむかって積雪深が深くなるといわれている³⁾。この観点から、高社山—中綱湖を直線で結んだ任意の天気界からの距離と積雪深の関係をみると、標高1000m以下の地点では天気界からの距離が離れるにつれ積雪深が大きくなるものの、標高1000m以上になるとこの傾向からはずれる地点が多くなった。この傾向からはずれる地点は山地斜面上部に位置するものが多いことから、当地域における積雪深の基本的な空間分布は天気界からの水平距離と、山地斜面の高度という2要素の影響が合わさることによっているとも考えられる。しかし、天気界からの距離と標高との間に正の比例関係がみられる地点もあり、天気界からの距離が意味する物理的な意味づけを困難にさせている。

以上のように、当地域の積雪深(積雪水量)の分布の特徴をまとめると、基本的には標高が高くなるにしたがって積雪深(積雪水量)は増加する傾向にあるが、そのばらつきに関しては今後さらに検討を重ねる必要があると考えられた。

4.4.2 積雪密度と標高、季節の関係

観測された積雪深と積雪水量の値から全層積雪密度(以降、積雪密度)を求めた。積雪密度は積雪深から簡易に積雪水量を求める際の重要な要素である。積雪水量の測定が困難な山岳地では、積雪深から積雪水量を簡便に推定するため、積雪密度を標高や時間に依存しない一定の値として利用することが多い。しかし、実際には、積雪密度は常に一定ではなく、時間的にも空間的にも大きく変動している⁴⁾。

そこで、積雪密度と標高、季節との関係について、当地域の実態について整理した。図3は2013年冬季における標高と積雪密度との関係を、観測した月別に示したものである。これをみると、積雪密度は標高にかかわらず一定の値をとるのではなく、季節によってその傾向が変化することがわかる。12月は標高に対して積雪密度は増加、1月および2月はほぼ横ばい、3月は標高に対して減少の傾向となる。また、積雪密度は12月から3月にかけて、どの標高においても増加しており、特に標高の低い地点ほどその差が大きくなる。これは標高の低い地点ほど、観測期間内における雪質の変化(新雪からぬれ雪へ)が大きいことを示している。

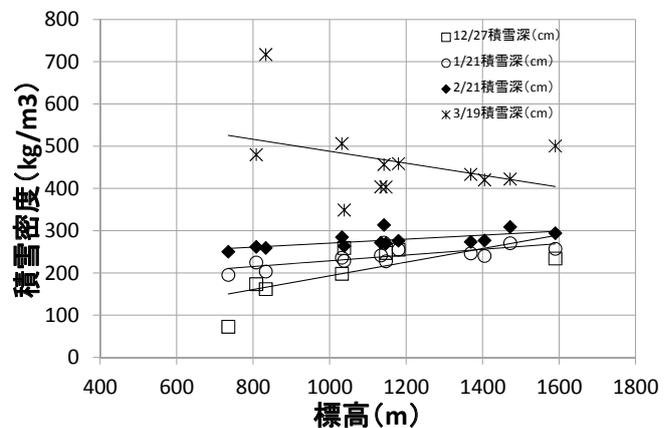


図3 積雪密度と標高、季節の関係 標高と積雪深の関係

4.5 今後の課題

当地域の積雪観測地点の標高差は約1000mにおよび、今後の気温の上昇にともなって降雪が降雨に変わる地点と変わらない地点とが混在している可能性がある。したがって、現在の積雪観測を継続することにより、気候変動が山岳地の積雪変動に及ぼす影響を評価することができるようになることを考える。また、飯縄山の地理的位置は、上述のように、ちょうど冬季の天気界(冬型の気圧配置により降雪の有無の境界域)付近

に位置している。このため、飯縄山において積雪観測を継続することは、将来の気候変動にともない、天気界の変動をも把握できる可能性があるという点においても興味深い地域と考える。

文 献

- 1) 横山宏太郎・井上 聡 (2011) 温暖化による降積雪変動. 月刊地球 33 : 623-631.
- 2) 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.
- 3) 市川健夫 (1975) 雪国地理誌. 銀河書房, 長野市.
- 4) 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.

