

長野県環境保全研究所  
研究プロジェクト成果報告 6

# 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

2008(平成20)年

長野県環境保全研究所

---

長野県環境保全研究所  
研究プロジェクト成果報告 6

# 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

2008(平成20)年

長野県環境保全研究所

## はじめに

世界中でさまざまな環境の変化がおきつつあります。後退する氷河、白化したサンゴ、崩壊する棚氷、水浸しになる島々。また、強烈なハリケーンや熱波、豪雨、早魃などの異常気象も頻発しています。こうした現象の多くは、地球温暖化が原因あるいはそれと関連があると考えられています。今後、このまま地球温暖化が進むと2100年には最大で平均気温が6.4℃も上昇するという予測もあります。

こうした状況に応じて、1997年には、先進諸国の温室効果ガス（対象となっている6ガス）削減量を決めた京都議定書が定められ、2005年には議定書が発効されました。日本は、京都議定書において、温室効果ガスを2008年から2012年の間に1990年比で年平均マイナス6%を達成する義務が生じました。またこれを受け、長野県でも2002年に策定した「長野県地球温暖化防止県民計画」の中で温室効果ガスの削減量を定め、さまざまな取り組みを実施してきました。

いまや地球温暖化という言葉を多くの人知っています。それだけでなく、地球の気温が上昇していること、その原因が大気中における二酸化炭素などの温室効果ガスの増加であることも常識となりつつあります。

しかし、それにもかかわらず、温室効果ガスの排出量は依然増え続けています。これは、私たちの社会・経済やライフスタイルと温室効果ガスの発生原因であるエネルギー消費とが深く関係し、この構造の変革がなかなか進んでいないからだと考えられます。

では、なぜ変革が進まないのでしょうか。その理由の一つに、地域における温暖化の現状や影響がよくわかっていないことがあると考えられます。何か行動をするためには動機が必要です。ところが、これまで地球温暖化に関する情報は地球規模の情報が多く、このため自分自身あるいは自分の地域における問題としての実感が乏しく危機意識が生まれにくい状況にあったのではないのでしょうか。もちろん、こうした情報のみでも温暖化防止のために率先して行動をとる人もいますが、その数はまだ多いとはいえないでしょう。より多くの人を実感できるような情報が必要だと考えました。

このような背景から、私たちは、地球温暖化現象が長野県内でどのように現れているのか、できるだけ地域レベルで把握することを目的とし、2003年から研究をスタートさせました。身近な気象要素である気温と雪を対象にして、県内の最近の変化について調べました。また、地球温暖化の影響を暖温帯性のシラカンという常緑広葉樹の分布やサクラの開花など生物季節の変化から読み取りました。それらの成果を取りまとめたのが本報告書です。またこの中には資料として温暖化による生物への影響に関する文献情報や過去の気候変動に関する情報も載せました。

本研究で明らかになった事実は、まだ地球温暖化の一端に過ぎません。しかし、本報告書が、地球温暖化防止のための行動を始めるきっかけに少しでも役に立つことを願っています。

プロジェクトを代表して 浜田 崇

# 目次

## 気候・気象調査編

1 気象要素の経年変化 .....	3
1.1 気温の経年変化 .....	3
1.2 最大積雪深の経年変化 .....	17
2 気候変動の監視体制の構築 .....	21
2.1 山岳地における気象観測 .....	21
2.2 山岳地の残雪モニタリングの試み .....	27

## 生物調査編

3 生物への影響 .....	35
3.1 長野県中東北部における常緑広葉樹シラカシ（ブナ科）の自生分布とモニタリング調査 .....	35
3.2 生物季節の経年変化 .....	42
資料 A 温暖化による生物への影響についての文献情報 .....	49
資料 B 自然史的にみた過去の気候変動について .....	51

# 要 旨

## 気温の経年変化

長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪における年平均気温、日最高気温年平均値、日最低気温年平均値および真冬日日数、冬日日数、真夏日日数、夏日日数、熱帯夜日数の経年変化を明らかにした。その結果、100年から数十年のタイムスケールで昇温傾向が確認され、特に近年ほど昇温率が大きい傾向にあった。日最高気温よりは日最低気温の昇温率が大きい傾向にあった。気温の上昇傾向と関連して、各地点とも冬日日数は減少、夏日日数は増加のトレンドが認められた。また、月平均気温の昇温率は1981年以降、2月、6月、10月にピークが現れ、その昇温率はおおよそ0.6℃以上と大きかった。

## 最大積雪深の経年変化

長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪における最大積雪深の経年変化を明らかにした。最大積雪深は年による変動が非常に大きく、単調に増加あるいは減少の傾向はほとんどみられなかった。各地点間の相関行列からは長野とそれ以外の地点とで積雪深の変動傾向が異なる可能性が示唆され、このことは南岸低気圧による降雪が県内の積雪深分布を特徴づけているためと考えられた。また、最大積雪深と12～2月の平均気温との関係を見ると、長野と飯田において有意な負の相関がみられ、冬季の気温の上昇に伴い降雪量が減少する可能性が考えられた。

## 山岳地における気象観測

当所では、人為的なバイアスのかからない山岳地において、地球温暖化などの気候変動の監視および気候変動による高山帯への影響を把握することを目的に、気象データの収集および気象観測を実施することとした。八方尾根(1850m)、木曾駒ヶ岳(2850m)、乗鞍岳(2730m)においては他機関との共同により主に気温の観測を、飯綱高原(1030m)にある当所の飯綱庁舎では気温と積雪深の観測を開始している。現在までのデータには顕著な温暖化傾向は認められないが、このような山岳観測地点は全国的にも数が少ないため今後も観測を継続することで貴重なデータを提供できると考えている。

## 山岳地の残雪モニタリングの試み

地球温暖化による山岳地の積雪変動を捉えるため、ライブカメラ画像を利用したモニタリング手法を提案した。二値化処理を施した画像から山岳地の残雪域を積雪ピクセル数としてカウントした。この値が山岳地の融雪状況をよく再現していることが確認された。

## 長野県中東北部における常緑広葉樹シラカシ（ブナ科）の自生分布とモニタリング調査

長野県の中東北部の千曲川中下流域および松本・安曇野地区において暖温帯性常緑広葉樹のシラカシの自生分布を確認した。また、上田市のシラカシ自生地において樹齢を測定し、1990年代前半に定着したことが明らかとなった。以上の結果は、近年の地球温暖化による顕著な気温上昇がその要因の一つと考えられ、今後もモニタリングを継続することで気候変動による生物・生態系への影響を検討する重要な資料になると考えられる。

## 生物季節の経年変化

長野、松本、飯田における約50年間にわたるソメイヨシノの開花日、イロハカエデの紅葉日、イチョウ

の黄葉日の経年変化を明らかにした。ソメイヨシノ開花日は松本のみ早まる傾向が認められたが、長野と飯田でも1990年以降は平年より開花が早い年が多かった。また3月の平均気温が高いほど開花が早かった。イロハカエデの紅葉日は各地点とも遅くなる傾向がみられ、年平均気温が高いほど遅いという関係がみられた。イチヨウの黄葉日も各地点とも遅くなる傾向がみられ、松本と飯田では年平均気温が高いほど遅いという関係がみられた。

#### 資料：温暖化による生物への影響についての文献情報

植物以外の生物に関して、長野県内で温暖化による影響が示唆される、あるいは可能性があると考えられる文献を収集し整理した。

#### 資料：自然史的にみた過去の気候変動について

地球温暖化問題を自然史的観点から捉え、特に第四紀の気候変化と長野県内に知られている現在とは異なる過去の気候の痕跡について文献等をもとに整理した。

# 気候・気象調査編







# 1 気象要素の経年変化

## 1.1 気温の経年変化

### 1.1.1 目的

IPCC<sup>1)</sup>によれば、全世界の年平均気温の昇温率は1906年からの100年間で0.74℃、気象庁<sup>2)</sup>では日本の年平均気温の昇温率は1898年から2007年までの100年間あたりでおよそ1.10℃としている。また、年平均気温の10年あたりの昇温率を期間を分けて計算すると、世界平均では1956年からの50年間で0.128℃/10年、1986年からの20年間で0.177℃/10年となり<sup>1)</sup>、近年になるほどその昇温率が高くなっている。

このように地球温暖化は地球規模の気温上昇傾向としてすでに現れており、近年ほどそれが顕著だといえる。では、この気温の上昇傾向は長野県内ではどのようになっているだろうか。本節では、このことを明らかにするため、長野県内における気温の経年的な変化傾向および昇温率について統計的な解析をおこなったので、その結果について記す。

### 1.1.2 データおよび解析方法

解析に用いたデータは、気象庁年報2006年(CD-ROM)と気象庁ホームページ<sup>3)</sup>から収集した年平均気温、日最高気温年平均値、日最低気温年平均値の累年値および真冬日(日最高気温が0℃未満)日数、冬日(日最低気温が0℃未満)日数、真夏日(日最高気温が30℃以上)日数、夏日(日最高気温が25℃以上)日数、熱帯夜(日最低気温が25℃以上)日数の累年値である。また、気温については月平均気温の累年値も用いた。

解析に利用した観測地点は、長野県の気候特性および観測期間、観測データの品質を考慮し、長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪の気象台および測候所とした。観測地点は図1の通りである。解析対象期間は各地点の観測開始から2006年までとした。

以上のデータを用い、各地点における気温および各種日数の経年変化を記述した。また、気温および各種日数の経年データ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)および各種日数の増減率(10年あたりの増加あるいは減少日数)を求めた。有意差についてはt検定により判定した。また、気温および各種日数のトレンドの有無については、Mann-Kendallの順位相関係数も計算し、その有意差をt検定により判定した<sup>4)</sup>。なお、統計解析には、フリーソフトウェアのR(ver2.6.1)<sup>5)</sup>を使用した。

なお、松本の年平均気温、日最高気温年平均値および日最低気温年平均値は測候所移転のため1935年を境に統計的に切断されており、その前後のデータを連続した値として扱うことができない。したがって、統計解析に際しては1961年以降の値のみを用いて計算を行った。

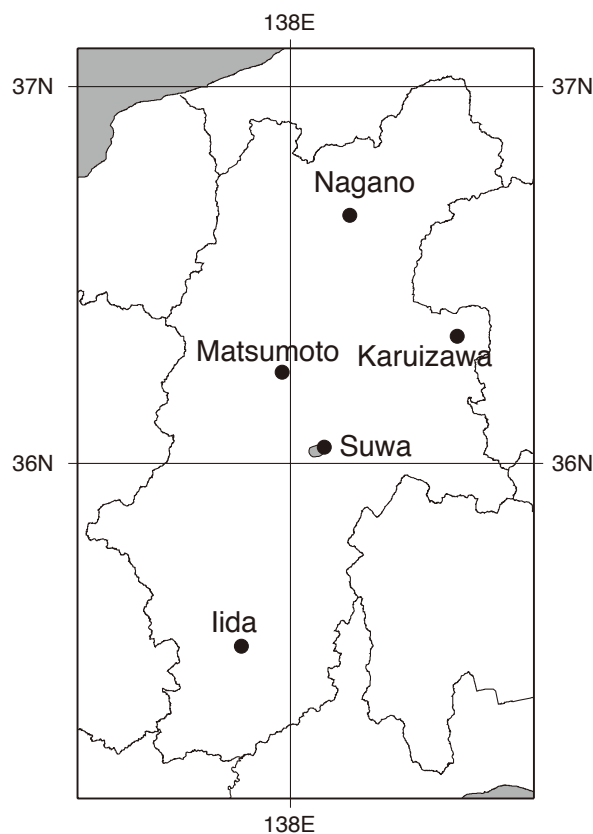


図1 解析地点の分布

### 1.1.3 年平均気温の経年変化

図2には長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪における年平均気温の経年変化と線型トレンドを示した。この図をみると、各地点とも気温は上昇傾向にあり、その中で1980年代半ばのやや低温の時期と、1980年代後半からの急激な気温上昇の時期があることがわかる。

また、表1には、年平均気温の線形トレンドの傾き（10年あたりの昇温率）を期間別に示した。トレンドの計算期間は1901年、1931年、1961年（軽井沢のみ1965年）、1981年からそれぞれ2006年までである。この結果をみても、各地点とも年平均気温は上昇傾向にあり、近年になるほど10年あたりの昇温率が大きいことがわかる。特に1981年以降の気温の上昇は急激であり、昇温率は $0.39^{\circ}\text{C}/10\text{年}\sim 0.61^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ であった。

表1 年平均気温の地点毎・期間毎の線形トレンド ( $^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ )  
\*\*\*: 0.1%で有意, \*: 5%で有意

	1901-2006	1931-2006	1961-2006	1981-2006
長野	0.12***	0.16***	0.21***	0.39*
松本	-	-	0.29***	0.55***
飯田	0.13***	0.14***	0.23***	0.54***
軽井沢	-	-	0.26***	0.61***
諏訪	-	-	0.30***	0.55***

表2 日最高気温年平均値の地点毎・期間毎の線形トレンド ( $^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ )  
\*\*\*: 0.1%で有意, \*\*: 1%で有意, \*: 5%で有意

	1901-2006	1931-2006	1961-2006	1981-2006
長野	0.04 *	0.07 *	0.19 **	0.54 **
松本	-	-	0.26 ***	0.62 ***
飯田	0.10 ***	0.09 **	0.19 **	0.56 ***
軽井沢	-	-	0.25 **	0.65 ***
諏訪	-	-	0.25 ***	0.54 **

表3 日最低気温年平均値の地点毎・期間毎の線形トレンド ( $^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ )  
\*\*\*: 0.1%で有意, \*: 5%で有意

	1901-2006	1931-2006	1961-2006	1981-2006
長野	0.17***	0.22***	0.22***	0.38*
松本	-	-	0.34***	0.57***
飯田	0.16***	0.18***	0.29***	0.57***
軽井沢	-	-	0.34***	0.75***
諏訪	-	-	0.33***	0.64***

同様に、日最高気温年平均値および日最低気温年平均値の経年変化と線形トレンドを図3および図4に、それぞれの10年あたりの昇温率を表2および表3に示した。日最高気温および日最低気温年平均値も年平均気温とほぼ同様の経年変化を示していた。また、いずれも上昇傾向にあり、年平均気温と同様に近年ほど10年あたりの昇温率は大きかった。特に1981年以降の昇温率は多くの地点で年平均気温よりも大きく、日最高気温年平均値では $0.54^{\circ}\text{C}/10\text{年}\sim 0.65^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ 、日最低気温年平均値では $0.38^{\circ}\text{C}/10\text{年}\sim 0.75^{\circ}\text{C}/10\text{年}$ であった。

なお、トレンドの有意差については、Mann-Kendall の順位相関係数を用いて検定を行ってもほとんど同じ結果となった。

以上のように、長野県内の気温に関する経年変化とトレンドについて解析した結果、県内のいずれの地点においても、100年から数十年のタイムスケールで昇温傾向が確認された。このような昇温傾向は地球温暖化現象の現われと捉えることができる。また、近年になるほど年平均気温の昇温率が大きくなる傾向は、IPCC<sup>1)</sup> や気象庁<sup>6)</sup> で示されている全世界および日本における傾向と一致していた。また、日最高気温と日最低気温の年平均値の昇温率を比較すると、長野および松本における1981年からの昇温率を除けば、すべての地点、期間において日最低気温のほうが大きかった。これは日本の平均的な傾向と一致していた<sup>2)</sup>。

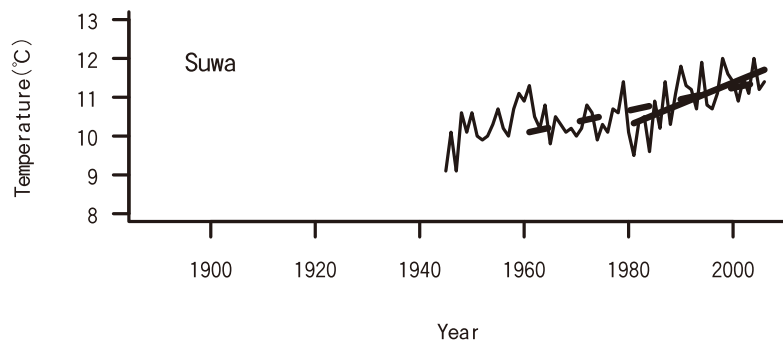
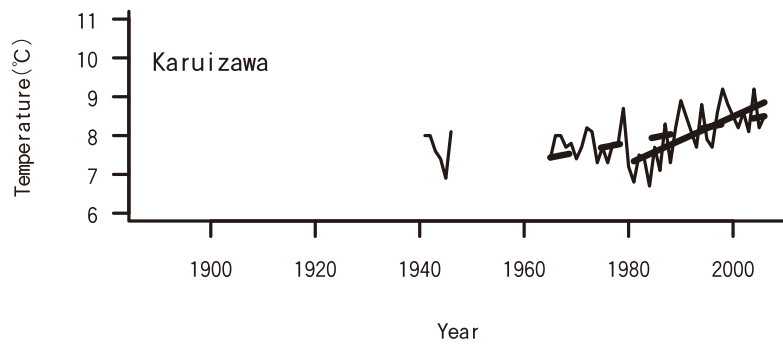
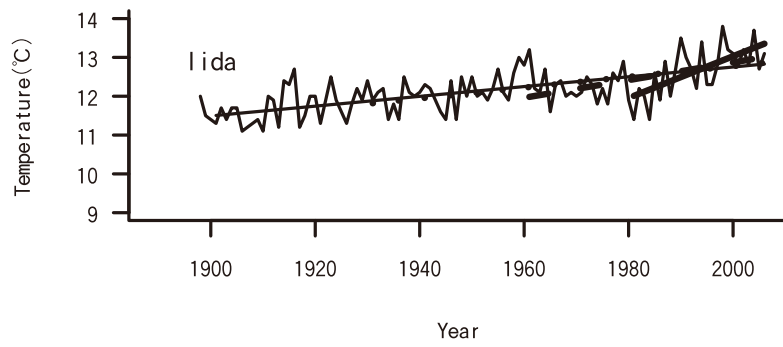
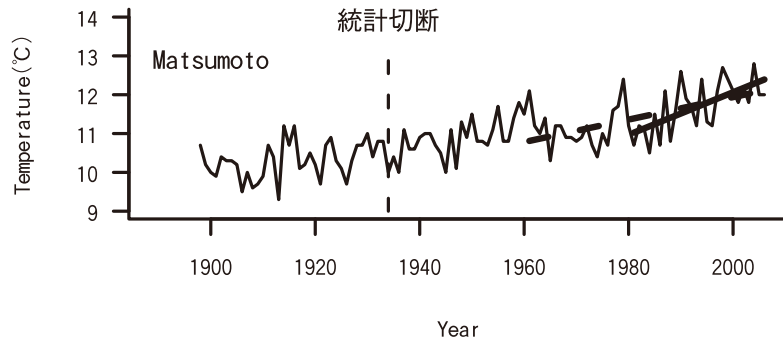
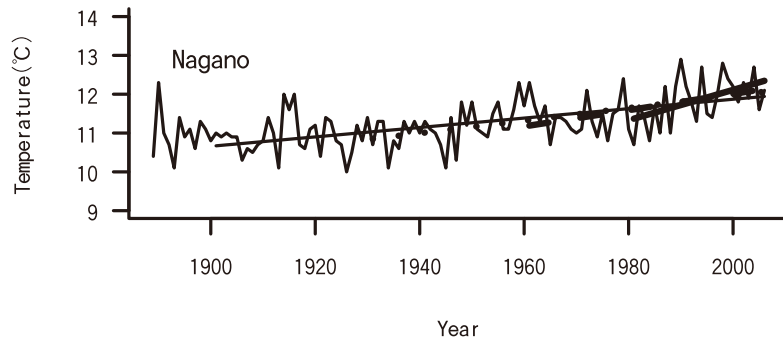