(浜田 崇・富樫 均)

5. 積雪深計による測定値の空間代表性の検証

5.1 はじめに

当研究所では、気候変動モニタリングの一環として、飯綱庁舎敷地内（標高約 1030m）で積雪深の連続観測を実施している（図 1）。

しかし、積雪深計は樹林内広場の林縁部にあり、積雪深測定位置近傍に明瞭な積雪深の勾配が認められることがある。そこで、積雪深測定場所における測定値の空間代表性を確認するため、定点撮影カメラによる独自の手法で積雪深計近傍の積雪深の空間分布を測定し、より詳細な積雪深の空間分布とその時間的な変化傾向を把握した。詳細については、再録 2 を参照。

5.2 観測方法

積雪深計は、周囲を樹高 20m 程度の樹林に囲まれた平坦地の北東側縁辺部にある。積雪深計の近傍から観測地中央にかけて北東－南西方向に測線を設定し、測線上に直立する観測ポールを 6 本設置した（図 1）。広場南端に設置した定点撮影カメラで雪面をインターバル撮影し、画像に写る雪面上のポールの長さを無積雪期のポールの長さと比較することで積雪深を求めた。積雪深評価期間を 2013 年 1 月 21 日～2 月 5 日に設定し、午前 0 時の値のみを測定値として用いた。

5.3 結果と考察

積雪深評価期間内の代表的な観測日における、測線上の積雪深分布をみると、観測地の中心部（ポール No.6）から北東側縁辺部（ポール No.1）に向かうにつれ、積雪深が減少してゆく傾向が評価期間内のすべての日において認められた。

積雪深の減少量は、基本的に縁辺部に近づくほど大きくなった。評価期間を平均すると、積雪深計の積雪深は、観測地中心部のポール No.6 より 36%、測線全体の平均より 27% 小さかった。

観測地中心部から縁辺部（＝林縁部）に近づくにつれ、積雪深が大きく減少する定性的な理由としては、1) 森林の開空率、2) 冬季の卓越風向（北東風）と林縁分布の位置関係、3) 局所的な風向風速の差異、4) 微地形の影響、5) 観測地内の日射環境の差異が想定される。本観測ではこれらの定量的な評価はできておらず、今後の課題である。

一方、積雪深計の積雪深と No.2 および No.6 の積雪深の間には、有意な関係が認められた（共に $r = 0.99$, $P < 0.01$ ）。このため、評価期間に限れば、積雪深計の積雪深測定値から、観測地中央部の積雪深を推定することができた。この関係が評価期間外に外挿できるとした場合、観測地中央部の 2012～2013 年冬季の最大積雪深（2013 年 2 月 25 日 0 時）は、152.4cm と推定された。