図2 地点別年平均気温の経年変化

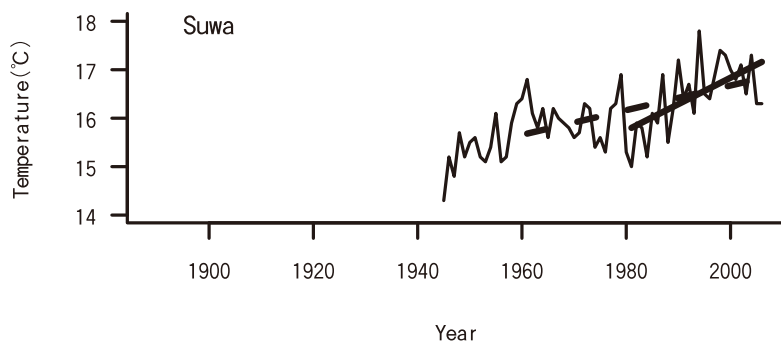
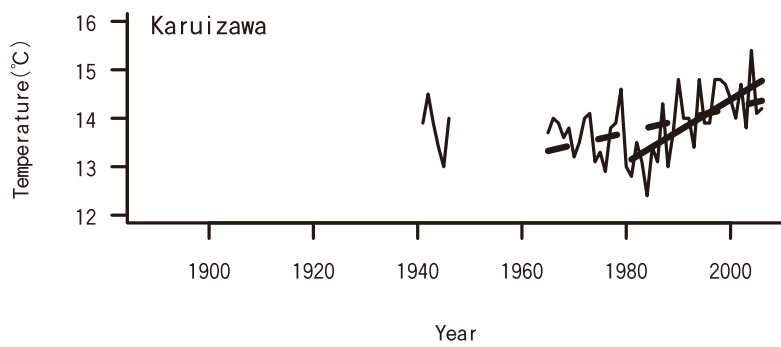
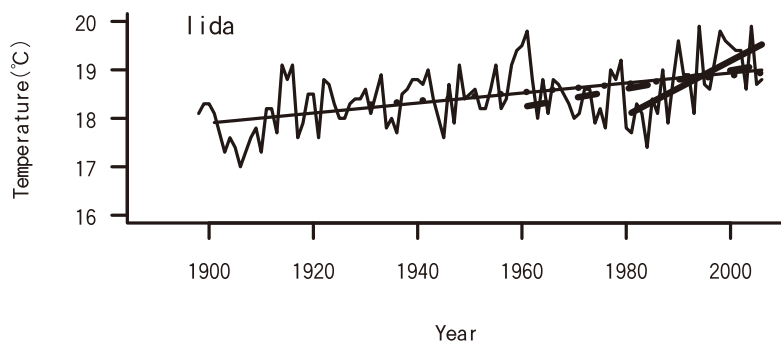
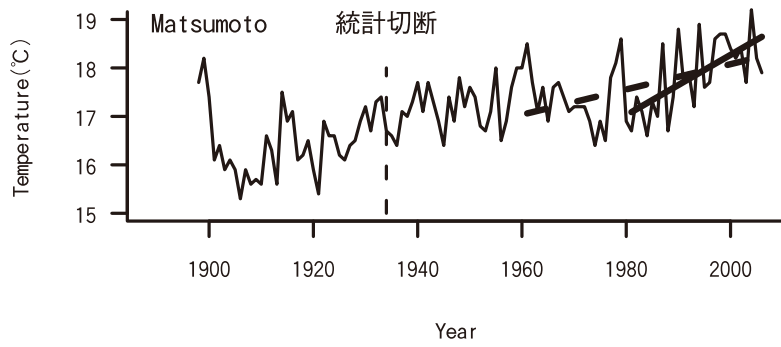
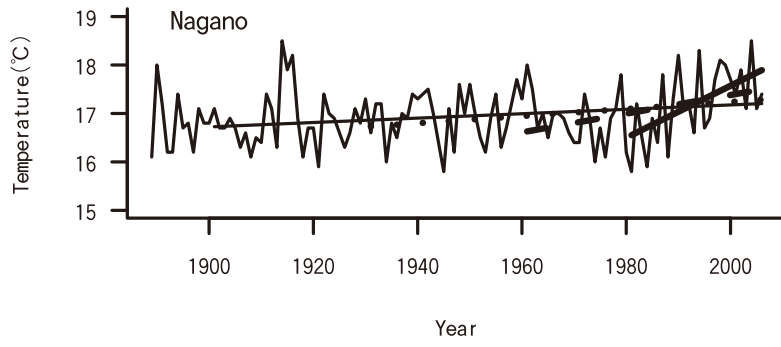


図3 地点別年日最高気温年平均値の経年変化

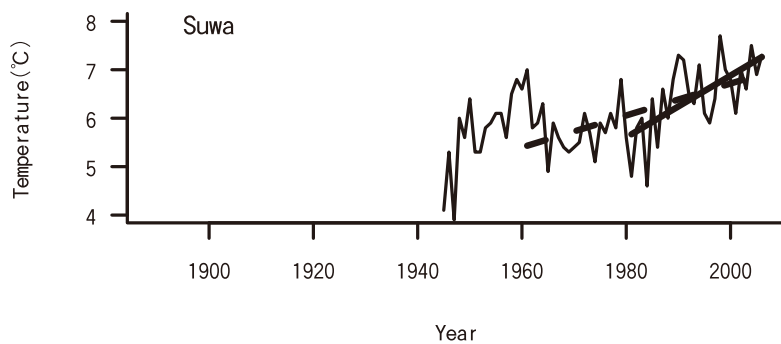
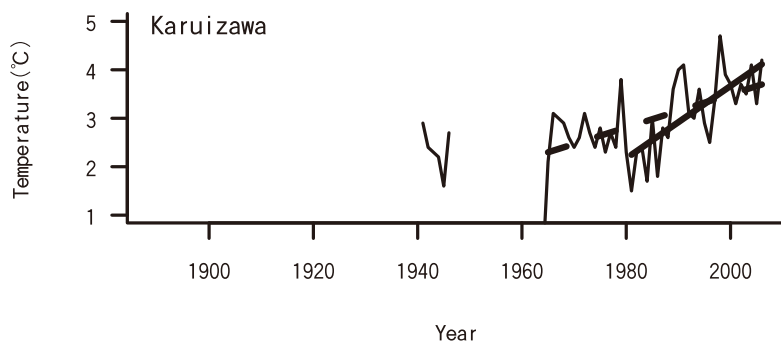
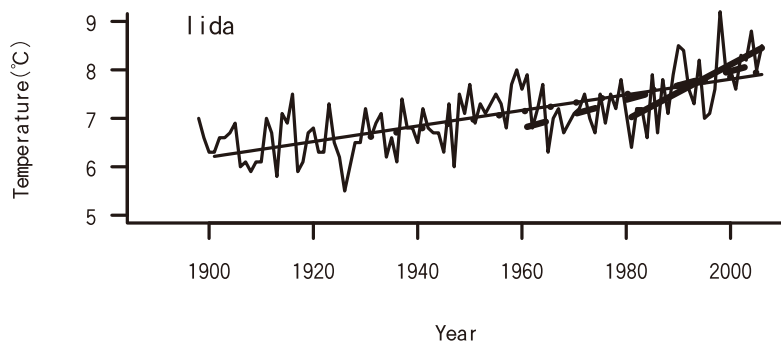
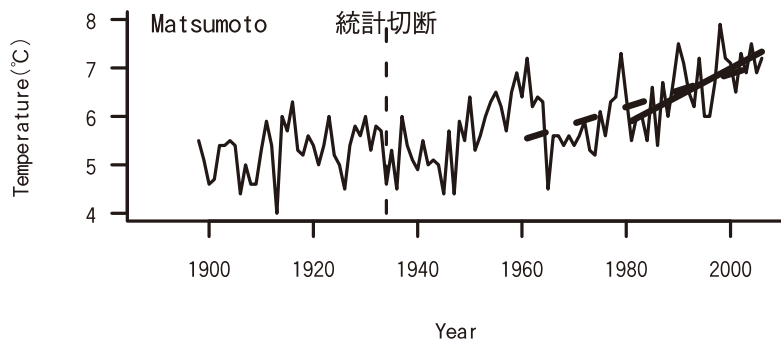
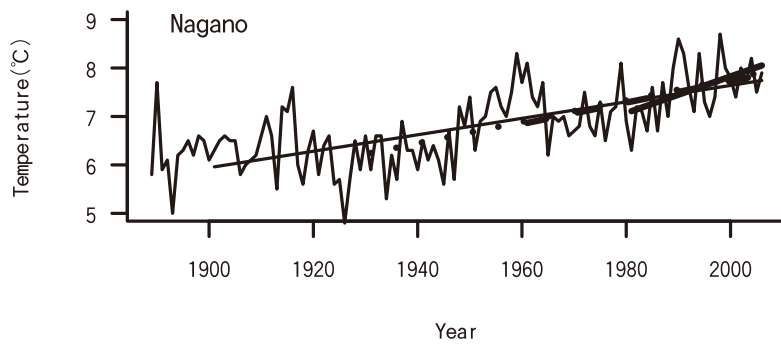


図4 地点別年日低気温年平均値の経年変化

#### 1.1.4 各種日数の経年変化

長野、松本、飯田、諏訪、軽井沢における真冬日、冬日、真夏日、夏日、熱帯夜の年間出現日数の経年変化を図5から図9に示した。図中の線形トレンドは傾きが有意な場合のみ示してある。トレンドの計算期間は、長野、松本、飯田が1931年、1961年、1981年から、軽井沢が1965年、1981年から、諏訪が1961年、1981年から、それぞれ2006年までである。

図5をみると、真冬日日数の経年変化は線形トレンドがほとんど有意ではなく、わずかに松本で1931年から、軽井沢と諏訪で1981年から減少傾向となっていた。ただし、トレンドは認められなくても、5地点とも1980年代後半以降の真冬日日数はそれ以前の期間と比較して少なかった。

冬日日数の経年変化（図6）は各地点とも減少のトレンドが認められた。長野、松本、飯田では、解析開始期間を1931年および1961年としても減少傾向となった。その減少率は、長野では10年あたり約3日、松本では10年あたり約2.5日から3.5日、飯田では10年あたり約2日から約4日となり、近年になるほど減少率が大きかった。しかし、1981年を開始期間とした場合には減少傾向は有意とはならなかった。一方、軽井沢では1981年、諏訪では1961年を解析開始期間とすると減少傾向となった。軽井沢の場合は減少率が10年あたり約6.5日、諏訪の場合は約4日であった。

真夏日日数の経年変化（図7）は、長野、軽井沢、諏訪では有意なトレンドが認められなかった。一方、松本では1961年と1981年、飯田では1981年を解析開始期間とすると増加のトレンドとなった。松本では1961年からの増加率は10年あたり約4日、1981年からの増加率は約10日であった。飯田においても1981年からの増加率は10年あたり約10日であった。

夏日日数の経年変化（図8）はいずれの地点においても増加のトレンドが認められた。10年あたりの増加率は、長野では1981年からの約7日、松本では1931年、1961年、1981年からそれぞれ約1.5日、約3日、約9日となった。飯田では1961年からの約2.5日、1981年からの約8.5日となった。軽井沢では1965年からの約4日、1981年からの約9.5日、諏訪では1961年からの約3.5日、1981年からの約8日となった。いずれも近年になるほど増加率は大きくなる傾向があった。

熱帯夜は長野と松本にしか現れず、その出現日数の経年変化（図9）は両地点とも1931年から増加のトレンドが認められたが、その10年あたりの増加率は非常に小さかった。

以上の結果と気温との関係を考えると、日最高気温の上昇トレンドは真夏日日数や夏日日数の増加、真冬日日数の減少を招き、一方、日最低気温の上昇トレンドは冬日日数の減少と熱帯夜日数の増加を招くものと考えられる。日本の地球温暖化のバックグラウンド地点である17ヶ所においても、真夏日日数はわずかながら増加、冬日日数は減少、熱帯夜日数は増加傾向にあり<sup>2)</sup>、県内における各種日数の増減傾向は全国的な傾向と一致していた。

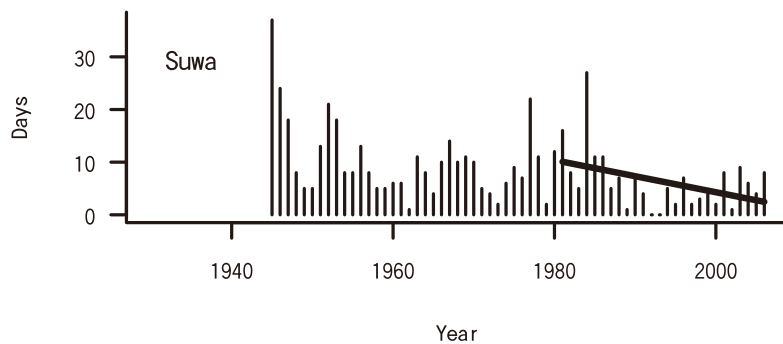
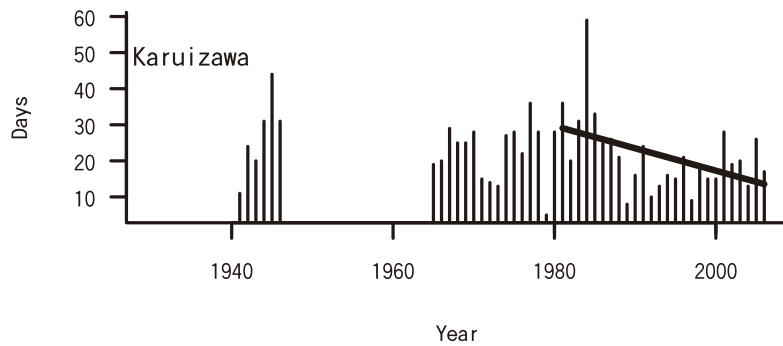
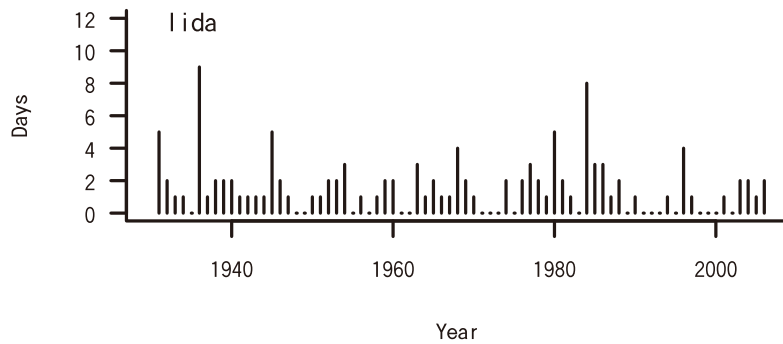
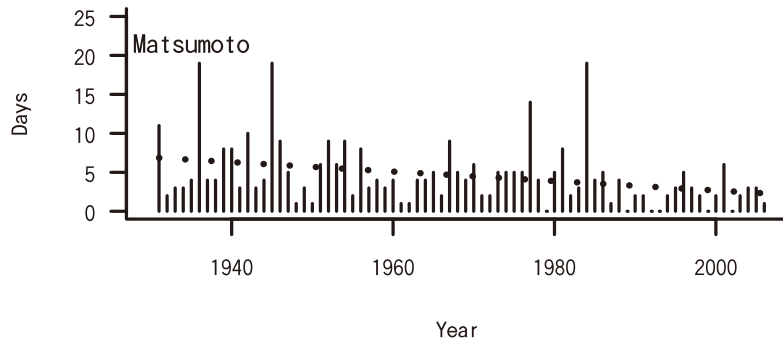
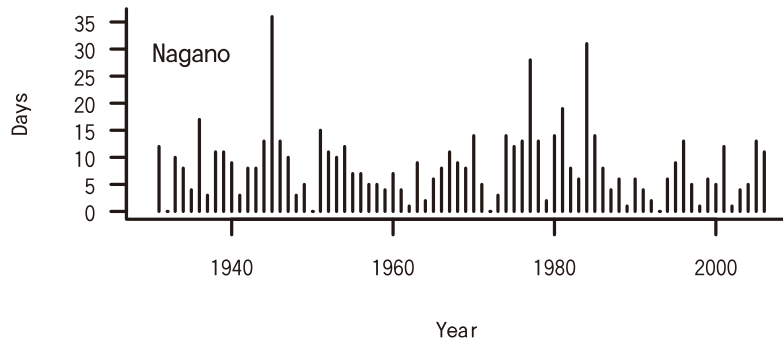


図5 真冬日数の経年変化



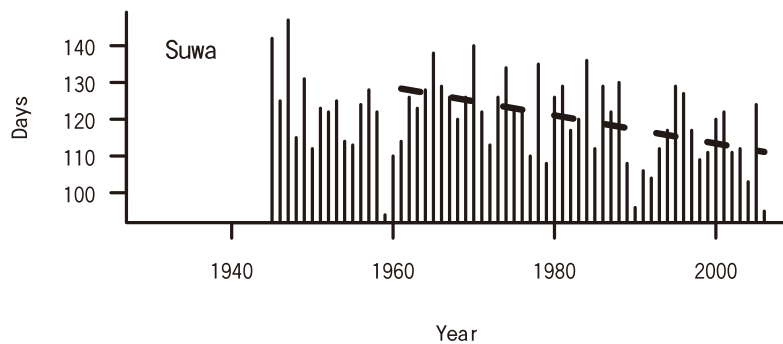
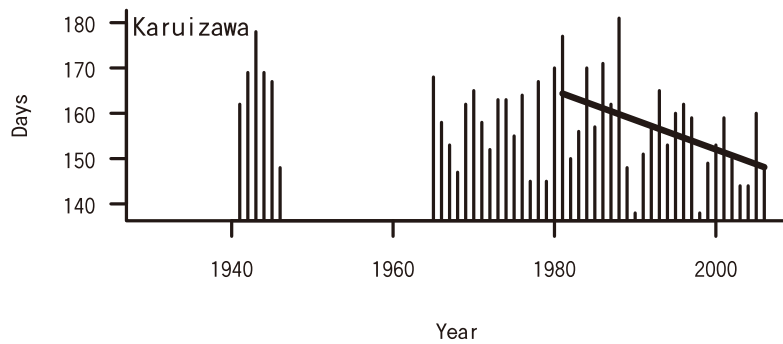
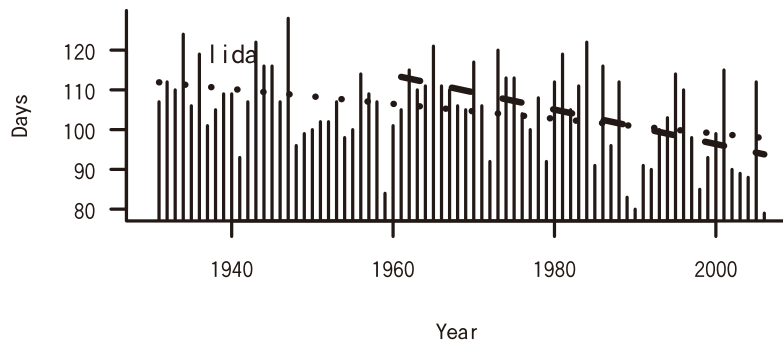
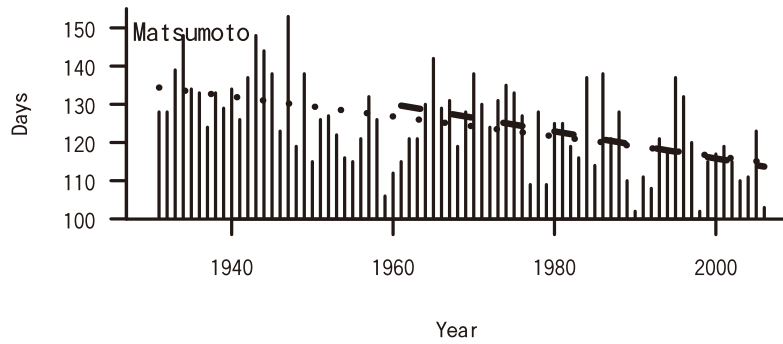
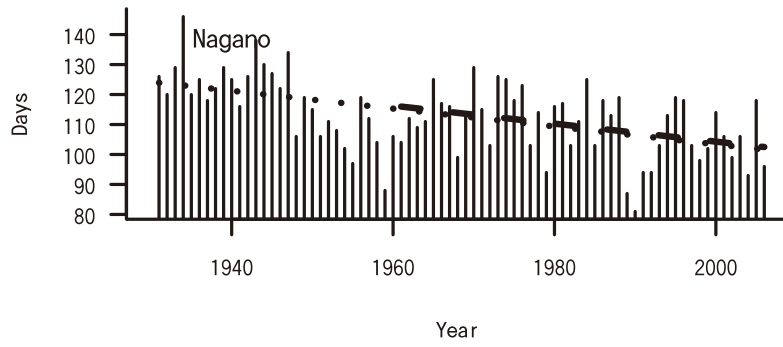