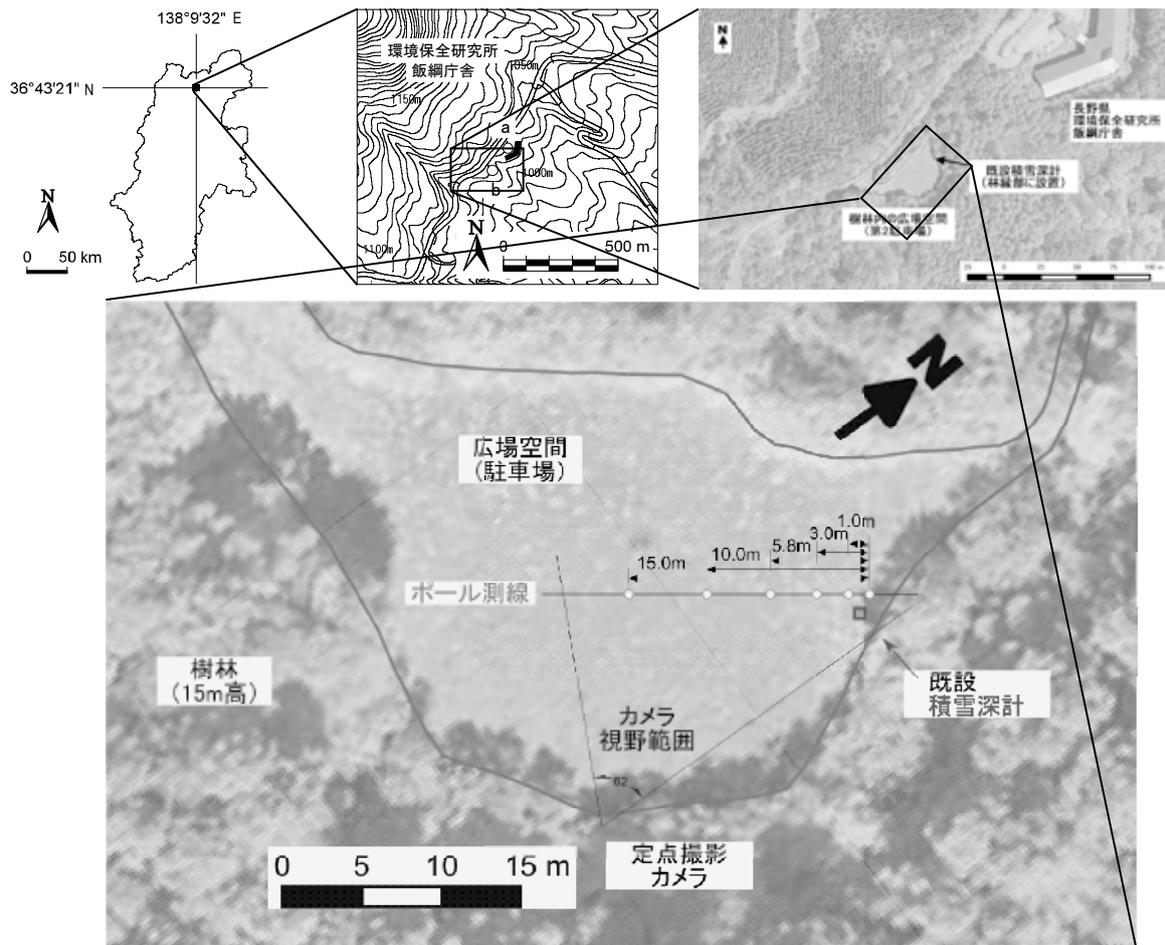


図 1 観測地域および観測地における既設積雪深計と積雪深測定用のポールの位置関係
 この背景地図のデータは、国土地理院の電子国土 Web システムから配信されたものである。

(田中博春・浜田 崇)

1. 長野県における気候変動予測

1.1 はじめに

気候変動への適応を進めるためには、気候変動の予測が必要となる。しかし、これまで都道府県レベルにおける気候変動予測が実施された例はほとんどない。そこで、当研究所では、S-8 や気象庁など他機関において実施された気候変動予測データや情報を収集し、長野県に関する気候変動予測結果について整理を行った。ここでは、その結果について記載する。

1.2 S-8 で用いられた気候シナリオ

本報告に記載の気候変動予測や気候変動影響予測（第4章）の多くは、S-8 で気候変動影響評価を包括的に実施するために設定した共通の将来想定を使用している。これを、S-8 共通シナリオと呼ぶ。ここでは、S-8 共通シナリオに採用された気候シナリオの概要について説明する。

S-8 共通シナリオには、気候モデルと温室効果ガスの排出シナリオを組み合わせた気候シナリオと、人口シナリオ、土地利用シナリオが含まれる。S-8 共通シナリオは国立環境研究所を中心とした S-8 参画機関により、第1版¹⁾と第2版²⁾が作成された。

第1版の気候シナリオは、IPCC 第4次評価報告書³⁾で利用された CMIP3 (Coupled Model Intercomparison Project Phase³⁾ の気候モデルと SRES (Special Report on Emissions Scenarios) 排出シナリオをベースに作成された。気候モデルには、東京大学・国立環境研究所・海洋研究開発機構が開発した MIROC3.2 hires (口絵2の赤線)、アメリカの GFDL CM2.1 (同黄色線)、気象庁気象研究所の MRI-CGCM2.3.2 (同緑線)、オーストラリアの CSIRO MK3.0 (同青線) の4モデルが採用され、排出シナリオには、SRES の A1B:高成長社会シナリオ(各エネルギー源のバランスを重視)が採用された。4つの気候モデルは、モデルの違いによる予測の幅を考慮できるように、21世紀末までの気温の上昇量や降水量の変化率が異なるモデル(気温と降水量の将来変化の上限と下限、その中間のもの)が選定されている。

口絵2は、CMIP3 の気候モデルによる日本陸域の(a)気温の上昇量と(b)降水量の変化率について、排出シナリオを A1B とした場合の予測結果を転載したものである¹⁾。これらの図中にある4色の線が S-8 共通シナリオ第1版で採用された気候モデルによる予測結果である。1981～2000年の平均値を基準値とした2001～2100年までの変化量を示している。気温の変化予測をみると、今世紀末には概ね1.5～4℃の範囲で気温上昇が予測されている。また、降水量の変化予測は、気温の変化予測より変動の幅が大きいのが特徴である。また、その変化率は増加傾向の気候モデルと減少傾向の気候モデルの両方があるが、全体としては増加傾向のものが多くなっている。今世紀末には、降水量変化率が概ねマイナス5～プラス15%の範囲で予測されている。

第2版の気候シナリオでは、IPCC 第5次評価報告書⁴⁾で利用された CMIP5 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5) の気候モデル中から、アメリカの GFDL CM3 (口絵3の赤線)、イギリスの HadGEM2-ES (同黄色線)、東京大学・国立環境研究所・海洋研究開発機構の MIROC5 (同緑線)、気象庁気象研究所の MRI-CGCM3 (同青線) の4つの気候モデルと、IPCC 第5次評価報告書で新しく採用された温室効果ガスの排出シナリオ(RCP: Representative Concentration Pathways; 代表的濃度パス)が採用されている。RCP とは、今後の温室効果ガス排出規制の程度を数値で表現したシナリオで、RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 の4つがあり、RCP に続く値が小さいほど排出規制が強く今後の気温上昇は抑