図6 冬日日数の経年変化

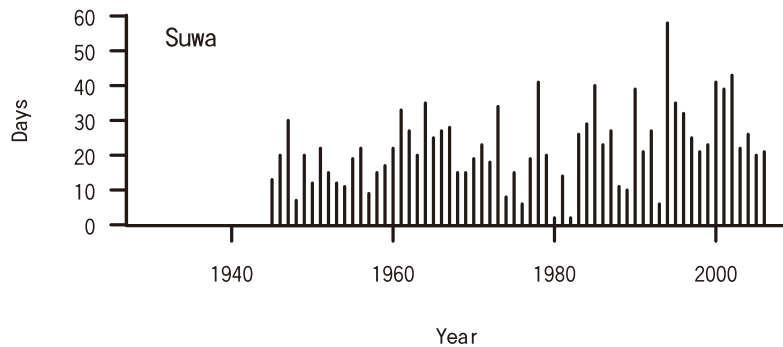
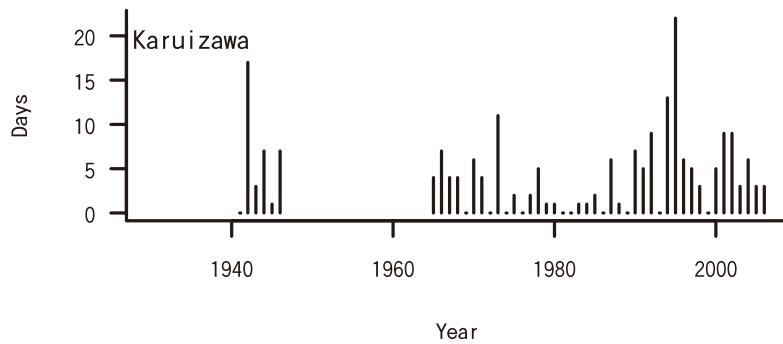
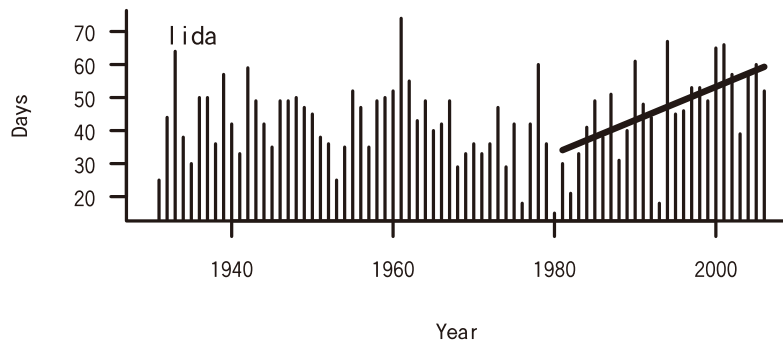
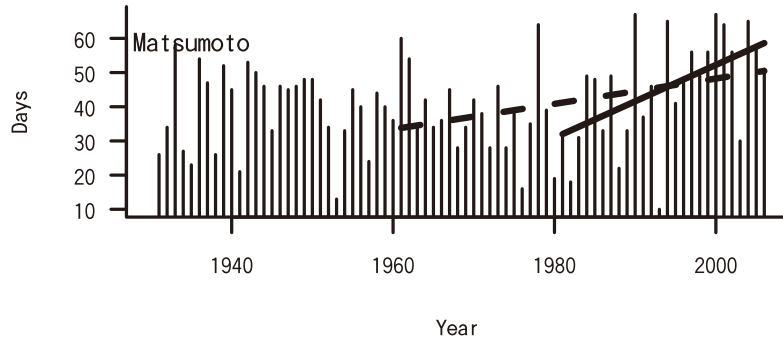
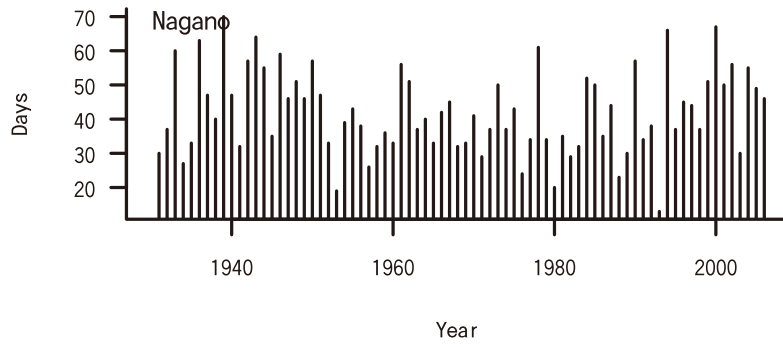


図7 真夏日日数の経年変化

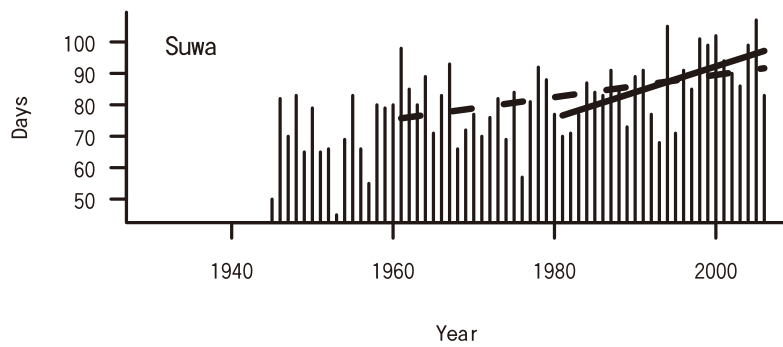
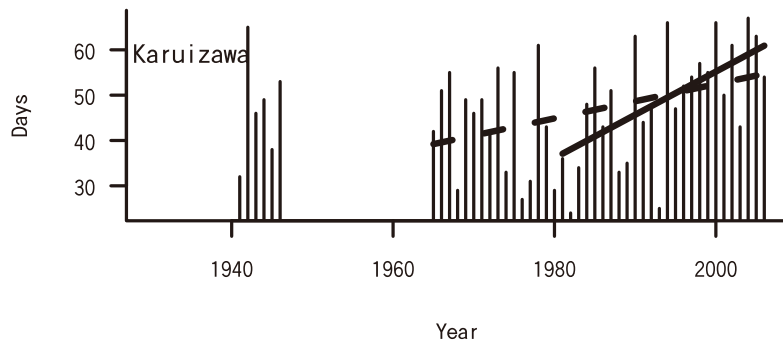
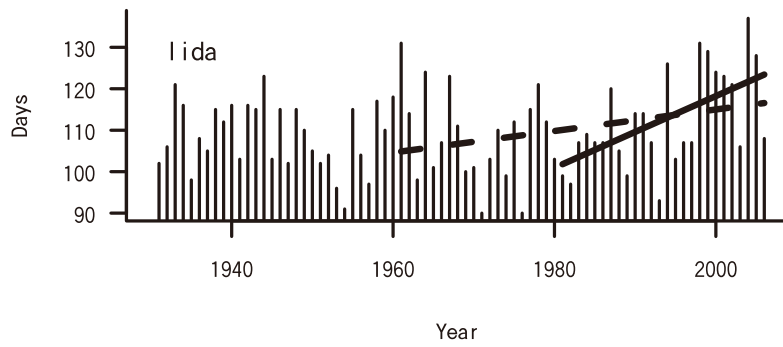
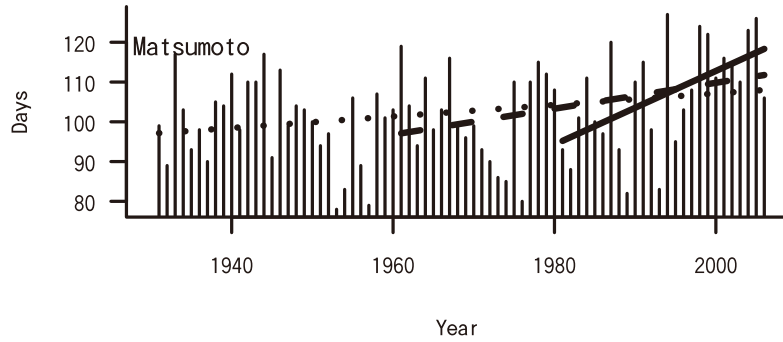
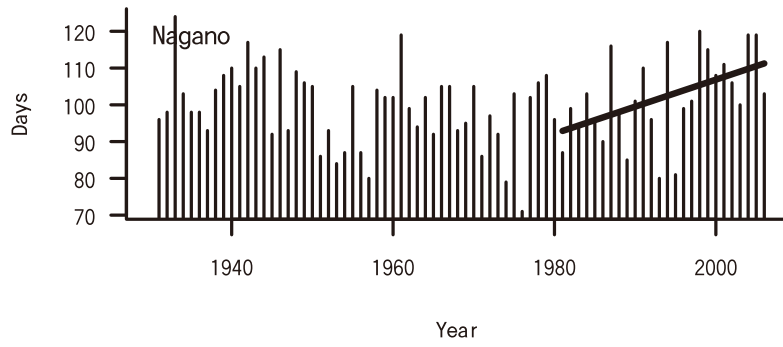


図8 夏日日数の経年変化

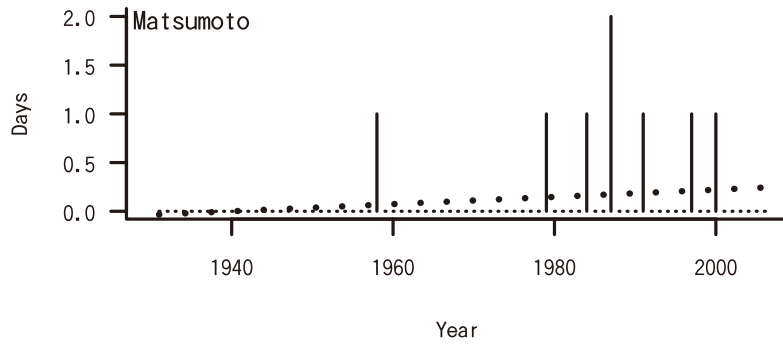
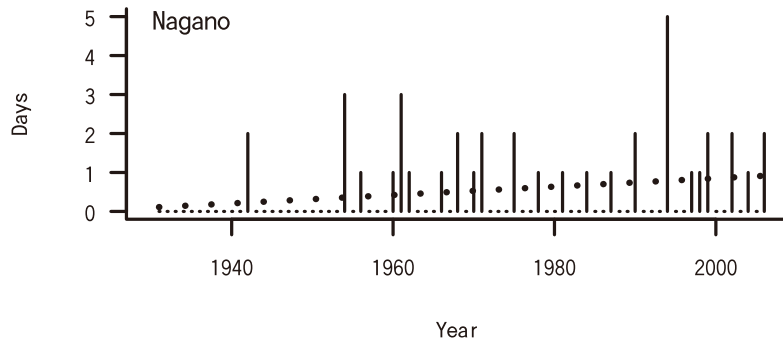


図9 熱帯夜日数の経年変化

### 1.1.5 月別の昇温率

年平均気温の上昇傾向を月別に明らかにするため、各地点における月平均気温の経年変化から、最小二乗法により10年あたりの月別昇温率を求めた(図10)。昇温率の計算期間は地点によって異なり、長野、松本、飯田では、1901年、1931年、1961年、1981年からそれぞれ2006年までの4通り、軽井沢と諏訪では、1961年(ただし、軽井沢は1965年)、1981年から2006年までの2通りとした。各地点とも、1901年、1931年、1961年(軽井沢は1965年)からの10年あたりの昇温率はおおむね0.2℃から0.4℃の幅におさまり、明瞭な季節変化は見られなかった。一方、1981年からの昇温率は季節変化が明瞭であり、いずれの地点においても2月、6月、10月にピークが現れ、そのときの昇温率はおおよそ0.6℃以上と大きかった。

このような月別昇温率の季節変化の特徴は、地球温暖化のバックグラウンド地点においても同様であり、その大きさも1981年以降が0.6℃前後<sup>7)</sup>と類似していた。

### 1.1.6 今後の課題

気象庁は比較的都市化の影響の少ない地点を全国から17地点選び、それらの値を平均して地球温暖化のバックグラウンド気温を算出している<sup>6)</sup>。しかし、気象庁も認めているように、この17地点においても都市化の影響を完全に排除することはできない。この17地点の中には長野と飯田の観測地点も含まれており、それらの観測場所を確認するといずれも都市の中に存在していることがわかる。

都市ではヒートアイランド現象が生じ、都市の気温を上昇させることが知られている<sup>8)</sup>。長野市では、榊原・伊藤<sup>9)</sup>によりヒートアイランド現象が確認されている。また、飯田ではヒートアイランド現象は確認されていないものの、観測地点周囲の土地利用から推測するとヒートアイランド現象は生じている

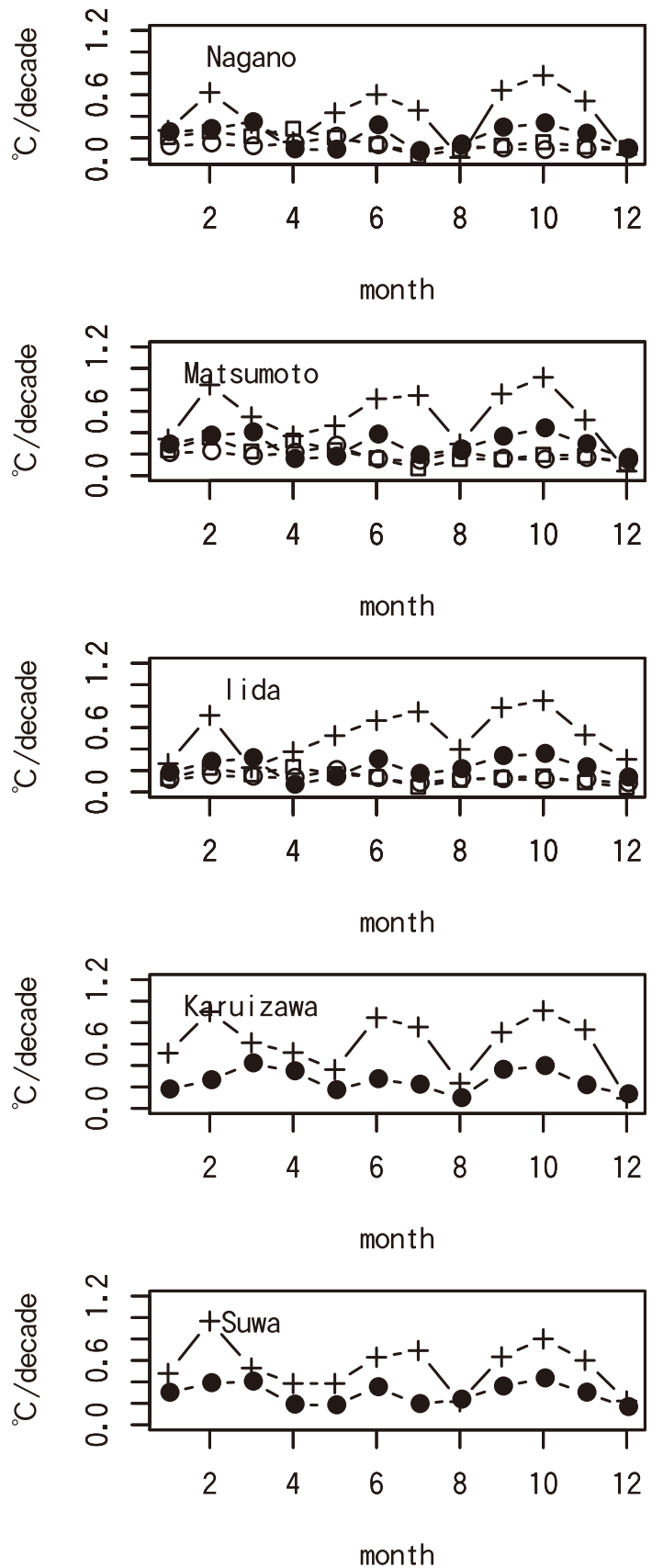


図10 地点別の月別昇温率  
 (○:1901-2006, □:1931-2006)  
 (●:1961-2006, +:1981-2006)

ものと予想される。このため、長野および飯田における気温データに都市化の影響が含まれていないとは言いきれない。また、本報告書で解析対象とした松本、軽井沢、諏訪においても長野や飯田と同様に都市化あるいは周辺環境の変化の影響を受けている可能性はある。今後は各観測地点における都市化や周辺環境変化による昇温量を評価する必要があると考えられる。

#### 参考文献

- 1) IPCC (2007) Climate change 2007 : The physical science basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the IPCC. Cambridge University Press. 996pp.
- 2) 気象庁 (2008) 気候変動監視レポート 2007.90pp.
- 3) 気象庁ホームページ : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 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. 107pp.
- 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) 気象庁 (2005) 異常気象レポート 2005. 374pp.
- 7) Fujibe, F., Yamazaki, N., Kobayashi, K. and Nakamigawa, H. (2007) Long-term changes of temperature extremes and day-to-day variability in Japan. 気象研究所研究報告 58 : 58-63.
- 8) 河村 武編 (1979) 都市の大気環境. 東京大学出版会. 185pp.
- 9) 榊原保志・伊藤由香 (1998) 長野市における夜間気温分布と天空率, 風の関係. 地理学評論 71A : 436-443.

## 1.2 最大積雪深の経年変化

### 1.2.1 目的

「最近、雪が減った」、「雪が減ったのでイノシシが北上している」など雪の減少に関する話をよく耳にする。また、近年の気温の上昇傾向に伴い降雪量が減少するという予測もある<sup>1-3)</sup>。そこで、本節では、長野県内における最大積雪深のデータを用いて、積雪深のトレンドの有無と積雪深と気温との関係について解析を行った。なお、本節の内容は長野県自然保護研究所の研究プロジェクト「野生動物の農林業被害対策と保護管理体制を考えるために」<sup>4)</sup>に掲載されている「近年の長野県における最大積雪深の変動」に最新のデータを加えて一部加筆修正した内容である。

### 1.2.2 データおよび解析方法

積雪に関するデータは種々あるが、ここでは一冬（2007年の冬とは、2006年から2007年にかけての冬季という意味である）の間で最も深い積雪深として定義される最大積雪深（cm）を利用することとした。最大積雪深（年最深積雪）は降雪の変化を表す指標とされており<sup>6)</sup>、地球温暖化に伴う積雪の経年変化を捉えるうえで適切な指標である。

解析に利用した地点は、前節の気温と同じ長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪である。解析開始年は長野が1893年、松本と飯田は1899年、軽井沢は1965年、諏訪は1963年であり、それぞれ2007年までとした。これらのデータは長野地方気象台の資料<sup>6)</sup>、松本測候所百年誌編集委員会編<sup>7)</sup>の資料および気象庁ホームページ<sup>8)</sup>よりダウンロードした。以上のデータを用いて、最大積雪深の経年変化の記述およびトレンドの有無について解析を行った。トレンドの有無の有意差については、最小二乗法により線形回帰させた回帰係数およびMann-Kendallの順位相関係数について、それぞれt検定により判定した。

また、最大積雪深と気温との関係を明らかにするため、各地点における12月から2月までの期間平均気温を最大積雪深の観測開始年から2007年まで整備した。気温のデータは、気象庁観測年報2006年（CD-ROM）の累年値および気象庁のホームページ<sup>8)</sup>からダウンロードしたものを利用した。ただし、諏訪の最大積雪深のデータは1997年と1998年の間で観測施設が移転したため統計が不連続となっているが、本節の解析においては連続しているものとして利用した。

### 1.2.3 最大積雪深の経年変化

長野、松本、飯田、軽井沢、諏訪における最大積雪深の経年変化を図11に示した。いずれの地点も単調に増加あるいは減少しているような傾向はみられず、また年による変動が非常に大きいのが特徴的である。最大積雪深の最大値は長野で1947年の80cm、松本で1946年の78cm、飯田で1928年と2001年の56cm、軽井沢で1998年の72cm、諏訪で2001年の69cmであった。

地点毎に1901年－2007年、1931年－2007年、1961年－2007年（ただし、軽井沢は1965年、諏訪は1962年から）、1981年－2007年の期間におけるトレンドの解析を行った。その結果、飯田の1961年－2007年の期間のみで有意な増加トレンド（5%で有意）が見られた（図中の直線）。その他の期間、地点においては有意なトレンドは認められなかった。なお、トレンドの有意差については、Mann-Kendallの順位相関係数を用いて検定を行ってもほとんど同じ結果となった。

また各地点における最大積雪深の相関行列を表4に示した。長野は軽井沢との相関が高かった以外はあまり高くなかった。松本は飯田、軽井沢、諏訪との相関が高く、飯田は諏訪との相関が高い。軽井沢と諏訪の相関も高かった。この結果は、長野とそれ以外の地点とで最大積雪深の経年変化傾向が異なることを示唆しており、長野県内における降雪時の気圧配置パターンとそれによる積雪深分布の特徴と類似の関係にあると

考えられる。一般的に、長野を含む県北部は冬型の気圧配置時に降雪がみられるのに対し、県の中南部は南岸低気圧の通過に伴い降雪がみられ、この違いが県内の積雪深分布に影響を与えている<sup>9)</sup>。一方、長野を含む県北部の積雪深の変動傾向は必ずしも日本海での大雪や少雪と一致しない例<sup>4)</sup>や長野における冬季降水量の年々変動は表日本気候と相関がある<sup>10)</sup>という解析結果もある。以上より長野県全域における積雪深の変動は冬季の季節風より南岸低気圧の影響の方が大きいと考えられる。

地球温暖化により日本海側の降雪量が減りつつあり、将来予測からもそうした傾向を示す研究結果が出ている<sup>3)</sup>。こうしたことと関連して、日本海側地域の冬季の降水量（降雪）の年々変動は北西季節風の強弱を示す指標と関連させた解析が多い<sup>11,12)</sup>。しかし、上述の通り、長野県の場合、最大積雪深の経年変化は南岸低気圧の通過頻度や経路、発達などの指標の経年変化と関連させて検討する必要があると考えられる。

#### 1.2.4 最大積雪深と気温の関係

気温の上昇により降雪量が減少するという予測<sup>12)</sup>や、最大積雪深と12-2月の平均気温の関係が負の相関関係にあり、冬季の気温上昇と積雪深の減少との関係が指摘されている<sup>13-15)</sup>。また、前節で示したとおり、長野県内における近年の気温は上昇傾向にある。そこで、積雪深と気温との関係を明らかにするため、最大積雪深と12月-2月の平均気温との関係を調べた。その結果、長野と飯田では有意な負の相関（長野： $r = -0.43$ ,  $p < 0.001$ , 飯田： $r = -0.24$ ,  $p < 0.05$ ）がみられた（図

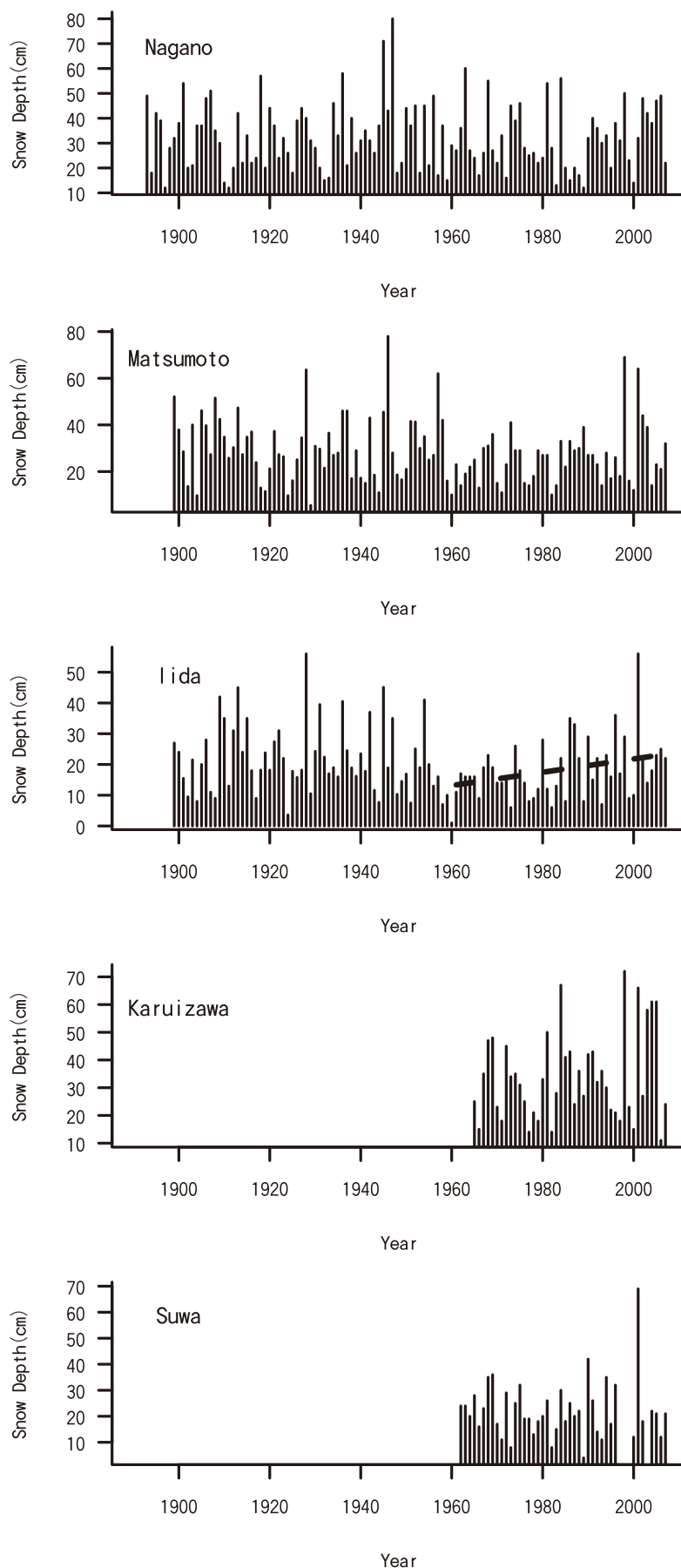


図 11 最大積雪深の経年変化



表4 最大積雪深の地点間における相関関係  
 \*\*\*: 0.1 %で有意, \*\*: 1 %で有意, \*: 5 %で有意

	長野	松本	飯田	軽井沢	諏訪
長野	-	0.22*	0.23*	0.46**	0.22
松本	-	-	0.53***	0.60***	0.57***
飯田	-	-	-	0.40**	0.73***
軽井沢	-	-	-	-	0.59***
諏訪	-	-	-	-	-

12). 松本, 軽井沢, 諏訪では無相関だった.

長野と飯田のみで負の相関がみられ, その他の地点でみられなかったという特徴は, 冬型気圧配置時に降雪がみられる地域(長野と飯田)とみられない地域と対応している. この考え方が正しいとすれば, 冬型気圧配置時に降雪のみられる地域では気温の上昇によって積雪深が減少する可能性があると考えられる.

### 1.2.5 今後の課題

以上のような結果から, 最近, 長野県内において雪が減少してきたとは現段階では言い切れない. むしろ, 近年の飯田のように増加傾向を示す地点さえあることもわかった. また, 2006年の豪雪(平成18年豪雪)と翌年の少雪のように, 積雪深は年によって大きく変動し, また場所によってもその変動傾向が異なっている. つまり, 地球温暖化が県内の積雪深へおよぼす影響は単純ではないといえる. 一方で, 長野や飯田のように気温の上昇と積雪深の減少の関連が示唆された地点もあった. 今後は県内の積雪深分布と気圧配置との関係について事例解析を重ねながら, 気圧配置パターンの年々変動やその変動要因として考えられる北極振動<sup>16)</sup>やアジアモンスーンの強化<sup>17)</sup>との関連を探ることが必要だと考えられる. 特に, 県内の積雪深に大きな影響をおよぼすであろう南岸低気圧に焦点を絞った解析が重要と考えられる.

### 1.2.6 謝辞

長野地方気象台には資料を提供していただきました. ここに記して謝意を表します.

### 参考文献

- 1) 小川真由美・野上道男(1997)温暖化が冬季の降雪量に与える影響. 水文・水資源学会誌 10: 79-86.
- 2) 井上 聡・横山宏太郎(1998)地球環境変化時における降積雪の変動予測. 雪氷 60: 367-378.
- 3) Inoue, S. and Yokoyama, K. (2003) Estimates of snowfall depth, maximum snow depth, and snow pack environments under global warming in Japan from five sets of predicted data. 農業気象 59: 227-236.
- 4) 長野県自然保護研究所(2004)野生動物の農林業被害と保護管理体制を考えるために. 72pp.
- 5) 気象庁(2005)異常気象レポート2005. 374pp.

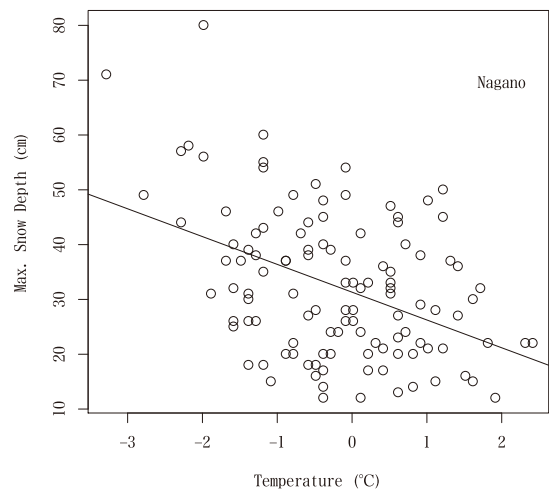


図12 12月から2月の平均気温と最大積雪深との関係

- 6) 長野測候所 (1953) 長野県気象累年報 (明治 22 年～昭和 27 年).
- 7) 松本測候所百年誌編集委員会編 (1998) 松本の気象百年. (財) 日本気象協会長野センター. 174pp.
- 8) 気象庁ホームページ : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 9) 長野地方気象台編 (1988) 信州の気候百年誌. 長野地方気象台. 260pp.
- 10) 田坂郁夫 (1988) 冬季降水量変動の地域性について. 地理学評論 61 : 485-495.
- 11) 松村伸治・謝 尚平 (1998) 日本列島および日本海上の経年気候変動に及ぼす冬季季節風の影響. 天気 45 : 781-791.
- 12) 高橋信人 (2000) 日本海側地域における冬季降水量の年々変動の地域性. 季刊地理学 52 : 272-282.
- 13) 安成哲三・森永由紀 (1991) 地球温暖化により十日町の雪は減る? 気候学・気象学研究報告 16 : 5-11.
- 14) 歌岡功太郎・中村 勉・太田岳史 (1996) 盛岡における過去 71 年間の冬期の気温, 降水量並びに積雪変動について. 東北地域災害科学研究 32 : 1-7.
- 15) Nakamura T. and Abe O. (1998) Variation in amount of snow, winter precipitation and winter air temperatures during the last 60 years in Shinjo, Japan. Report of the National Research Institute for Earth and Disaster Prevention 58 : 1-14.
- 16) 山崎孝治 (2004) 北極振動の概要. 気象研究ノート 206 : 1-9.
- 17) 川村隆一・小笠原拓也 (2007) 平成 18 年豪雪をもたらしたラージスケールの大気循環場の特異性—過去の豪雪年との比較—. 雪氷 69 : 21-29.

## 2 気候変動の監視体制の構築

### 2.1 山岳地における気象観測

#### 2.1.1 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く<sup>1)</sup>、特に山頂付近では自由大気と高い相関を持つ<sup>2)</sup>ことから、バイアスなしで気候変動を監視するには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、世界各地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<sup>3,6)</sup>、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。今後は山岳地における地球温暖化予測の検証用データとしてもその重要性は増してくると思われる。

また、山岳地の中でも特に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<sup>7)</sup>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<sup>8,9)</sup>もあり、生態系の保全という観点からも、高山帯において気候変動の実態把握が必要になると考えられる。

長野県は山岳県でありかつ高山帯を広く有している。このことから、当所では、地球温暖化などの気候変動の監視および気候変動による高山帯への影響把握のため、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することとした。本節ではこれまで実施してきた観測等の概要と観測結果の事例について紹介し、今後の展望について述べたい。

#### 2.1.2 観測の概要

長野県は南北に長く、県の北部と南部とでは気候環境が大きく異なる。県北部は日本海側の影響、県南部は太平洋側の影響を受けやすい<sup>10)</sup>。このため、山岳地での気象データの取得に際しては、気候環境の差異についても考慮する必要があると考えた。その結果、北部と南部およびその中間点の3ヶ所において気象データの取得を行うこととし、北部の代表点として飛騨山脈北部の八方尾根、南部の代表点として木曾山脈の木曾駒ヶ岳、中間点として飛騨山脈南部の乗鞍岳を選定した。

一方、山岳地の積雪深データは地形や風の影響により空間代表性を確保するのが難しい。こうしたことから山岳地における積雪深の観測地点は、国内では防災科学技術研究所の観測施設<sup>11)</sup>や一部のAMeDAS以外はほとんどなく、AMeDASにおいても長野県内では菅平のみである。これらの観測地点は比較的標高が高く(1000m以上)、地形的に平坦な場所であることが多い。そこで、山岳地の積雪深観測地点として、当所の飯綱庁舎がある長野市飯綱高原(標高約1000m)を選び、積雪深観測を開始することにした。

これらの観測地点を図13、観測項目等を表5に示した。以下に、観測地点の概況やデータの取得状況などについて記す。

##### (a) 八方尾根

八方尾根の観測施設は白馬山麓から唐松岳へ伸びる主尾根の標高1850mの地点に位置している。ここには国設の八方尾根酸性雨測定所があり、酸性沈着物、ガス状物質に加えて気象データ(気温、降水量、日射量、風)の観測が行われている。本節ではそのうち2000年8月以降の月平均気温を利用した。

##### (b) 木曾駒ヶ岳

木曾駒ヶ岳の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)に位置している。ここ

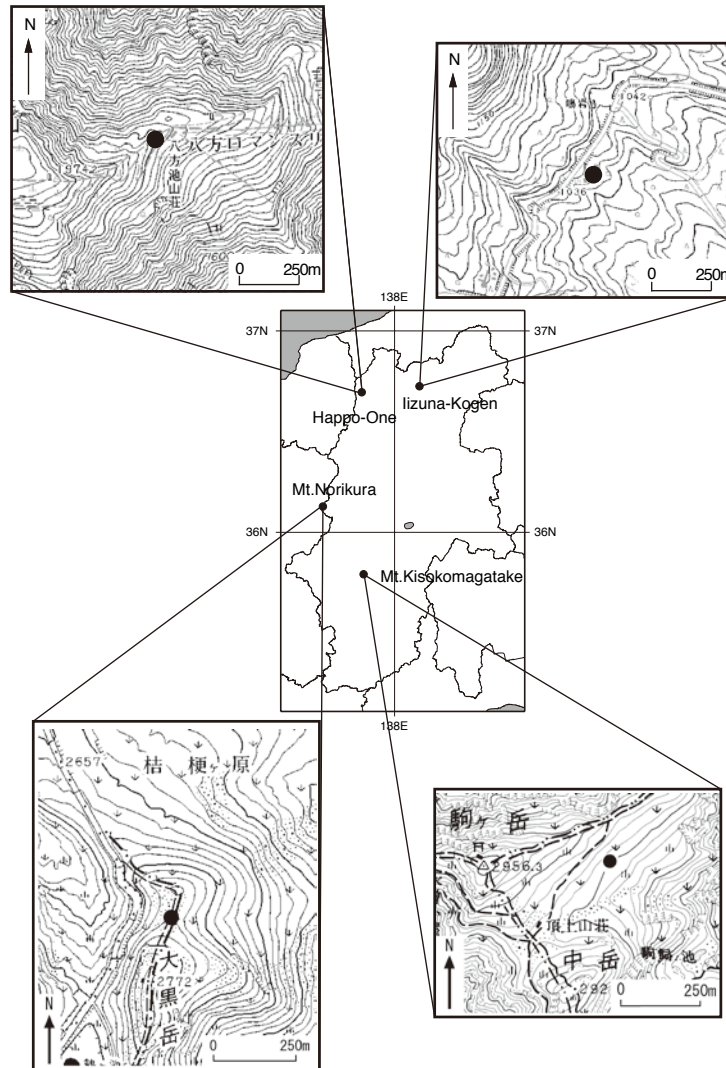


図 13 山岳気象観測地点。●：気象観測地点

表 5 観測地点および観測項目

	緯度	経度	標高	観測項目	観測開始年
八方尾根	36° 42' N	137° 48' E	1850m	気温	2001年
木曾駒ヶ岳	35° 47' N	137° 48' E	2850m	気温	1996年
乗鞍岳	36° 07' N	137° 33' E	2730m	気温	2000年
飯綱高原	36° 43' N	138° 09' E	1030m	気温, 積雪深	2002年

では、GENET という研究グループが、地球温暖化によるツンドラ生態系への影響予測のために開始されたプロジェクト (ITEX : International Tundra Experiment)<sup>12)</sup> の一環として野外温室効果実験<sup>13)</sup> を1995年から実施している。ここでの実験は OTC (オープントップチェンバー) というアクリル板を用いた擬似温室を高山植物にかぶせ、そのフェノロジーや種組成などの変化を調査するというものである<sup>14,15)</sup>。この野外実験装置の設置に伴い気象観測も開始しており、当所はこの観測施設の維持に1998年から関わっている。ここでは、気温、地温、風、日射量、雨量、土壌水分量などの気象要素が測定されており (観測の詳細については、飯島・浜田<sup>16)</sup> を参照)、本節では1996年7月以降の月平均気温を用いた。

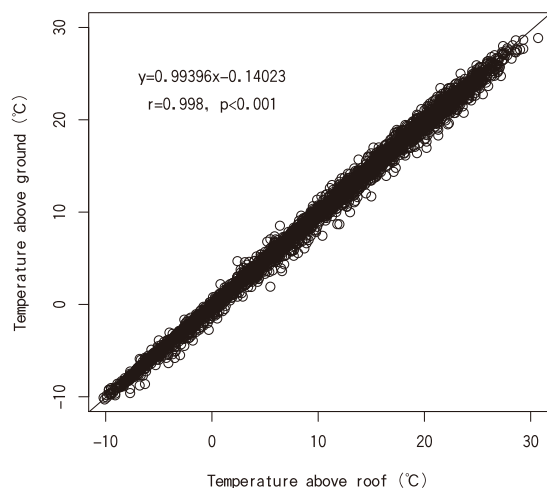


図 14 飯網高原における気温観測値の比較

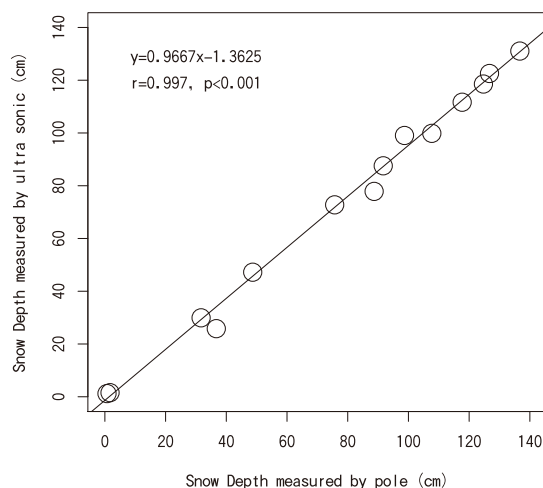


図 15 飯網高原における積雪深観測値の比較

### (c) 乗鞍岳

乗鞍岳は飛騨山脈の南端に位置する火山で複数のピークをもつ。そのピークの一つである大黒岳稜線部の風衝地（標高2730m）において、当所が主体となり気象観測を実施している<sup>17)</sup>。ここでは、気温、地温、風、雨、土壌水分の測定を2000年より行っている（観測の詳細については、飯島・浜田<sup>16)</sup>を参照）。ただし、強風による観測機器の破損や冬季の低温によるバッテリー低下のためデータの欠測が度々起こり、2004年7月以降はデータを取得できていない。現在、観測機器に強風および低温対策を施し、今後の観測に向けて準備しているところである。本節では2000年7月から2004年7月までの月平均気温を用いた。

### (d) 飯網高原

当所の飯網庁舎は長野市にある飯網山南東麓の飯網高原（標高1030m）に位置している。標高は他の3つの地点と比較するとそれほど高くないが、長野県北部にある AMeDAS と比べるともっとも標高の高い観測施設となる。ここで2002年より気温、2003年より積雪深の測定を開始した。その後、2004年6月には気温および積雪深の測定場所と観測方法を変更した。変更する以前は、気温は庁舎屋上の地上高約6mの地点で自然通風式シェルターを用いて測定していた。また、積雪深は庁舎から約50mほど南西にある空地（駐車場として利用。地表面は未舗装）のほぼ中心地点において、午前9時にポールとメジャーを用いて不定期に積雪深を測定していた。2004年6月に、気温の測定には強制通風式シェルターを用いるようにし、積雪深の測定は超音波式積雪深計へと切り替えた。これに伴い、それぞれの観測場所をそれまで積雪深を測定していた空地の林縁部付近へと移動した。この変更に伴う観測値の整合性を確認するため、気温は2005年4月から12月まで、積雪深は2005年の冬から2007年に冬にかけて併行測定を行った。これらの値を比較した結果、気温（図14）および積雪深（図15）ともに非常に高い相関を示した。そこで、本節では観測方法変更前の観測値に回帰式をあてはめ補正を行い、その上で連続したデータとして取り扱っている。さらに、2008年より、日射量、気圧、降水量の測定を開始しており、今後は湿度、風の測定を開始する予定である。

#### 2.1.3 観測結果の事例

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。ここでは、気象庁<sup>18)</sup>に準じ、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とし、この値を用いて八方尾根、木曽駒ヶ岳、乗鞍岳における月平均気温値を整理した。3地点のデータが重複している2003年でみると、年平均気温は、八方尾根が3.6℃、木曽駒ヶ岳が-1.3℃であった。また、最暖月（8月）の月平均気温は、八方尾根が15.4℃、



木曾駒ヶ岳が10.2℃，乗鞍岳が11.3℃であった。一方，最寒月（1月）の月平均気温は八方尾根が-9.2℃，木曾駒ヶ岳が-15℃であった。3地点における月平均気温の経年変化を図16に示す。この結果からは山岳地における気温の上昇傾向をまだ確認することはできないが，山岳地の気象観測データが不足している状況の中で，こうした観測データが蓄積されてくれば，山岳地における気候変動の実態を明らかにすることができると考えられる。

また，図17には，飯綱高原における日平均気温および日最大積雪深の経年変化を示した。気温は最暖月が7月ないし8月，最寒月が1月ないし2月となり，それぞれの月平均気温は約21℃と約-3℃であった。積雪深は年による変動が大きく，最大値は2006年1月の141cm，最小値は2007年1月の50cmだった。これらの値は2006年の冬は豪雪（平成18年豪雪），2007年の冬は少雪であったことと対応している。図17からも気温の上昇傾向やそれに伴う積雪深の変化を確認することはまだできない。しかし，標高の高い地点における積雪深観測地点は全国的に少なく，今後，地球温暖化が進行した際の積雪深の変動を確認できる貴重な観測地点になると考えられる。

#### 2.1.4 今後の課題と展望

地球温暖化による近年の気温の上昇傾向は山岳地においても同様に生じており<sup>2)</sup>，日本でも，富士山や伊吹山などの山岳地において気温の上昇傾向が報告されている<sup>19)</sup>。しかし，現状では山岳地の観測地点はまだ少なく，本節で紹介した山岳気象観測地点は今後の気候変動の監視や高山生態系への影響把握にとって重要となるだろう。ただ