えられ、値が大きいほど規制が弱く今後の気温上昇量が大きくなる。RCP2.6は、強力な排出規制を行うことで、今世紀末の温室効果ガス排出量をゼロかマイナスとし、産業革命以降の地球全体の気温上昇量を 2°C 以下に抑えるシナリオとなっている。一方、RCP8.5は、排出規制を行わずなりゆきのままとしたシナリオで、大幅な気温上昇量が見込まれている。S-8共通シナリオ第2版では、RCP2.6、RCP4.5、RCP8.5が採用されている。

口絵3は、CMIP5の気候モデルによる日本陸域の(a)気温の上昇量と(b)降水量の変化率について、排出シナリオをRCP8.5とした場合の予測結果を転載したものである²⁾。図中の4色の線はS-8共通シナリオ第2版で採用された気候モデルによる予測結果である。1981～2000年の平均値を基準値とした2001～2100年までの変化量を示している。気温の変化予測をみると、今世紀末には概ね $3\sim 6^{\circ}\text{C}$ の範囲で気温上昇が予測されている。また、降水量の変化予測については、S-8共通シナリオ第1版の結果と同様に、気温の変化予測より変動の幅が大きく、全体としては増加傾向のものが多くなっている。

(b) 気象庁温暖化予測情報第8巻で用いられた気候シナリオ

S-8共通シナリオとは別に、気象庁は、全球気候モデルMRI-AGCM3.2と地域気候モデルNHRCMを用い、排出シナリオに上記A1Bシナリオを利用した気候シナリオを作成し、気候変動予測を行った。その結果は、気象庁温暖化予測情報第8巻³⁾に掲載されている。この気候シナリオによる気温や降水量、積雪などの予測結果の中から、長野県が関わる内容を抜粋して掲載した。

1.3 S-8気候シナリオを用いた長野県の気温・降水量の分布予測

口絵4は、S-8共通シナリオ第2版の気候シナリオ(気候モデルがMIROC5、排出シナリオがRCP8.5)における日本と長野県の気温および降水量分布の変化予測である。この図は国立環境研究所より提供していただいた。気温は基準期間(1981～2000年)に対する予測期間の気温変化量($^{\circ}\text{C}$)、降水量は予測期間の基準期間に対する比(倍)となっている。

長野県の2031～2050年の気温変化量は全県 1.9°C 程度だが、2081～2100年は $4.5\sim 4.9^{\circ}\text{C}$ と県内の気温上昇量に分布がみられ、県北部ほど気温上昇量大きい。このような傾向は日本全体でも同様であり、今世紀末までの気温上昇量は北海道で大きく、沖縄で小さい。北海道と沖縄の気温上昇量の差は 1.5°C 以上である。

長野県内の降水量の変化率は、基準期間に対する両予測期間の比がいずれも1.0～1.2倍の増加となった。2031～2050年よりも2081～2100年の方が降水量の変化率が大きい領域が増加し、わずかではあるが降水量は増加傾向が続くと予測された。全国的にも、降水量の増加傾向は強くなると予測され、特に、太平洋側より日本海側においてその傾向が強い。ただし、口絵2および口絵3の降水量の変化傾向からもわかるように、降水量の変化傾向は気候モデルによるばらつきが大きく、気温のように単調な増加はしていない。

口絵5に、長野県の年平均気温分布の変化予測結果を、2031～2050年および2081～2100年における平均値として示した。この分布図は、長野県内の1kmメッシュごとの年平均気温を、S-8共通シナリオ第2版の気候シナリオ(気候モデルがMIROC5、排出シナリオをRCP2.6、RCP4.5、RCP8.5)を利用して作図したものである。この図から、長野県内の相対的な気温分布は主に標高に依存しており、標高の低いところほど高温になる予測となった。なお、本予測結果の詳細については、再録3を参照のこと。