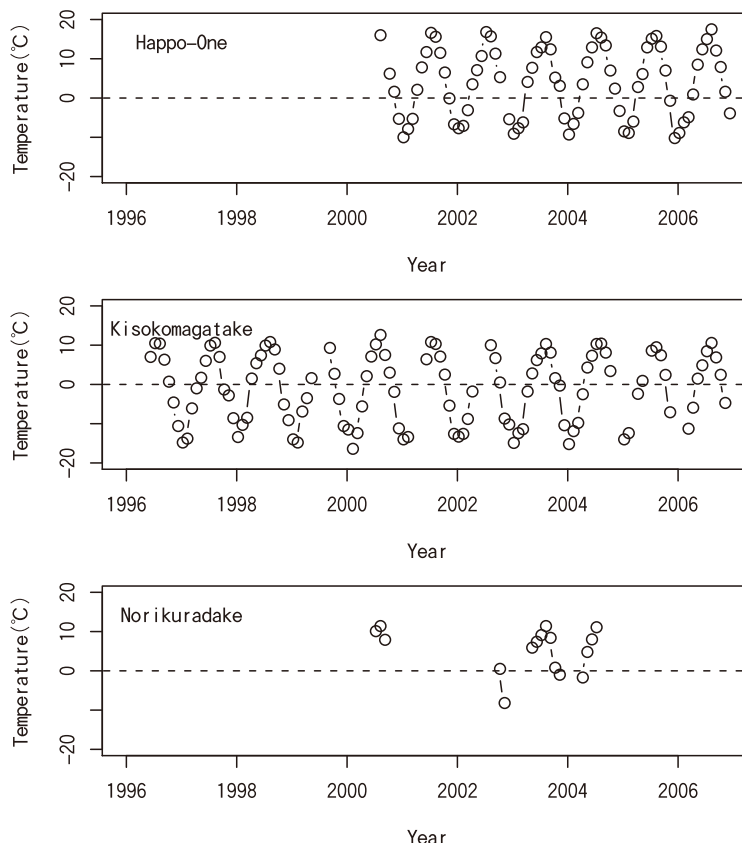


図16 八方尾根，木曾駒ヶ岳，乗鞍岳における月平均気温の経年変化

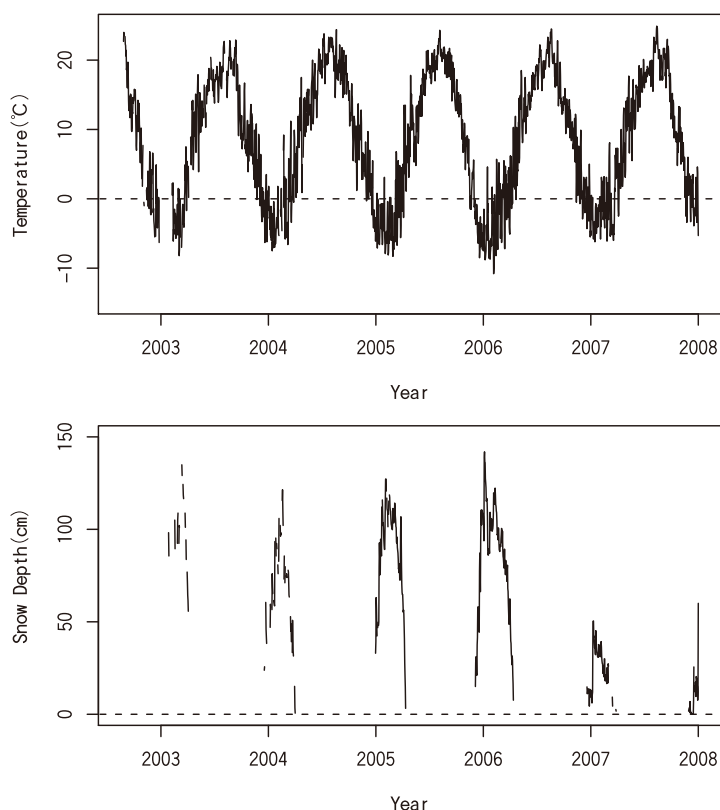


図17 飯綱高原における日平均気温および日最大積雪深の経年変化

し、乗鞍岳のデータにみられるように、山岳地ではさまざまな観測トラブルが発生し、欠測が生じるという問題点もある。今後は強風、着雪、低温対策などを施しながら、確実にデータが蓄積されるような観測体制を整える必要がある。

また、以前、飯綱庁舎敷地の森林内では、水温の測定<sup>20)</sup>や地温の測定<sup>21)</sup>を数年程度実施したことがある。これらの観測項目は一般的な気象観測項目には該当していないが、地球温暖化による生態系への影響を考える上では重要な環境要素となることから、今後、これらについても継続的な観測が実施できるようにしていきたいと考えている。

## 謝辞

環境省国設八方尾根酸性雨測定所の気象データを使用させていただきました。また、GENETには木曾駒ヶ岳の気象データを提供していただきました。ここに記して感謝の意を表します。

## 参考文献

- 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., Gajić-Čapka, M., Zaninović, 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) Appenzeller, C., Begert, M., Zenklusen, E. and Scherrer S. C. (2008) Monitoring climate at Jungfrauoch in the high Swiss alpine region. *Science of the Total Environment* 391 : 262-268.
- 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) 浜田 崇 (2002) 高山帯における気象観測の意義. *長野県自然保護研究所紀要* 4 (別冊 2) : 7-11.
- 11) 阿部 修・清水増治郎 (2000) 積雪分布と気象観測資料 (2) (1992/93年～1995/96年4冬期). *防災科学技術研究所資料* 201 : 1-284.
- 12) Henry, G. H. R. and Molau, U. (1997) Tundra plants and climate change : the Internationaol Tundra Experiment (ITEX) . *Global Change Biology* 3 : 1-9.
- 13) Marion, G. M., Henry, G. H. R. ,Freckman, D. W., Johnstone, J., Jones, G., Jones, M. H., Lévesque, E., Molau, U., Molgaard, P., Parsons, A. N., Svoboda, J. and Virginia, R. A. (1997) Open-top designs for manipulating field temperature in high-latitude ecosystems. *Global Change Biology* 3 : 20-32.
- 14) 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 Biology 10 : 196-204.

- 15) 財城真寿美・塚田友二・福興 聡・GENET (2003) 温暖化実験で生じた高山植物分布の変化－中央アルプス木曾駒ヶ岳を例として－. GIS－理論と応用 11 : 23-31.
- 16) 飯島慈裕・浜田 崇 (2004) 中部山岳地域多要素気象観測点の展開による 2002 年冬季の観測結果. 長野県自然保護研究所紀要 7 : 45-54.
- 17) 飯島慈裕・浜田 崇 (2001) 乗鞍大黒岳風衝地における 2000 年暖候期の気温・地温観測. 「第 6 回自然環境保全基礎調査生態系多様性地域調査 (乗鞍岳地域) 報告書」, 環境省自然環境局生物多様性センター, 127-133.
- 18) 気象庁 (2005) 気象観測統計指針 第 1 部 統計方法の解説. 「気象観測統計の解説」
- 19) Yoshino, M. (2006) Global warming and mountain environment. Global Environmental Research 10 : 3-12.
- 20) 北野 聡・浜田 崇・尾関雅章 (2002) 飯綱高原の小溪流における気温と水温の季節変化. 長野県自然保護研究所紀要 5 : 51-55.
- 21) 浜田 崇・北野 聡・富樫 均 (2004) 2002 年～ 2004 年の飯綱高原における気象観測結果. 長野県環境保全研究所研究報告 1 : 57-61.



## 2.2 山岳地の残雪モニタリングの試み

### 2.2.1 はじめに

山岳地の積雪は山麓や下流における貴重な水資源として、あるいは高山帯においては高山植物の開花時期を決める主要な環境要素として重要である。したがって、地球温暖化による山岳地の積雪変動を明らかにすることは非常に重要であり、このためには山岳地における積雪の状況をモニタリングをする必要がある。山岳地では積雪に関するデータが非常に乏しく、これまで積雪深の現地観測<sup>1)</sup>や人工衛星データを用いた積雪分布の推定<sup>2)</sup>などによって把握されてきた。しかし、ある山岳を対象とするような空間スケールの積雪をモニタリングする場合、人工衛星データでは空間解像度が粗すぎるし、現地観測は逆に狭い空間に限定されたデータとなる上、多大な時間と労力がかかるという問題がある。また、時間分解能の点からしても、人工衛星や現地観測では経日変化などの短い間隔で情報を得ることは難しい。したがって、山岳の積雪をモニタリングできるような比較的高い空間分解能と時間分解能を持ったデータ取得の手法の開発が望まれる。

そのような状況の中、近年、山岳を撮影したライブカメラ画像をインターネット上で公開しているサイトが増えている。ライブカメラ画像は設置場所の条件がよければ比較的空間分解能が高く、かつ高時間分解能でデータの取得が可能となるため、山岳地の積雪情報をモニタリングするためのツールとして期待される。

そこで、本節ではライブカメラ画像を利用した山岳地の積雪情報、特に残雪の変化をモニタリングするための手法を提案し、今後の展望について述べたい。なお、本文は浜田<sup>3)</sup>を元に加筆修正したものである。

### 2.2.2 データおよび解析方法

#### 使用画像

使用したライブカメラ画像は、環境省生物多様性センターのインターネット自然研究所の国立公園・野生生物ライブ映像の中から「乗鞍高原からの乗鞍岳」の画像を利用した<sup>4)</sup>。ライブカメラが設置してある場所は長野県松本市（旧安曇村）にある国民休暇村乗鞍高原の施設（標高約1600m）である。図18にはここから撮影された乗鞍岳（長野県側）の画像の一例を示した。撮影地点から乗鞍岳の稜線までの距離はおおよそ5.5kmである。



図 18 解析元画像

ライブカメラ映像が配信され始めたのは2001年の7月14日からである。本節では残雪の変化を捉えることを目的としているため、2002年4月1日から8月29日および2003年4月1日から10月5日までの画像をホームページからダウンロードした。保存した画像の解像度は640×320ピクセルである。

#### 画像処理

画像処理は図19のような手順により行った。処理には汎用の画像解析ソフト Adobe Photoshop Elements 2.0 (Adobe 社製) を使用した。

まずホームページ内のサムネイル画像から解析対象期間内において乗鞍岳の稜線が明瞭な画像のみを選択

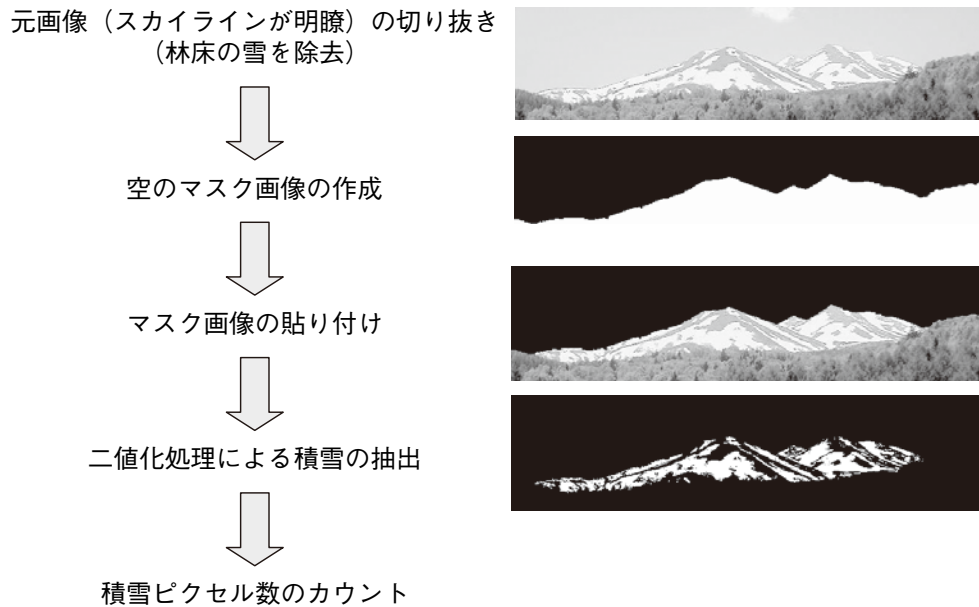


図 19 画像解析のフローチャート

してダウンロードした。これは山体に雲がかかると積雪域を抽出することができなくなることを防ぐためである。この条件に合致した画像は2002年は35枚、2003年は32枚であった。次にすべての画像をソフト内のレイヤーに配置し、解析に必要な領域のみを一括して切り出した。これは元画像下部の林床に映る雪を除去するための作業である。乗鞍岳の山体の積雪を抽出するためには林床の雪は解析の際のノイズとなるからである。

次は快晴時の画像を利用して空の部分のみを選択し、そこを黒で塗りつぶしたマスク画像を作成した。このマスク画像を各画像にペーストすると、空が黒い画像ができあがる。最後に空の黒い画像に二値化処理を施し、積雪とそれ以外とに判別をした。二値化処理をするにあたり、閾値は元画像をみながら各画像ごとに以下のような方法で決定した。たとえば、2002年6月3日の画像の輝度値のヒストグラムをみると（図20）、積雪の部分（右端の鋭いピークに相当）とそれ以外の部分との間に谷間（輝度で210前後）ができる。この谷間を閾値とすることで積雪を判別することが可能となる。以上の画像処理の結果、乗鞍岳の積雪の画像が完成する。

二値化処理されたすべての積雪画像毎に白のピクセル数（積雪域）をカウントし、これを積雪ピクセル数と定義した。この値を用いて積雪の消失過程や消雪時期などの検討に用いた。

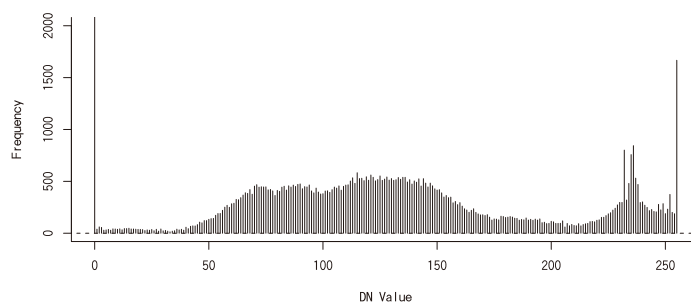


図 20 解析画像の輝度値のヒストグラム（例）

## 気象データ

画像処理により求めた積雪ピクセル数の変化と気象データとの関係を検討するため、撮影地点からもっとも近い気象観測地点である AMeDAS 奈川（撮影地点の南東約7.5kmに位置する標高1068mの地点）のデータを利用した。データは気象庁のホームページ<sup>5)</sup>から2002年および2003年の日別値をダウンロードした。

このデータを用いて、融雪量の指標である積算暖度を計算した。積算暖度の計算は、まず奈川の日平均気温データに0.6℃/100mの気温減率を用いて標高約2600m（計算には2568mを利用）地点（以後、乗鞍と称する）の日平均気温を推定し、その気温が0℃以上の日を4月1日以降積算することで算出した。なお、この標高は画像内における乗鞍岳の山麓部分に相当している。

### 2.2.3 結果および考察

#### 積雪ピクセル数の変化

2002年および2003年の積雪ピクセル数の経日変化を図21に示した。2002年の積雪ピクセル数の変化をみると、本格的な融雪は5月初旬から始まり、8月上旬頃には越年雪渓以外はほとんど消失するような変化を示していた。また、4月1日から融雪が始まるまでの約1ヶ月の間、積雪ピクセル数はほとんど変化がみられなかった。このことは乗鞍岳の積雪域がほとんど変化していないことを示している。気象データを調べると、この間、乗鞍では日平均気温が0℃を上回る日数が少なく融雪があまり進まない条件にあったことがわかる。また、奈川の降水量と気温データから乗鞍における降雪日（日平均気温が2℃以下で降水のあった日とする）を推定してみると、5月初旬まではたびたび降雪がみられ、乗鞍岳が雪に覆われた状態が続いたことを示唆していた。また、5月15日以降にも積雪ピクセル数はいったん増加し、その後変化しない期間がみられた。この期間にも降雪日が集中しており、積雪域が若干増加し、融雪が進まない状況にあったことが推測される。同様に2003年の積雪ピクセル数の経日変化をみても、5月中旬から下旬にかけて値が変化しない時期があった。この間にも降雪日があり、融雪が進まなかったと考えられる。

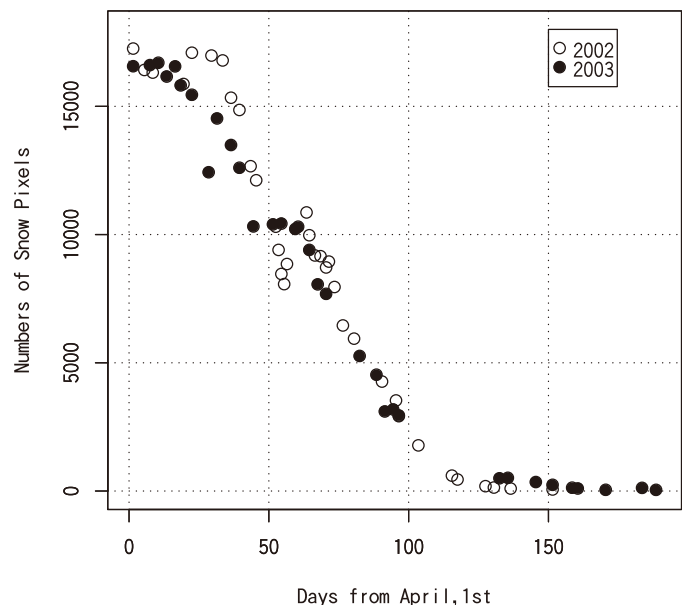


図21 積雪ピクセル数の変化

積雪ピクセル数の経日変化を年別に比較すると、全体の消雪傾向は非常によく一致しているものの、いくつかの違いが認められた。融雪の開始時期は2002年が約10日遅く、またほぼ消雪した時期は2002年が約20日早かった。つまり、2002年の消雪過程は2003年に比べて急激であったということになる。それぞれの年における積算暖度の経日変化をみると、冷夏であった2003年に比べて2002年の積算暖度の上昇が急であった。こうした気温の変化の違いが融雪速度の違いとして現れたものと考えられる。

積雪ピクセル数の経日変化を年別に比較すると、全体の消雪傾向は非常によく一致しているものの、いくつかの違いが認められた。融雪の開始時期は2002年が約10日遅く、またほぼ消雪した時期は2002年が約20日早かった。つまり、2002年の消雪過程は2003年に比べて急激であったということになる。それぞれの年における積算暖度の経日変化をみると、冷夏であった2003年に比べて2002年の積算暖度の上昇が急であった。こうした気温の変化の違いが融雪速度の違いとして現れたものと考えられる。

#### 積雪ピクセル数と積算暖度との関係

積雪ピクセル数の変化と融雪の指標である積算暖度との関係をみたのが図22である。図には2002年および2003年の両方のデータを同時にプロットしてある。

図22からは積雪ピクセル数と積算暖度との相関は非常に高く、積雪ピクセル数の変化が融雪プロセスを

よく現していることが推測される。また両者の関係は指数関数的であった。これは一般に融雪量と積算暖度との間にみられる直線関係<sup>6)</sup>とは異なっている。現時点では両者の関係が指数関数的となる理由は明らかではないが、複数の理由が考えられる。たとえば、山頂付近と山麓における積雪面積に違いがあることや、山頂付近と山麓とで積算暖度や融雪速度が異なることなどが上げられる。この関係の物理的なプロセスについては今後検討を要するが、いずれにせよ、以上の結果は、積雪ピクセル数の変化が乗鞍岳の積雪の消失をよく現しているものと考えられた。

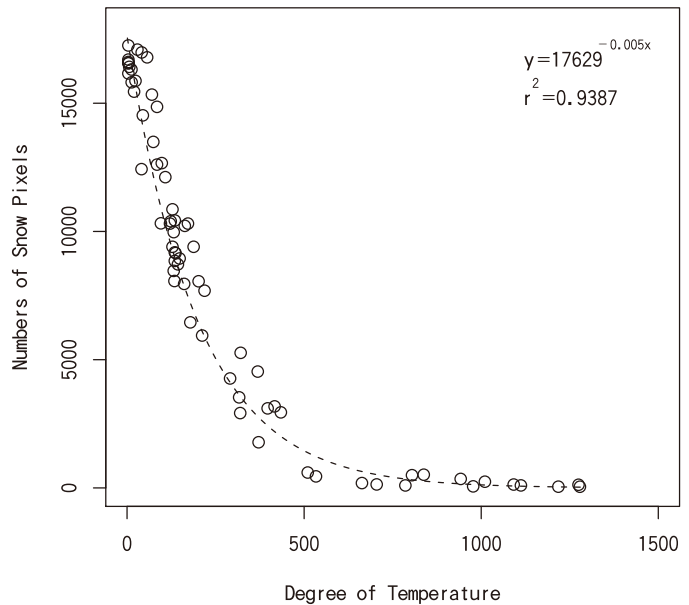


図 22 積算暖度と積雪ピクセル数の関係

## 2.2.4 今後の課題

本節ではライブカメラ画像を利用した山岳地の残雪変化のモニタリング手法を提案し、その手法の妥当性について積雪ピクセル数の変化を積算暖度との関係から検討した。その結果、積雪ピクセル数は山岳地の残雪状況の変化をよく現していることが明らかとなった。

しかし、この手法における課題もいくつか明らかとなった。一つは二値化処理の際に生じる積雪域の判定ミスの問題である。これは積雪ピクセル数に直接影響することから、閾値を決める際の精度を高める処理方法を検討する必要があると考えられる。また、ライブカメラの位置がずれることによる画像解析への影響もある。カメラの撮影位置がずれることで同一のマスク画像が利用できなくなることや積雪ピクセル数の計算範囲がずれるという問題点がある。実際に利用したライブカメラ画像では、2004年の途中でカメラの撮影位置がわずかにずれるということが生じ、このため本節では2003年までしか解析することができなかった。長期間に渡り積雪ピクセル数の変化を把握するためには、この課題の解決が不可欠だといえる。さらに、積雪ピクセル数の変化の雪氷学的な意味づけも重要な課題である。積雪ピクセル数の変化が積算暖度と指数関数的な関係にあることのメカニズムを解明することで、単なる積雪情報の把握というレベルから、山岳地の融雪量の推定など水資源問題への応用が可能となる。