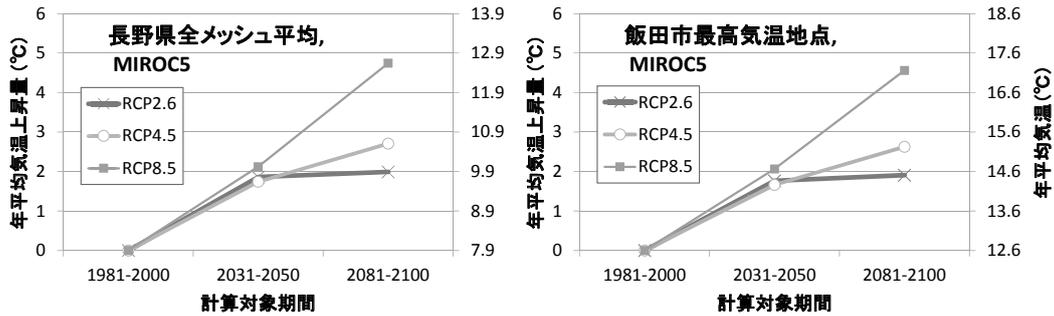


図1 長野県全域（左）と飯田市市街地において最も高い気温を示すメッシュ（右）のRCPシナリオ別気温上昇量の予測（気候モデル：MIROC5を利用）

図1（左）は、口絵5に使ったデータを用いて、長野県の全メッシュを平均した年平均気温の上昇量の予測結果である。長野県全域平均の気温上昇量は、1981～2000年の平均を基準として、2081～2100年平均で2.0～4.7°Cとなると予測された。RCP排出シナリオ間の差は、21世紀末には2.8°Cに広がる予測となった。強力な排出規制を行うRCP2.6であれば、長野県全域平均の気温上昇量は2.0°Cに抑えられるが、排出規制を行わない場合（RCP8.5）は4.7°Cの気温上昇量が見込まれ、その差は2倍以上にもなる。

一方、今世紀中ごろの2031～2050年平均の気温上昇量は1.7～2.1°Cと、RCP排出シナリオ間の差は0.4°Cの幅に収まり、今後の排出抑制策の程度は気温上昇量に大きく反映されない予測となった。これは、今世紀中ごろまでの気温上昇量には、今後の排出規制よりも、人類がこれまでに排出した温室効果ガスの寄与が大きいことを意味する。気温上昇量の予測が狭い温度幅に収まっているということは、予測の不確実性が小さいことを意味し、気候変動対策の目標が設定しやすいともいえる。

1.4 気象庁による気温・降水量の分布予測の紹介

口絵6は、気象庁の温暖化予測情報第8巻の気候シナリオを基に計算された、関東甲信越地方とその周辺域の年平均気温の変化予測結果である。この図は気象庁東京管区气象台より提供いただいたものである。現在気候（1980～1999年）と将来気候（2076～2095年）の年平均気温の差を示してある。この図をみると、口絵4と同様に、長野県内の気温変化の分布予測は北に行くほど気温が高い傾向が認められる。一方で、標高が高いほど気温上昇量が大きい傾向も顕著に認められた。

また、口絵7には、温暖化予測情報第8巻⁵⁾に掲載されている強雨と渇水に関する予測図を転載した。口絵7（上）は、強雨によって降る降水量の変化を、将来気候の現在気候に対する比で示した日本陸域の予測図である。ここでの強雨とは、各地点において年に数回観測される程度の強い雨のことであり、量の多い方から上位5%の降水イベントと定義されている。ほとんどの季節、地域において、強雨によってもたらされる降水量は増加する傾向が現れており、春、夏の北日本、冬の東日本・西日本の太平洋側においてはより明瞭である。長野県付近に注目すると、ごく一部の地域を除いては、季節や場所を問わず強雨の比率が増加する予測となっている。

口絵7（下）には、温暖化予測情報第8巻⁵⁾に掲載されている日本陸域の現在気候と将来気候における無降水日数の差を示した予測図を転載した。ここでの無降水日数は、気候モデルにおける日降水量が1mm未満の日数と定義されている。無降水日数は、春から夏にかけての日本海側と、冬の太平洋側で減少している領域が認められるが、それ以外の季節や場所では増加傾向となっている。長野県付近に注目すると、各季節で概ね無降水日数が増加傾向にある予測となっている。また年間の無降水日数は、標高が高くなるほど増加

する傾向が認められ、県内低平地で概ね6日間以上、県内の山岳地では、概ね12～16日間程度増加すると予測されている。

このように、県内では強雨の比率と無降水日数、すなわち突発的な洪水と渇水に関わる指標が、両方とも増加すると予測されている。その理由として、一般的には、気温の上昇に伴い一度の降水イベントでもたらされる降水量は増加するが、地表面からの蒸発散により水蒸気が補給される効率の変化は相対的に小さいため、次の降水イベントまでに水蒸気を補給するのに長い時間が必要となることが挙げられている。

1.5 市町村レベルの気温予測

S-8では、都道府県レベルの気候変動影響予測の実施するため、S-8共通シナリオを利用した1kmメッシュの予測が行われた²⁾。1kmメッシュの空間解像度の予測は、市町村レベルでも利用価値が高いと判断し、S-8共通シナリオ第2版の気候シナリオに基づく気温変化予測結果を、長野市、須坂市（須高地区）、塩尻市、松川町、飯田市で開催された講演会等にて発表した。ここでは、飯田市の事例を紹介する。

図1（右）は、飯田市の市街地で最も高温になるメッシュの気温上昇量を示した図である。飯田市街地の気温上昇量も図1（左）の長野県全域と同様の傾向が認められるが、飯田市街地の気温上昇量は長野県全域と比較して若干小さい。長野県内では20世紀末に気温が低いメッシュほど、その後の気温上昇量が大きくなる傾向が認められる。一方、飯田市街地は県内では天龍村に次いで気温が高いことから、今後の気温上昇量は県全域平均より若干低めになると考えられる。