## 2.2.5 今後の展望

雪形の出現日から経年的な気候変動を明らかにできる<sup>7)</sup>とされているが、雪形の出現日自体は視覚的に判断しているため誤差が生じる可能性がある。本手法を用いれば、雪形の出現を積雪ピクセル数として判定することが可能となり、より客観的なデータとして利用が可能にな

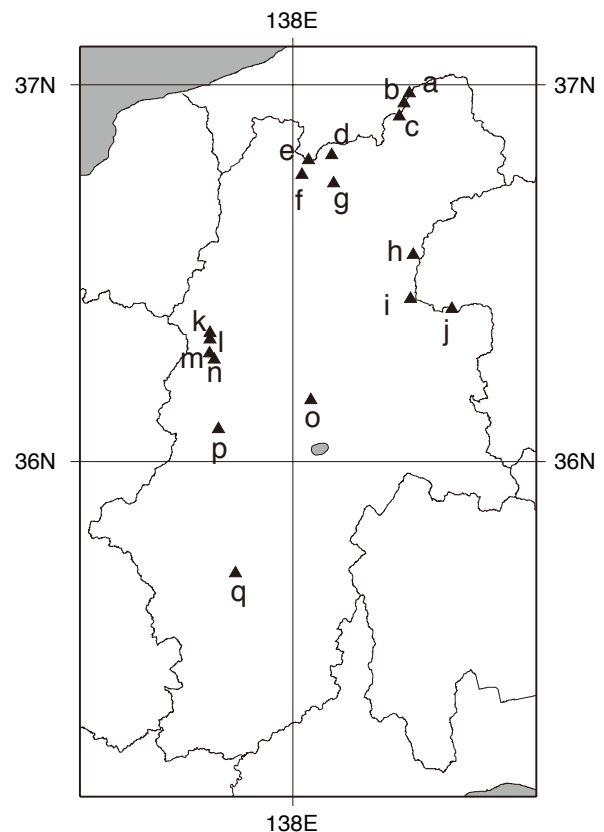


図 23 市民による残雪写真の撮影対象山岳



## 常念岳

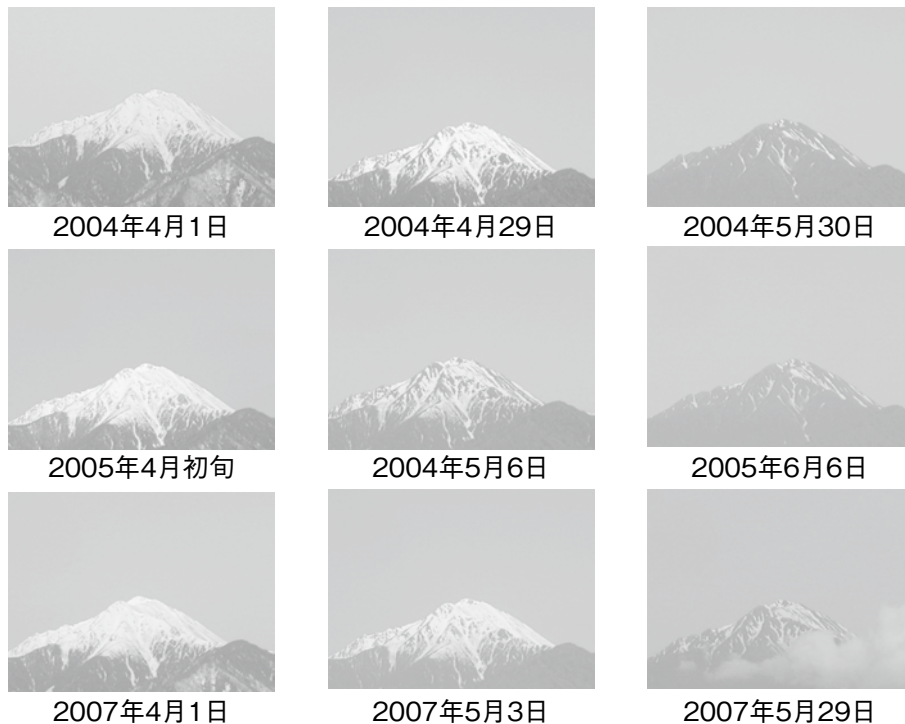


図 24 市民による残雪写真の一例

ると考える。また、本手法は写真画像を用いた場合でも扱うことができるため、たとえば市民と協力して山岳写真を定期的に撮影することで多地点における山岳の残雪データの収集、蓄積が可能となり、より地域的なレベルでの山岳地の積雪状況の変化をモニタリングすることができると思う。

実際に、2003年から市民に協力をいただき、長野県内各地の山岳の残雪写真を撮影していただいている。これまでに撮影された山岳は図23の通りである。撮影された残雪写真の一例を図24に示す。現時点ではカメラの撮影位置がわずかながらずれるケースが多く、このため積雪ピクセル数の計算にまで至っていない。しかし、こうした取り組みを継続することで貴重なデータが蓄積されていくので、今後も引き続き写真撮影を継続していきたいと考えている。そのためには長く撮影していただけるような仕組みづくりも必要であり、それについても検討していきたい。

### 謝辞

環境省生物多様性センターにはインターネット自然研究所のライブ映像の研究利用に関して大変便宜を図っていただきました。また、「雪見の会」の皆様には、残雪写真の撮影にご協力いただきました。ここに記して感謝の意を表します。

### 参考文献

- 1) 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.
- 2) 風間 聡・澤本正樹 (1995) NOAA/AVHRR を用いた融雪深分布および水資源量推定. 水文・水資源学会誌 8 (5) : 477 ~ 483.
- 3) 浜田 崇 (2004) ライブカメラ画像を用いた山岳地の残雪モニタリング手法の検討. 環境情報科学論文

集 18 : 237-240.

- 4) 環境省インターネット自然研究所 国立公園・野生生物ライブ映像. 乗鞍高原からの乗鞍岳 (<http://www.sizenken.biodic.go.jp/pc/live/html/index.html>), 2004年5月.
- 5) 気象庁ホームページ : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 6) 大丸裕武 (2002) 変動する雪山－雪田からみた地球環境－. 『雪山の生態学』 (梶本卓也・大丸裕武・杉田久志編著), pp208-226, 東海大学出版会, 東京.
- 7) 河島克久 (2004) 雪形の出現日と生物季節現象の経年変動の比較. 雪氷北信越 24 : 17-22.

# 生物調查編







## 3 生物への影響

### 3.1 長野県中東北部における常緑広葉樹シラカシ（ブナ科）の自生分布とモニタリング調査

#### 3.1.1 はじめに

シラカシ *Quercus myrsinaefolia* Blume は、ブナ科コナラ属アカガシ亜属に属する常緑広葉樹で、日本では福島県・新潟県以西の本州、四国、九州に産し、朝鮮（済州島）、中国（中南部）に分布する<sup>1)</sup>。長野県では、県の南部（木曾南部と上伊那南部以南）と、一部東部の臼田町馬坂に分布し、中東北部では植栽木から逸出して野生化したものが見られるとされる<sup>28)</sup>。また、自然分布としての垂直分布は、天龍村の200mから飯島町および臼田町の600m付近で、伊那地方のシラカシの自然分布は、飯島町が北限であるとされている<sup>9)</sup>。

シラカシ等の暖温帯性の植物は、地球温暖化等の気候変動により、より北方や内陸部へ分布拡大することが予測されている<sup>10)</sup>。長野県の中東北部では、従来、冬期の低温や積雪のためシラカシ等の実生の生存は困難で自然分布しないと考えられてきたが、近年それらの地域において、植栽木から逸出したシラカシの自生個体（種子による実生が生育した個体）が多く観察されるようになった。この背景の一つとして、気候変動が考えられる。日本全国の平均気温は過去100年で約1.0℃上昇したとされており、長野県でも年平均気温の上昇のほか、冬から春にかけての気温上昇もみられる（1.1節参照）。このような近年の気候変動は、従来自然分布していなかった地域において、シラカシの実生が越冬し自生を可能にするための要因となりうる。

そこで、本州の内陸部に位置する長野県で、暖温帯性常緑広葉樹のシラカシについて自生分布の確認と、今後の分布拡大等の動向を把握するため、先に行った千曲川中下流地域の調査<sup>8)</sup>に加え、松本・安曇野地区において分布調査を行った。また、上田市の自生地2ヶ所において、シラカシの成長等をモニタリングするため2005年から2008年までの3年間、樹高、胸高直径を測定し、2005年には、その2ヶ所の自生地において樹齢を測定し、定着時期の特定を行った。

#### 3.1.2 シラカシの自生分布

##### 調査地と方法

調査は、2003年2月～4月の12日間で、長野県東部町（現東御市）から飯山市にかけての千曲川中下流地域<sup>8)</sup>と2007年3月～4月の10日間で、大町市から松本市にかけての安曇平で行った。調査地域内を自動車で行きながら、双眼鏡もしくは目視により平地および山地での常緑広葉樹の分布地を探索し、発見された常緑広葉樹の分布地において、シラカシ（他のアカガシ亜属の種を含む、以下同様）の自生（植栽起源ではなく実生の生育によるもの）を確認した。確認されたシラカシの自生地では、より高海拔地を含む周辺地での分布確認に努めた。なお、自生個体か植栽起源の個体かの判別は、自然な状態で生えているかどうかの周囲の状況から判断し、大径木となっている個体は植栽起源のものとした。

確認された自生地では、その地名、海拔高度、斜面方位および傾斜、上層の植生（最上層の優占種に基づく相観植生）のほか、自生する常緑広葉樹の種名、個体数、最大樹高個体の樹高および胸高直径、近隣地の母樹（母樹である可能性がある樹）の有無を記録した。母樹の有無は、自生する場所から目視で確認できる範囲とした。自生地の位置については、ハンディ GPS（GPS12CX, Garmin）を用いて測位した。自生地の斜面方位および傾斜は、クリノメーター（改良型、（株）神山製作所）を用いて計測した。常緑広葉樹の樹高は測棒（メジャーポール8m、（株）神山製作所）を用いて0.1m単位で、胸高直径は地上高1.3mの位置で直径巻尺（ハイビスカス直径メジャー）を用いて0.1cm単位で計測した。自生する常緑広葉樹の個体数については、6段階の階級値（Ⅰ：10株未満、Ⅱ：10～19株、Ⅲ：20～29株、Ⅳ：30～39株、Ⅴ：40～49株、Ⅵ：50株以上）を用いて記録した。

また、シラカシ自生地の環境に関する検討のため、気象庁<sup>11)</sup>によるメッシュ気候値（1971年～2000年の平年値）を用いて温量指数（WI）<sup>12)</sup>を推定した。メッシュ気候値は、標準地域メッシュの3次メッシュ単位で気候値が推定されており、その中の月平均気温を用いて各メッシュ単位で温量指数を算出した。算出した温量指数をもとに、調査対象地域内での、暖温帯域（WI85～180）に相当する地域を推定した。これらのメッシュ気候値の処理にあたってはGIS（TNTmipsV6.8, MicroImages, Inc.）を用いた。

### 結果と考察

先の調査<sup>8)</sup>では、千曲川中下流域においては25ヶ所でシラカシの自生が確認された（図25、表6）。自生地は、千曲川中流域の丸子町から、下流域の中野市までの範囲で確認され、その海拔高度は、長野市松代町の350mから、高山村黒部の660mまでの地域であった。自生地の斜面方位は全方向にあり、一定の傾向はなかった。また、自生地はいずれも傾斜地で、傾斜は10°から45°であった。自生地の上層植生は、コナラやクヌギの落葉広葉樹林、アカマツ林、スギ植林やそれらの混交する高木林であった。自生が確認された常緑広葉樹は全25ヶ所でシラカシ、1ヶ所（上田市）ではシラカシとともに、アラカシ *Q. glauca* Thunb. ex Murray が確認された。自生するシラカシの樹高は2m内外のものから5mから6mの個体が多く、最大樹高個体の樹高で最も高かったのは7.9m（千曲市）で、最大樹高個体の樹高の平均は3.6m（n=25）であった。最大樹高個体の胸高直径は0.5cmから6.2cmまでで、平均2.8cm（n=25）であった。個体数は、II～III階級の箇所が多くみられたが、一部、今後植生が大きく変化する可能性も考えられる場所もみられた。自生地

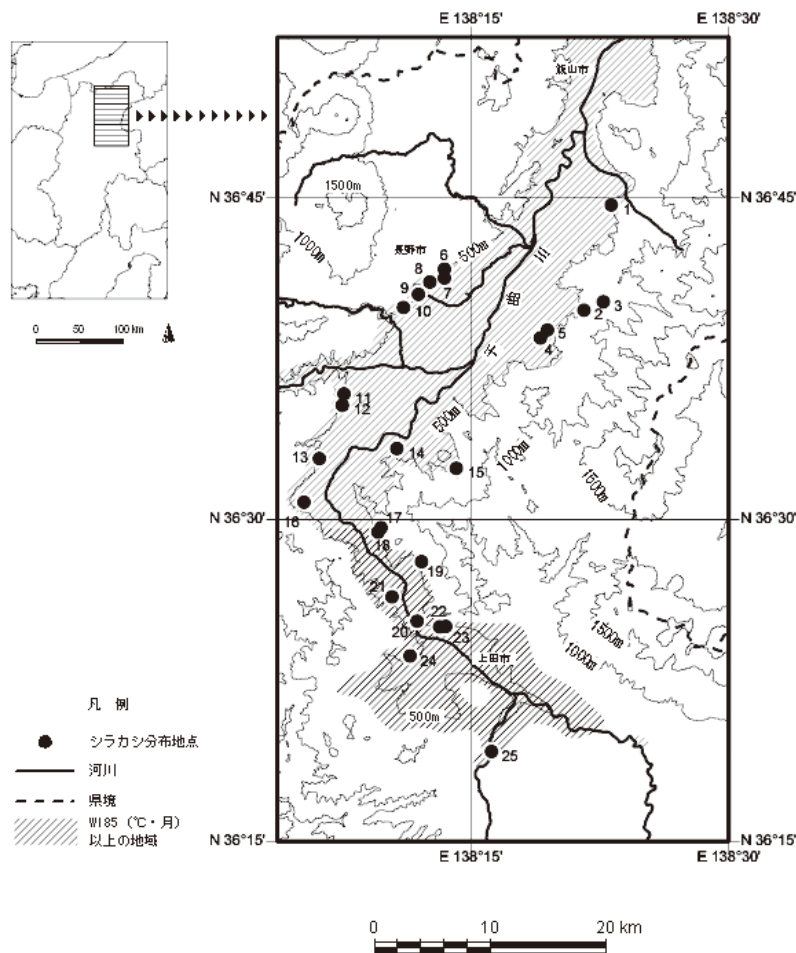


図 25 千曲川中下流地域のシラカシの分布（大塚他 2004）

表 6 千曲川中下流地域のシラカシの自生地と生育状況 (大塚他 2004)

番号	市町村名	地名	種名	海拔高度(m)	斜面の方位	傾斜(度)	上層の植生	生育個体数の階級	最大樹高個体の樹高(m)	最大樹高個体の胸高直径(cm)	付近での母樹の有無
1	中野市	東山	シラカシ	440	N35E	38	スギ林	VI	4.0	3.7	有
2	高山村	荒井原	シラカシ	490	N65W	28	スギ・アカマツ林	VI	1.5	0.9	有
3	高山村	黒部	シラカシ	660	N30W	10	スギ林	II	1.3	0.8	
4	須坂市	臥竜公園	シラカシ	450	N80W	30	アカマツ林	II	3.9	2.3	有
5	須坂市	坂田	シラカシ	420	N30E	40	アカマツ林	I	3.5	2.1	
6	長野市	若槻	シラカシ	500	S30W	30	クスギ・コナラ林	II	1.6	1.0	
7	長野市	浅川西条	シラカシ	460	S20E	10	カラマツ林	V	2.4	1.2	有
8	長野市	浅川西条	シラカシ	480	S20E	25	スギ・アカマツ林	II	6.5	5.8	
9	長野市	上松	シラカシ	500	S60E	30	スギ林	I	2.5	1.1	
10	長野市	箱清水	シラカシ	460	S10W	30	アカマツ林	V	3.0	1.7	
11	長野市	小松原	シラカシ	410	S15E	30	コナラ林	I	5.0	3.0	
12	長野市	岡田	シラカシ	460	S20W	28	クスギ・ケヤキ林	III	6.2	5.5	
13	長野市	塩崎	シラカシ	410	S15E	30	コナラ林	II	5.7	8.0	有
14	長野市	松代清野	シラカシ	350	N50E	35	コナラ林	I	5.2	3.9	有
15	長野市	松代豊栄	シラカシ	500	N60W	20	アカマツ林	II	1.7	0.5	有
16	千曲市	東城八幡	シラカシ	420	S75E	40	スギ林	III	2.2	1.3	
17	千曲市	戸倉自在山	シラカシ	550	SSW	25	スギ・アカマツ林	I	2.1	1.0	有
18	千曲市	戸倉自在山	シラカシ	440	N	20	スギ・林道ぞい	III	7.9	6.2	有
19	坂城町	南日名	シラカシ	560	S85W	15	アカマツ林	III	2.5	1.6	有
20	坂城町	鼠倉地	シラカシ	480	E	40	クスギ・コナラ林	I	1.8	1.1	有
21	坂城町	小網	シラカシ	570	S35E	25	クスギ・アカマツ林	VI	5.0	4.7	有
22	上田市	上塩尻	シラカシ・アラカシ	500	S45W	38	クスギ・アカマツ林	VI	4.8	5.6	有
23	上田市	上塩尻	シラカシ	500	S10W	25	放棄畑・林内	III	4.8	3.8	有
24	上田市	小泉	シラカシ	570	S45W	27	コナラ・アカマツ林	II	2.6	1.5	有
25	丸子町	上丸子城山	シラカシ	560	S75E	45	アカマツ林	I	3.5	2.6	有
平均				485.6					3.6	2.8	

はほぼ温量指数 (WI) 85以上の範囲内で、海拔500m 前後 (平均485.6m) の山麓部に集中する傾向にあった。

今回調査の中部の安曇平においては、18ヶ所でシラカシの自生が確認された (図26, 表7)。自生地は、松川村から、安曇野市、松本市の範囲で確認され、その海拔高度は、安曇野市明科の540m から、松本市中山の772m までの地域であった。松本市では700m 前後の自生地が多く、千曲川中下流域に比べ、自生地の海拔高度はかなり高かった。自生地の上層植生はほとんどアカマツ林であった。自生が確認された常緑広葉樹は全18ヶ所でシラカシ、1ヶ所 (松本市) ではシラカシとともにアラカシが確認された。最大樹高個体の樹高で最も高かったのは11m (松本市) で、最大樹高個体の樹高平均は4.5m (n=18)、最大樹高個体の胸高直径は0.8cm から12.5cm で、平均5.3cm (n=18) であった。