口絵5は、21世紀末の長野県の年平均気温の予測結果をRCP排出シナリオごとに1kmメッシュで表現した分布図である。長野県内の相対的な気温分布は、主に標高に依存しており、標高の低いところほど高温となる予測となった。また、この分布図を飯田市について拡大したものが口絵8である。なお、この図には講演会の主旨を反映して地区公民館の位置を付記してある。

農業や健康分野においては、将来、予測される気温が現在のどのあたりの気温に該当するかがわかると、高温影響の程度やそれに対する適応策をイメージしやすい。そこで、予測された飯田市街地の年平均気温を用いて、その気温が現在のどの地域に該当するのかが推定した（口絵9、10）。

S-8共通シナリオ第2版の気候シナリオによる1981～2000年（20世紀末）の飯田市街地の年平均気温は12.3～12.6℃である。この場所の気温が気候モデルをMIROC5とし、RCP8.5として将来予測を行うと、2031～2050年の飯田市街地の年平均気温は、20世紀末の山梨県の甲府周辺や静岡県富士宮付近の気温と同程度になると推定された（口絵10）。また、再録3の手法により推定された2081～2100年の飯田市街地の年平均気温は、20世紀末の宮崎県宮崎市街地の気温に相当すると推定された。

以上の予測結果を利用する場合には、予測結果が年平均気温の変化予測であり、月ごとの気温変化や、降水量など他の気象要素の変化までは考慮しきれていないことに注意する必要がある。本情報は気候の変化による影響を推測する目安として利用されることが望ましい。

1.6 最大積雪深の予測

長野県とその周囲の地域における、最大積雪深および積雪日数の将来の予測結果を、独立行政法人海洋研究開発機構地球環境変動領域次世代モデルプログラム陸面課程モデリング研究チーム、および領域気候モデリング研究チーム（現所属：シームレス環境予測研究分野）から提供頂いた。以下、その結果について記す。

口絵11（左）は、予測された2030年代の最大積雪深の平均値と観測された1990年代の最大積雪深の平均値との差を示した分布図である。ここでの1990年代と2030年の気候場は、それぞれ1980～2009年と

2020～2049年の30年間を平均したものである。総じて山岳域では最大積雪深の減少量が大きい傾向が認められた。特に北アルプス北部などの山岳域の山頂部では最大90cmの最大積雪深の減少が予測された。

口絵11(右)は、1990年代の最大積雪深の平均値に対する2030年代の最大積雪深の平均値の変化の割合を示している。長野県内では、標高の高い場所と標高の低い低平地で最大積雪深の変化の割合が小さく、両者の間となる標高1000m前後の地域で最大積雪深の変化の割合が大きい。特に最大積雪深の減少率が大きい場所は、北信では標高500～1000m付近、中信・南信では標高1000～1500m付近であった。

以上の予測は、将来の温室効果ガスの排出量を、IPCC第4次報告書のSRES排出シナリオA2(多元化社会シナリオ)とし、全球気候モデルMIROC3.2 hiresによる温暖化情報をダウンスケーリングした結果である。MIROC3.2 hiresは世界の他の全球気候モデルより高めに気温が予測されること、単一の全球気候モデルのみの結果であるため、不確実性は大きいことに注意する必要がある。

口絵12は、長野市上空から南方を俯瞰した積雪域変化の予測イメージ図である。2000年代(左)と2030年代(右)の1月の月最大積雪深が5cm以上と推定された場所を白色に、5cm未満と推定された場所を緑色に着色した。口絵中央には長野盆地が位置するが、積雪深の低下により2030年代の1月には月最大積雪深が5cm未満のエリアが広がると予測された。中央上の松本盆地、左上の上田・佐久盆地でも、最大積雪深が5cm未満のエリアの拡大が認められる。口絵12(左)では山岳域の最大積雪深の減少が目立つが、県内低平地でも積雪域の縮小、すなわち無積雪域の拡大が予測された。予測はIPCC第5次報告書で用いられた排出シナリオRCP8.5を用い、気候モデルMIROC5に海洋研究開発機構の地域気候モデル(モデル解像度4.5km)を組み合わせて実施した。RCP8.5を用いた予測であるため、他の全球気候モデルより高めに気温が予測されていることに注意する必要がある。

1.7 積雪日数の予測

気象庁温暖化予測情報第8巻⁵⁾の予測データを基に、長野県とその周辺域の積雪期間の変化を図示した(口絵13)。口絵11と口絵13のどちらも最大積雪深の変化予測であるが、両者で使用している予測の前提条件となる排出シナリオと、気候モデル、モデルの空間解像度、予測対象期間、図の凡例のしきい値などが異なる。また、口絵13には積雪日数の変化予測も示した。口絵13は、排出シナリオにA1B、気候モデルに気象庁気象研究所開発のMRI-AGCM3.2と地域気候モデルNHRCMを用いている。基準期間は1980～1999年(現在気候:各図左側)であり、予測期間は2016年～2035年(近未来気候:各図中央)と2076年～2095年(将来気候:各図右側)の2期間、5kmメッシュの予測である。

口絵13(a)に、近未来気候、将来気候で予測された最大積雪深と、それらの現在気候との差を示した。長野県内の全域で最大積雪深は減少傾向にあり、北アルプスでは、近未来気候で40～60cm、将来気候で1m以上の最大積雪深の減少が予測された。県内低平地でも、多くの場所で最大積雪深が10cm以上低下する予測となった。

口絵13(b)には、口絵13(a)と同じデータを用い、近未来気候、将来気候において予測された最大積雪深と、それらの現在気候との比(変化率)を示した。最大積雪深の減少量は北アルプスで最も多いが、最大積雪深の変化率(この場合は減少率)で見ると、北アルプスの減少率はその周囲より小さい。最大積雪深の減少率は長野県よりも周辺県の方が大きく、関東平野や甲府盆地では50%以上、すなわち最大積雪深が半分以下になると予測された。

以上の結果は、口絵11と同様であった。予測の前提や予測モデルが異なる2件の結果が同様の結果を示したことから、両者の予測結果は単独よりも確実性が高いと考えられる。しかしながら、より確実性の高い判断を行うには、さらに多くの結果を基に判断する必要がある。

口絵 13(c)は、最大積雪深が5cm以上となる年間日数の予測と、その現在気候との差である。将来気候では、県北部の大部分と県南部の低平地で20～40日間、県南部の山地で40～60日間の減少が予測された。

口絵 13 (d) と口絵 13 (e) は、それぞれ最大積雪深が20cm以上および1m以上となる年間日数の予測と、その現在気候との差である。将来気候で最大積雪深が20cm以上となる年間日数が最も低下するのは、県北部では北アルプスと低平地の中間にあたる標高1000m程度の場所と県南部の山地であり、年間40～60日間の減少が予測された。同様に。将来気候で最大積雪深が1m以上となる年間日数が最も低下するのは、県北部では北アルプス、県南部では中央アルプスと南アルプスの山頂部で40～60日間減少すると予測された。

謝 辞

日本及び長野県の気候変化予測には、環境研究総合推進費 S-8「温暖化影響評価・適応政策に関する総合的研究」の研究成果を利用した。また、気象庁東京管区気象台戸川裕樹地球温暖化情報官には、気象庁温暖化予測情報第8巻掲載データに基づく長野県を対象とした各種予測資料を提供頂いた。

また、積雪に関する予測は、独立行政法人海洋研究開発機構地球環境変動領域次世代モデルプログラム陸面課程モデリング研究チーム、および領域気候モデリング研究チーム（当時；現所属シームレス環境予測研究分野）から提供頂いた。積雪日数に関する予測は、気象庁温暖化予測情報第8巻の予測データを基に、海洋研究開発機構の上記部門が作図した予測結果を提供頂いた。

記して謝意を表します。

文 献

- 1) 花崎直太・高橋潔・肱岡靖明（2012）日本の温暖化影響・適応策評価のための気候・社会経済シナリオ．環境科学会誌 25：223-236.
- 2) 花崎直太・高橋潔・肱岡靖明・日下博幸・飯泉仁之直・有賀敏典・松橋啓介・三村信男（2014）日本の温暖化影響・適応策評価のための気候・人口・土地利用シナリオ（第2版）．環境科学会誌 27：362-373.
- 3) IPCC（2007）Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 976pp.
- 4) IPCC（2014）Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part B: Regional Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK. 688pp.
- 5) 気象庁（2013）地球温暖化予測情報第8巻．IPCC 温室効果ガス排出シナリオ A1B を用いた非静力学地域気候モデルによる日本の気候変化予測．88pp.

（田中博春）

2. 温暖化ダウンスケーラによる予測

2.1 はじめに

自治体において気候変動適応策を実施するためには、空間解像度の高い気候変動予測情報が必要となる。全球の大気大循環モデル（GCM）により計算された気候変動予測情報の空間解像度は粗く、IPCCの第5次評価報告書に利用されているCMIP5のモデルでも水平格子間隔が60km～250km程度となっている。このため、GCMの水平格子間隔を数km～数十kmオーダーに空間詳細化（以下、ダウンスケーリング）する手法¹⁾が開発されている。