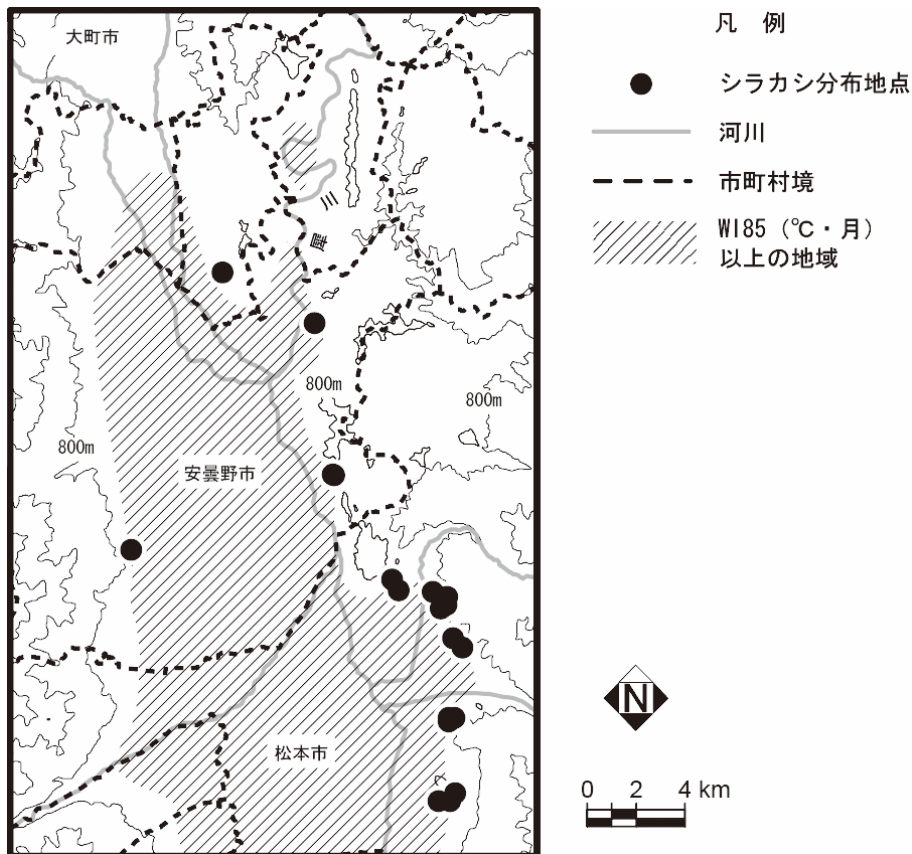


図 26 松本・安曇野地区のシラカシの分布

表7 松本・安曇野地区のシラカシの自生地と生育状況

番号	市町村名	地名	樹種	海拔高度(m)	斜面の方位	傾斜(度)	上層の植生	生育個体数の階級	最大樹高個体の樹高(m)	最大樹高個体の胸高直径(cm)	付近での母樹の有無
1	松川村	会染	シラカシ	570	S80W	25	スギ林	V	1.8	0.8	有
2	安曇野市	明科	シラカシ	540	S50W	20	スギ林	II	2.4	1.5	
3	安曇野市	田沢	シラカシ	605	S40E	25	アカマツ林	I	0.6	—	有
4	安曇野市	堀金多田井	シラカシ	633	S50E	8	ヒノキ・アカマツ林	I	0.6	—	有
5	松本市	岡田 岡田神社	シラカシ	689	S38E	10	アカマツ林	VI	6.5	8.1	
6	松本市	岡田 岡田神社から山へ	シラカシ	773	S70W	34	アカマツ林	I	1.9	0.8	
7	松本市	浅間温泉 火事跡	シラカシ	740	S60W	35	火事跡(アカマツ林)	IV	5.8	7.8	
8	松本市	浅間温泉	シラカシ	721	N60W	20	アカマツ林	VI	11	13.5	
9	松本市	浅間温泉御射山神社春宮	シラカシ	734	S45E	30	アカマツ林	V	5.1	4.5	
10	松本市	浅間温泉 火事跡	シラカシ	727	S50W	35	アカマツ林	III	4.9	4	
11	松本市	美ヶ原温泉御母家付近	シラカシ	679	S50W	30	アカマツ・クスギ	I	5.2	5.5	
12	松本市	美ヶ原温泉薬師堂付近	シラカシ	654	S50W	32	アカマツ・クスギ	I	7.1	8.3	
13	松本市	筑摩林	シラカシ	637	N80W	25	アカマツ林	I	6.7	7.5	有
14	松本市	筑摩千鹿頭 西斜面	シラカシ	662	S80W	35	アカマツ林	III	2.4	1.5	
15	松本市	筑摩千鹿頭 北斜面	シラカシ	654	N55E	35	アカマツ林	III	5.9	6.7	
16	松本市	中山	シラカシ	708	S18W	40	クスギ林	I	1.2	—	
17	松本市	中山	シラカシ	727	S10E	20	アカマツ林	I	2.6	1.4	
18	松本市	中山 中山霊園	シラカシ・アラカシ	772	S40E	24	アカマツ林	VI	9.5	7.5	有
	平均			679.2		26.8			4.5	5.3	

これらシラカシ自生個体の供給源については、シラカシの自生が確認された多くの場所で、付近に植栽起源の母樹が確認された。ブナ科の種子（堅果）はカケス等の鳥類や野ネズミにより散布されることが知られており<sup>13,14</sup>、今回確認されたシラカシも、近隣の母樹から動物散布によって分散した種子によるものと考えられる。近年、冬場の緑を求めて、寒さに強い常緑広葉樹のシラカシが庭木や街路樹として多く植栽されていることから、今後さらに種子供給量の増加も考えられる。一方、神社等で古くからシラカシを植栽する例が多く、幹周囲長2m以上の大径木となっている例もある。これらの大径木からは、従来より周辺に種子が供給されていたと考えられるが、現在確認される自生個体はいずれも幼樹であり、近年生じた実生が冬期に枯死せず成長した結果と考えられる。

### 3.1.3 シラカシのモニタリング調査

#### 調査地と方法

長野県上田市常磐城（調査区A：15m×25m）および上田市小泉（調査区B：10m×50m）のシラカシ自生地において、調査区内のシラカシを個体識別し、メジャーポール、直径巻き尺または直径1cm以下のものはノギスを用いて、その樹高、胸高直径、地際径を計測した。調査は、2005年から2008年まで毎年3月上旬を目処に1回の、計4回行った。なお、2008年は2月下旬に行った。調査区Aの立地は標高470m、斜面方位S70W、傾斜度35、北緯36度25分9.4秒、東経138度14分26.1秒で、上層木は明るいアカマツ・コナラ林である。調査区Aのシラカシの種子の供給源と考えられる母樹は、付近の神社にあり胸高直径が59.5cmと50.9cmの2本で各々が2m離れた植栽木で、調査地から約200m離れており、調査区と神社との間には、4車線道路が走り近年交通量も多い。調査区Bの立地は標高533m、方位S60W、傾斜度30、北緯36度23分46.9秒、東経138度11分5.7秒で、上層木は明るいアカマツ・コナラ林である。調査区Bのシラカシの種子の供給源と考えられる母樹は、付近の寺の墓地にあり胸高直径が53.4cmと41.9cmを中心にその周囲に他に3本が存在する。調査地と最大の母樹とは約70m離れている。

#### 結果と考察

##### 樹高の頻度分布と個体数の変化

調査区AおよびBにおける、2005年と2008年の樹高の頻度分布を図27に示す。調査区Aでは、2005年時に58個体あり、樹高は75cm～428cmの範囲で、200から250cmの範囲の個体が最も多い一山型の頻度分布を示し、ある時点で、新規個体の参入が途絶えたと考えられる。また、200cmから300cmの範囲のものが48%を占めていた。2008年時には、57個体あり、1個体が枯死し消失していた。新規参入個体は確認でき



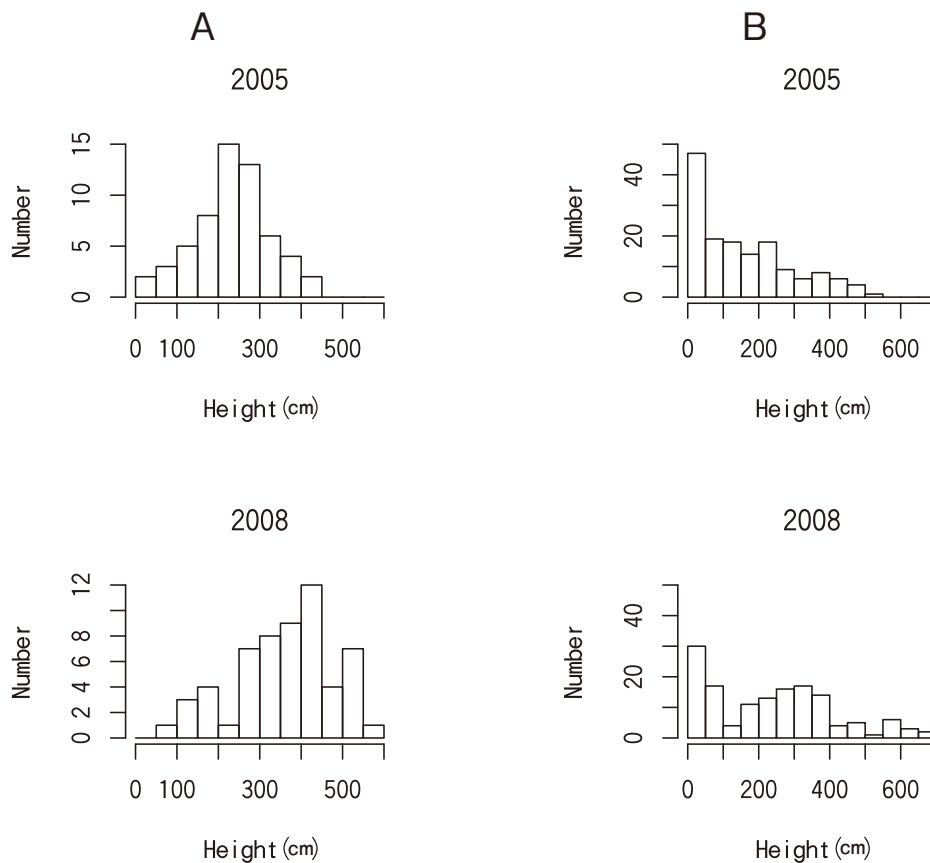


図 27 調査区 A, B におけるシラカシの樹高の頻度分布

なかった。樹高は88cm～583cmの範囲であった。

調査区 B では、2005年時に152個体あり、樹高は4cm～532cmの範囲で、50cm未満の個体が最も多く、樹高の低い個体が多い頻度分布を示し、新規個体の参入が継続している立地と考えられる。また、200cm未満の個体が64%を占めていた。2008年時には、139個体あり、消失が24個体、加入が11個体で、全体で13個体減少していた。樹高は5.5cm～698cmの範囲であった。

#### 樹高の伸長量

調査区 A および B における2005年と2008年の樹高の伸長量について表8に示す。調査区 A においては58個体の3年間の伸長量の平均は124.3cmで、1年間では41.4cmであった。調査区 B においては152個体の3年間の伸長量の平均は64.8cmで、1年間では21.6cmであった。調査区 B で伸長量が少ないのは、小型個体が多く、定着してからの期間が短い個体や消失個体が多いことを反映していると考えられる。

表 8 2005 年から 2008 年における樹高の伸長量

	調査区 A(N=58)	調査区 B(N=152)
3年間の伸長量の平均 (cm)	124.3	64.8
1年間の伸長量の平均 (cm)	41.4	21.6

### 3.1.4 シラカシの定着時期

#### 調査地と方法

調査は2005年に、シラカシの成長モニタリングを実施した調査区 A（上田市常磐城）および B（上田市小泉）の周囲に自生するシラカシについて実施した。任意に選んだシラカシを地際から伐採し（上田市常磐城地区28本、小泉地区25本）、年輪を調べて樹齢を特定した。伐採した個体は、樹高約1mくらいから、最

大樹高に近いものを樹高がかたよらないよう選定して伐採した。自生地における最大樹高のものをかならずしも伐採したわけではないが、最大樹高に近いものを含んでいる。

### 結果と考察

調査区 A および B における 2005 年時の樹齢と樹高について図 28 に示す。樹齢は 5 年から 12 年まで連続してあった。最高の樹齢は、調査区 A で 12 年、調査区 B で 11 年であった。この結果から、定着した年代は、調査区 A で 1993 年頃から、調査区 B では 1994 年頃からで、観測史上もっとも暖かな 10 年といわれる 1990 年代に符号している。

#### 3.1.5 おわりに

地球温暖化や都市部でのヒートアイランド現象による気候変動が、生物の生育・生息域の移動におよぼす影響については、現在、長期的な調査・観測資料が乏しい。また、すでに報告された生物への気候変動の影響に関する事例についても、気候変動との直接的な関連は必ずしも明確ではない。しかし、今後の気候変動による生物・生態系への影響を検討する上では、暖温帯性植物の分布変化など、温暖化によって生じると考えられる生物分布域の移動に関する事例の蓄積とその後のモニタリングは重要な基礎的資料となるものと考えられる。今後モニタリングを継続し、気候変動との関係や植生変化についてさらに検討していきたい。

### 謝辞

モニタリング調査にご協力いただいた地権者、調査ボランティアの皆様に感謝申し上げます。

### 参考文献

- 1) 大場秀章 (1989) ブナ科. 「日本の野生植物 木本」(佐竹義輔他編), pp66-78. 平凡社, 東京.
- 2) 小西久充・船越眞樹 (1994) 長野県中部地方にシラカシ林は新生しつつあるのか - 逸出木群の出現と気候変動 -, 平成 5 年度文部省特定研究「生物の適応現象に関する環境・細胞生物学的研究」: 47-55.
- 3) 清水建美編 (1997) 長野県植物誌 1735pp. 信濃毎日新聞社, 長野.
- 4) 藤沢秀平・小西久光・横山祐美・船越眞樹 (1997) 長野県中部地区におけるシラカシの逸出について. 第 44 回日本生態学会大会講演要旨集, p35.
- 5) 藤沢秀平 (1998) 松本市域におけるシラカシ *Quercus myrsinaefolia* Blume 逸出林の成立と林分構造. 信州大学大学院理学研究科修士論文 (未発表).
- 6) 岡田裕美子 (1998) 長野県におけるシラカシ *Quercus myrsinaefolia* Blume 逸出木の分布. 信州大学理

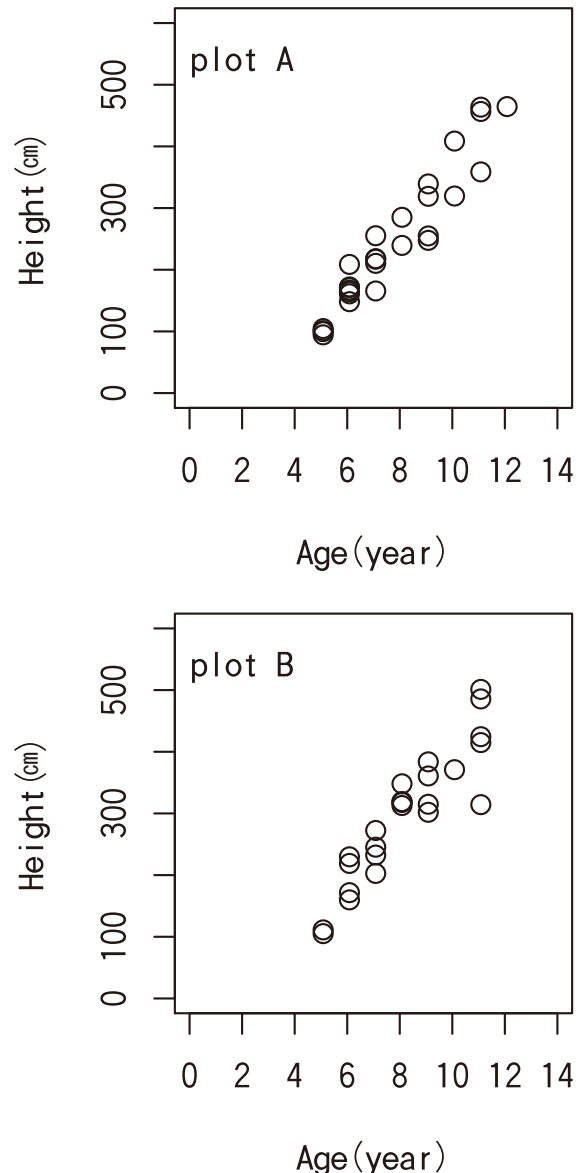


図 28 シラカシの樹齢と樹高の関係

学部生物科学科卒業論文（未発表）。

- 7) 木原奉文（2001）鎌田山のシラカシ, どんぐり通信 77 : 16.
- 8) 大塚孝一・尾関雅章・前河正昭（2004）千曲川中下流域における常緑広葉樹シラカシ（ブナ科）の自生分布, 長野県自然保護研究所紀要 7 : 17-22.
- 9) 馬場多久男（2002）伊那地方に常緑広葉樹が分布域を拡大し北上するきざし. 長野県自然保護研究所ニューズレター「みどりのこえ」20 : 6-7.
- 10) 環境省（2001）地球温暖化の日本への影響 2001. 環境省.
- 11) 気象庁（2002）メッシュ気候値 2000. 気象庁.
- 12) 吉良竜夫（1949）日本の森林帯. 日本林業技術協会, 東京.
- 13) 中村浩志（1984）アニマ, 1984年10月号 : 22-27.
- 14) Vander Wall, S. B. (1990) Food Hoarding in Animals. The University of Chicago Press, Chicago.

## 3.2 生物季節の経年変化

### 3.2.1 はじめに

地球温暖化の進行が生物多様性にもさまざまな影響をおよぼすとされている<sup>1, 2)</sup>。また、今後の気候変動が生物の絶滅リスクを高めるという予測<sup>3)</sup>もある。その中でも、地球温暖化と植物の開花や紅葉、動物の初見や初鳴など生物季節の変化に関する事例は国内外を問わず多くの研究例がある<sup>4,6,8,9,11)</sup>。本節では、気象庁で観測されている生物季節のデータを利用し、長野県内における一部の生物季節の経年変化と気温との関係について解析を行ったので、その結果を報告する。

### 3.2.2 データと方法

解析に用いた生物季節観測データは、サクラの開花日、イロハカエデの紅葉日、イチヨウの黄葉日の1953年から2007年（一部2006年）までの値である。解析の対象地点は長野、松本、飯田の3地点で、これらの地点は気象台や測候所において生物季節が観察・記録されていた場所である（図1参照）。データは、気象庁年報2006年のCD-ROM および「長野県の気象・地震概況」（長野地方気象台提供）に掲載されているものを利用した。飯田および松本では、測候所の無人化に伴い、一部の生物季節観測データが欠測となっている。整理した生物季節の経年データは最小二乗法により線形回帰を行い、傾きが有意なもののみそのトレンドを直線で示した。有意差についてはt検定を用いて判定した。

また、サクラの開花日は3月の平均気温、イロハカエデの紅葉日とイチヨウの黄葉日は年平均気温との関係がある<sup>10)</sup>ことから、本節でも同様に各地点におけるそれぞれの関係について相関分析を行った。その際に用いた気温データは気象庁年報2006年CD-ROM および気象庁のホームページ<sup>11)</sup>からダウンロードした月平均および年平均気温の累年値である。分析に際しては、それぞれのデータについて平年（1971年から2000年の平均値）からの偏差を計算したものを使用した。なお、統計解析には、フリーソフトウェアのR（ver2.6.1）を使用した<sup>12)</sup>。

### 3.2.3 結果および考察

#### ソメイヨシノの開花日

1953年以降の長野、松本、飯田におけるソメイヨシノの開花日の経年変化を平年値（1971年から2000年の平均値）からの偏差で示した（図中の点線が平年値）（図29）。開花日の平年値は長野が4月14日、松本が4月17日、飯田が4月6日である。図から、開花

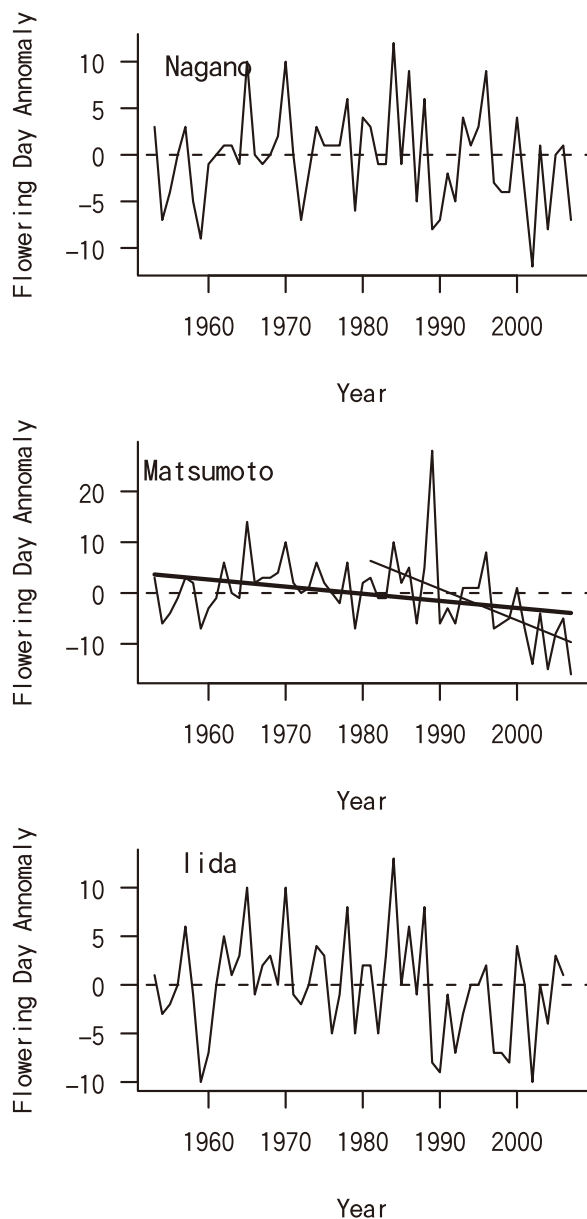


図29 ソメイヨシノの開花日の経年変化



日の年々の変動は各地点とも大きく、また開花日のトレンドが有意に早くなっているのは松本のみであることがわかる。松本における開花日のトレンドは1953年以降は1.4日/10年、1981年以降は6.1日/10年早くなっていた。一方、長野と飯田ではトレンドは有意ではないが、1990年以降は平年よりも早く開花する日が多い傾向にあった。

図30には3月の月平均気温とソメイヨシノの開花日との関係を示した。いずれの地点においても負の相関があり、3月の月平均気温が高いほど開花日が早くなる関係にあることがわかる。

以上より、ソメイヨシノの開花日は近年ほど早まる傾向にあり、このことは3月の月平均気温が上昇していることと関係あるものと考えられる。特に、松本は、3月の月平均気温における1981年以降の10年あたりの昇温率（図10参照）が約0.5℃と他の2地点よりも大きく、このことが1981年以降の開花日を早めている要因の一つと考えられる。