環境省S-8においては、筑波大学、海洋開発研究機構、北海道大学が共同で簡易に力学的ダウンスケーリングを実施できるソフトウェア「温暖化ダウンスケーラ」（ダウンスケーラ）の開発を行っている（ダウンスケーラに関する詳細については、佐藤²⁾を参照）。当研究所は、このダウンスケーラの試作版の提供をうけ、試行的に長野県の気候変動予測を実施し始めた。ここでは、その途中経過について記載する。

2.2 研究の現状と課題

本研究では、ダウンスケーラを用いて2031年から2050年における8月の月平均（最高および最低）気温の予測計算を行った。計算対象エリアは長野県を含む関東・中部地方の領域であり、水平空間解像度は30kmである。この計算には市販のデスクトップパソコン（HP Pavillion、メモリ：32GB、HDD:2TB、OS:Ubuntu 13.1）を使用し、計算には約2週間かかった。計算に使用したGCMはMIROC ?である。

月平均気温の計算結果を図1aに、現在（1981年～2000年）との差を図1bに示す。

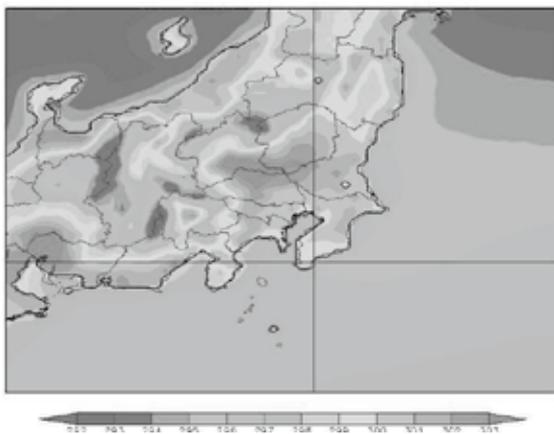


図1a 2031～2050年の8月の月平均気温

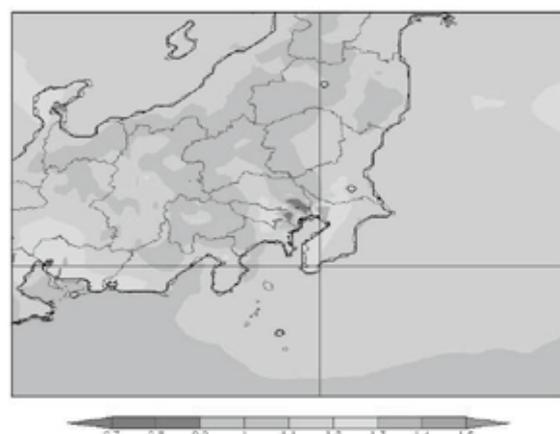


図1b 現在と将来の気温差

図1aの気温分布パターンは現在のパターン（図省略）とほぼ同じであるが、長野県内は現在にくらべて約1°Cから1.2°C上昇する予測結果となった（図1b）。また、8月の最高気温は最大で1.4°Cの上昇、逆に最低気温では0.1°C低くなる地域もみられた。ダウンスケーラを用いたことにより、GCMでは表現ができない県内の地形（標高分布）に応じた気温分布の予測が得られたことになる。なお、最低気温の予測でみられた気温の低下は、おそらく親モデル（GCM）の予測結果の影響と考えられる。

本計算の実施後、ダウンスケーラのバージョンアップ作業が行われたため、その他の気象要素の計算は

現時点で未実行だが、ダウンスケーラによって予測できる要素は気温のほかに、湿度、降水量、積雪、がある。いずれも月平均値である。

一方で、ダウンスケーラは計算機資源の節約と計算時間の短縮などのため、力学的ダウンスケーリングを簡略化する手法をとっており、この手法は疑似温暖化実験³⁾と呼ばれている。この手法は、再解析データ（ダウンスケーラではNCEP）を境界値として、領域気象モデル（WRF）によって現在気候のダウンスケーリングを行い、それにGCMで得られた将来気候の変化分を上乗せすることで将来を予測するというものである。そのため、将来が現在と同じような大気循環場であるとすれば、ダウンスケーリングされた地域の詳細な気候パターンの再現性は比較的高くなる。しかし、逆にいえば、将来の大気循環場が大きく変化した場合、その再現性の精度が悪くなることになる。また、ダウンスケーラでは30年平均した気候値を利用しているため、気候の年々変動についてはわからないままである。

以上のように、ダウンスケーラを利用する際には、このような長所と短所があることを十分理解したうえで気候変動予測の結果を解釈し、情報提供を行うことが重要である。

文 献

- 1) 稲津 将・佐藤友徳 (2010) 1. 大は小を兼ねるのか：ダウンスケーリング. 天気 57 : 195-199.
- 2) 佐藤友徳 (2014) 4. 地域スケールの気候予測情報とその活用. 天気 61 : 644-648.
- 3) 佐藤友徳 (2010) 疑似温暖化実験. 天気 57 : 111-112.

(浜田 崇)