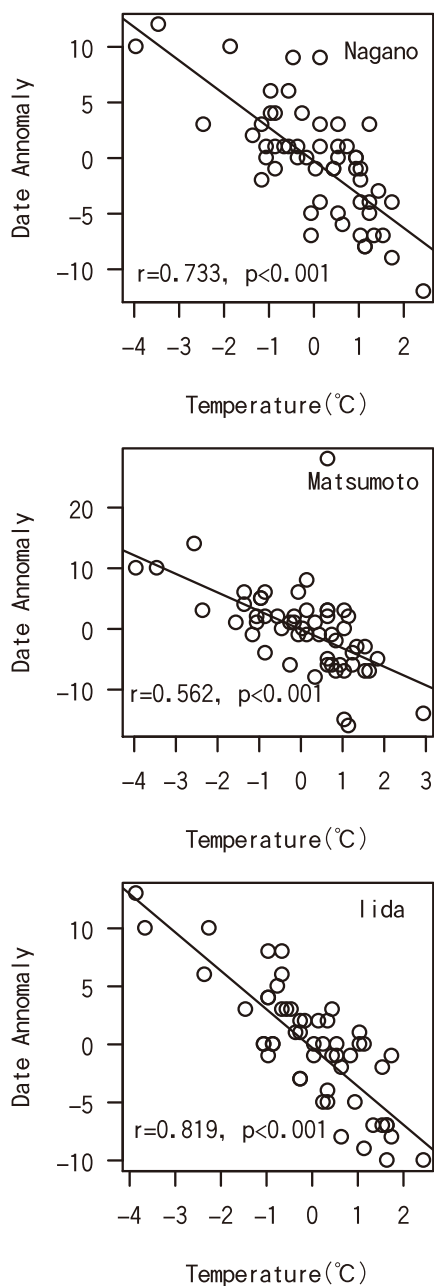


図30 3月の月平均気温とソメイヨシノの開花日との関係

## イロハカエデの紅葉日

1953年以降の長野、松本、飯田におけるイロハカエデの紅葉日の経年変化を平年値からの偏差で示した(図31)。紅葉日の平年値は長野が11月4日、松本が10月29日、飯田が11月5日である。いずれの地点も紅葉日のトレンドは有意に遅くなっており、1953年以降におけるトレンドは、長野が1.6日/10年、松本が3.7日/10年、飯田が6.7日/10年遅くなる傾向を示し、1981年以降のトレンドでは長野が4.4日/10年、松本が6.8日/10年、飯田が9.8日/10年遅くなる傾向を示していた。また、近年ほど紅葉日の遅れかたが大きく、この傾向は気温の昇温トレンドと類似している。

図32には年平均気温とイロハカエデの紅葉日の関係を示した。いずれの地点においても正の相関があり、年平均気温が高いほど紅葉日が遅くなる関係にあることがわかる。また、相関係数が高い地点ほど紅葉日のトレンドが大きいことも特徴的である。

イロハカエデの紅葉日は前述したソメイヨシノの開花日、後述するイチョウの黄葉日とくらべると、そのトレンドが大きく、気温との相関も高いことから、温暖化の影響を受けやすいものと考えられる。このことは、イロハカエデの紅葉日の変動が地球温暖化の指標として有効であることを示すものと考えられる。

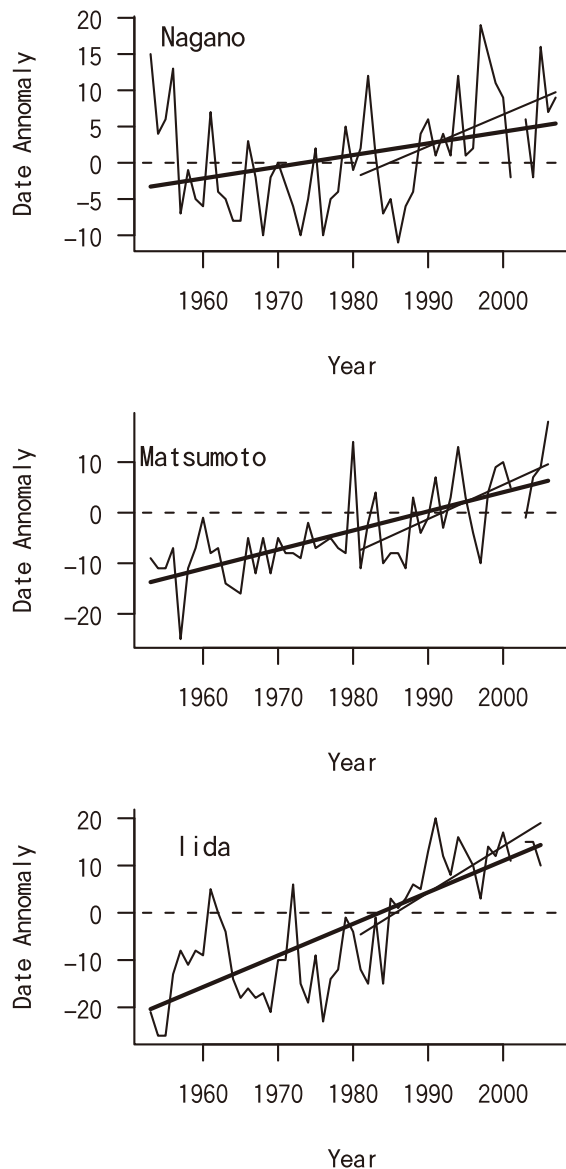


図31 イロハカエデの紅葉日の経年変化

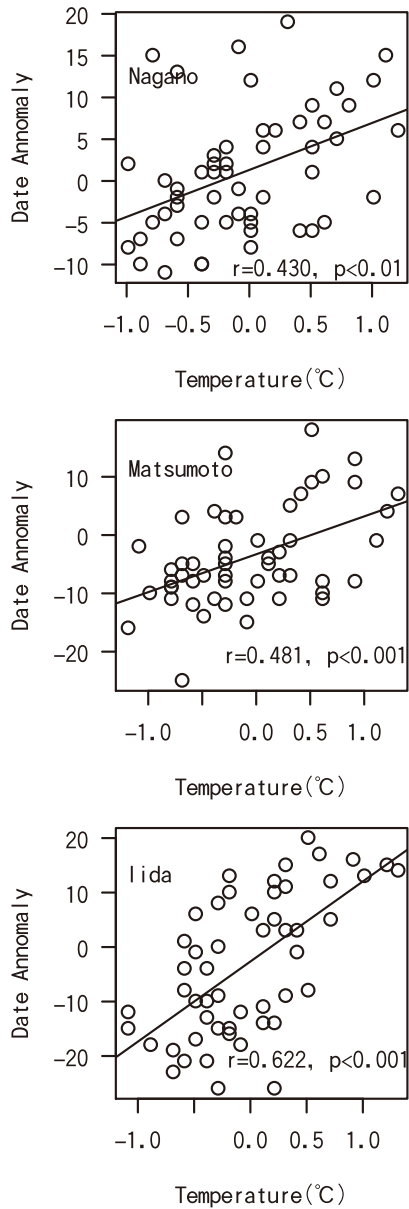


図32 年平均気温とイロハカエデの紅葉日との関係

### イチョウの黄葉日

1953年以降の長野、松本、飯田におけるイチョウの黄葉花日の経年変化を平年値からの偏差で示した(図33)。黄葉日の平年値は長野が11月7日、松本が11月4日、飯田が11月5日である。いずれの地点も1953年以降の黄葉日のトレンドは有意に遅くなっており、トレンドは長野が1.3日/10年、松本が3.1日/10年、飯田が1.3日/10年遅くなる傾向を示していた。一方、1981年以降では黄葉日のトレンドが有意なのは松本のみで、4.3日/10年遅くなる傾向を示していた。

図34には年平均気温とイチョウの黄葉日の関係を示した。松本と飯田では正の相関があり、年平均気温が高いほど黄葉日が遅くなる関係にあった。一方、長野は無相関であった。

イチョウの黄葉日は期間全体を通じて遅くなる傾向にあるが、年平均気温との相関はイロハカエデと比較すると高くない。このことは、紅葉と黄葉とは植物の生理現象としては同じでも、樹種によって気温に対する感度が異なることを示唆しているものと考えられる。

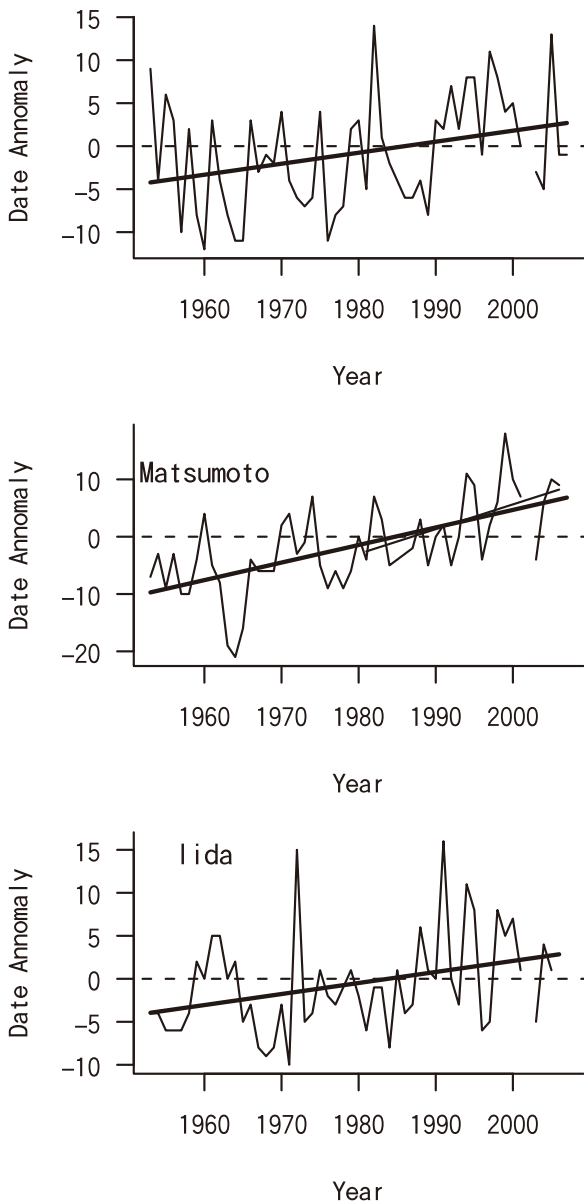


図 33 イチョウの黄葉日の経年変化

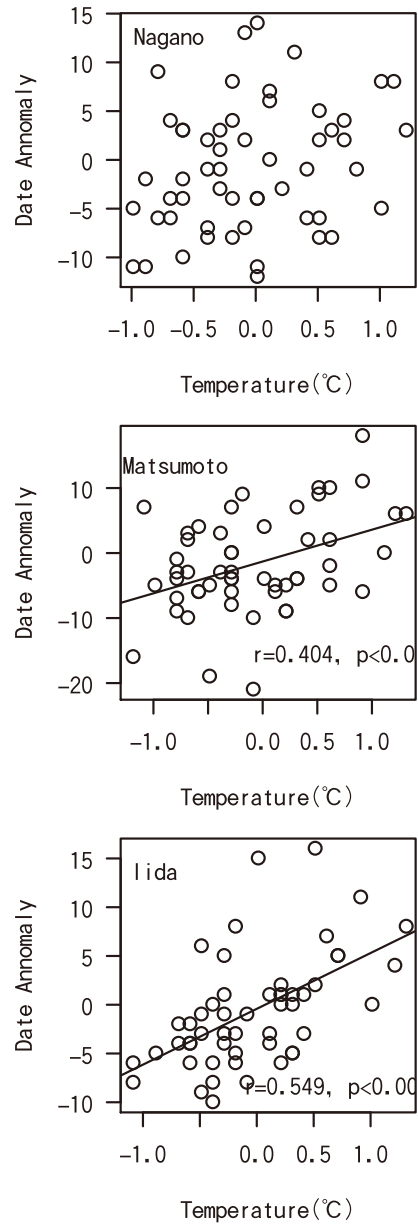


図 34 年平均気温とイチョウの黄葉日との関係

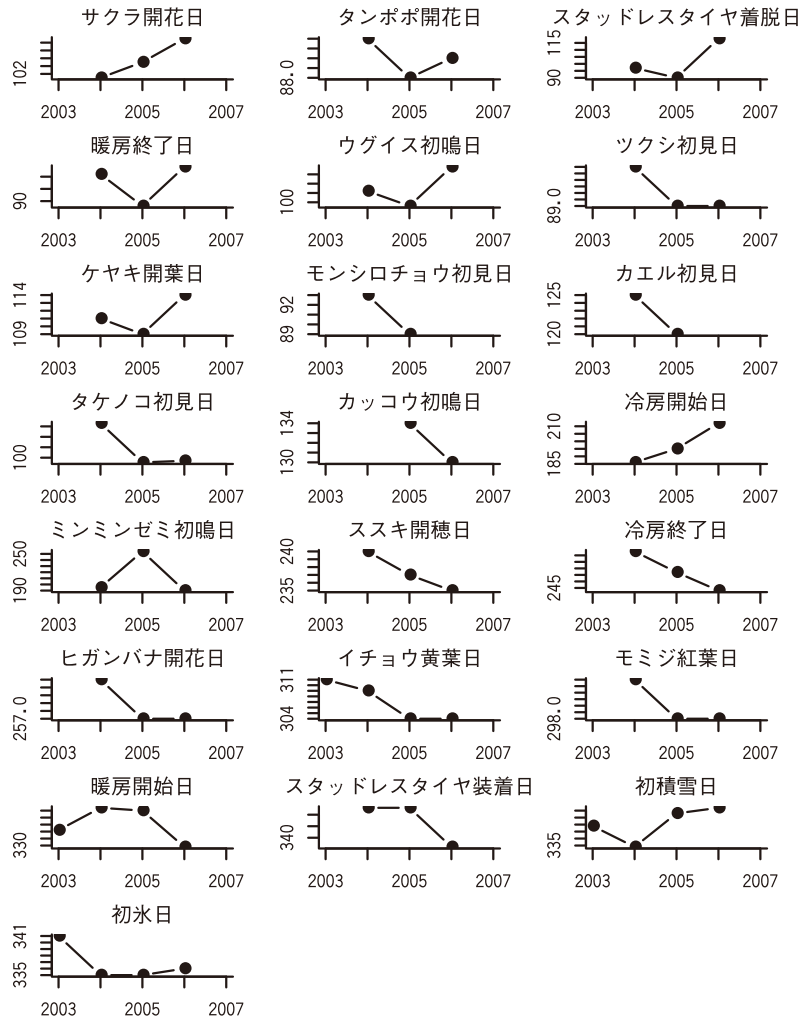
### 3.2.4 今後の課題と展望

以上のように、気温の上昇傾向に伴い生物季節にも変化がみられることが明らかとなったが、同じ生理現象でも地点により傾向が異なる場合もあった。このことは、地球温暖化による気温上昇の影響だけで変化のすべてを説明することができないことを示している。たとえば、都市のヒートアイランド現象がソメイヨシノの開花を早めているという報告<sup>13,14)</sup> などもあることから、その場所に特有な地域的な現象との関係についても考慮して今後解析を進める必要がある。また、ソメイヨシノの開花日の推定には気温のほかに降水量も変数として用いられている事例<sup>15)</sup> もあり、気温以外の気象要素も含めた生物季節の変動についても検討を要する。

さらに、本報告では扱うことのできなかった他の生物季節についても気象庁の生物季節観測データを利用し同様の解析を行い、温暖化との関係について考察していきたい。

一方、気象庁では測候所の無人化に伴い生物季節観測が廃止されはじめおり、今後も、地球温暖化に伴う

1月1日からの日数



年

図 35 観察結果の一例

生物季節への影響を明らかにしていくためには、新たに生物季節のモニタリングを開始するか、これまで気象庁以外で実施されてきた生物季節の観察を継続するということが有効となる。新たにモニタリングに取り組む場合、従来通り観察対象とする生物を限定する方法や、音も含んだ景観の総体を対象としてその変化を記録する方法<sup>17,18)</sup> などがある。ただし、観察対象のフェノロジーが温度の指標として有効か事前吟味しておかなければならない。

また、生物季節の観察を継続する例として、例えば、長野県が2003年度より「長野県地球温暖化観察特派員」事業<sup>16)</sup> という県民参加型の調査として実施している生物季節観測（図35）をあげることができる。この調査はあらかじめ定めた生物季節（一部生活暦も含む）の項目を毎年同じ場所で観察、記録するというものである。こうした市民参加型調査の場合、観察がボランティアとなるためその継続性が大きな課題となる。しかし調査方法や対象を明確に設定しておけば広域にわたり比較的精度の高い情報を収集することができるため、モニタリング調査手法の確立とあわせて取り組みが持続できるような仕組みづくりについても十分検討することが重要と考えられる。

以上のような方法を用いて生物季節の観測を実施し、地球温暖化による影響を明らかにするための基礎資料を蓄積していきたい。

## 謝辞

長野県生活環境部環境政策課温暖化防止係には、長野県地球温暖化観察特派員のデータを使わせていただきました。感謝申し上げます。

## 参考文献

- 1) 堂本暁子・岩槻邦男編 (1997) 温暖化に追われる生き物たち－生物多様性からの視点. 築地書館. 413pp.
- 2) 樋口広芳 (2008) 地球温暖化と生物多様性の危機. 科学 78 : 460-468.
- 3) Thomas, C. D., Cameron, A., Green, R. E., Bakkenes, M., Beaumont L. J., Collingham, Y. C., Erasmun, B. F. N., Ferreira de Siqueira, M., Grainger, A., Hannah, L., Hughes, L., Huntley, B., van Jaarsveld, A. S., Midgley, G. F., Miles, L., Ortega-Huerta, M. A., Peterson, A. T., Phillips, O. L. and Williams, S. E. (2004) Extinction risk from climate change. *Nature* 427 : 145-148.
- 4) Hepper, F. N. (2003) Phenological records of English garden plants in Leeds (Yorkshire) and Richmond (Surrey) from 1946 to 2002. An analysis relating to global warming. *Biodiversity and Conservation* 12 : 2503-2520.
- 5) Root, T. L., Price, J. F., Hall, K. R., Schneider, S. H., Rosenzweig, C. and Pounds, J. A. (2003) Fingerprints of global warming on wild animals and plants. *Nature* 421 : 57-60.
- 6) 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.
- 7) 小池重人・樋口広芳 (2006) 気候変動が同一地域の鳥類, 昆虫, 植物の生物季節に与える影響. 地球環境 11 : 27-34.
- 8) 渡辺隆一・大久保明紀子・井田秀行 (2006) 志賀高原における温暖化の植物季節への影響－1986-2004年の定点写真からのダケカンバの開葉日・黄葉日の年変動－. 信州大学教育学部附属志賀自然教育研究施設研究業績 43 : 13-16.
- 9) Doi, H. (2007) Winter flowering phenology of Japanese apricot *Prunus mume* reflects climate change across Japan. *Climate Research* 34 : 99-104.
- 10) 原沢英夫・西岡秀三編 (2003) 地球温暖化と日本 第3次報告－自然・人への影響予測－. 古今書院. 411pp.
- 11) 気象庁ホームページ : <http://www.jma.go.jp/jma/index.html>
- 12) Ihaka, R., and R. Gentleman (1996) R: a language for data analysis and graphics. *J. Comp. Graph. Stat.* 5 : 299-314. Available via <http://www.R-project.org>.
- 13) 小元敬男・青野靖之 (1990) 都市昇温のサクラの開花に及ぼす影響について. 農業気象 46 : 123-129.
- 14) 松本 太・福岡義隆 (2003) 植物季節に及ぼす都市の温暖化の影響－熊谷市におけるソメイヨシノの開花日を例として－. 地理学評論 76 : 1-18.
- 15) 百瀬成夫 (1998) 四季・動植物前線. 技報堂出版. 334pp.
- 16) 長野見地球温暖化観察特派員 : <http://www.pref.nagano.jp/kankyo/kansei/ondan/tokuhain/>
- 17) 斎藤 馨・藤原章雄・熊谷洋一・塚口馨介 (2002) 森林景観ロボットカメラの新機能開発と環境音記録に関する研究. ランドスケープ研究 65 : 689-692.
- 18) 藤原章雄・斎藤 馨 (2005) ロボットカメラによる定点長期連日ビデオ記録の樹木フェノロジー情報についての分析. ランドスケープ研究 68 : 927-930.



## 資料 A 温暖化による生物への影響についての文献情報

ここでは、地球温暖化が長野県内の生物へ影響をおよぼす可能性があるものについて、既往文献の中から任意に取り上げて文献資料として整理した。

### A.1 植物編

- 温暖化によりブナの分布域が減少すると予測された<sup>1)</sup>。
- 温暖化やそれに伴う水分環境の変化によりスギ人工林への影響予測が示された<sup>2)</sup>。
- 夏季の気温上昇によりスギ花粉の総飛散数が増加すると予測された<sup>3)</sup>。
- 野外での人工温暖化実験によりハイマツの年枝長が促進された<sup>4)</sup>。

### A.2 動物編

- 冬期間の温暖化傾向によるニホンジカの越冬地拡大へ影響が示唆された<sup>5)</sup>。

### A.3 昆虫編

- ナガサキアゲハの分布拡大と温暖化との関係が示唆された<sup>6,7)</sup>。
- 暖地性のチョウが北上し、長野県で確認された<sup>8,9)</sup>。
- 温暖化によりセミの分布が変化している<sup>10)</sup>。

### A.4 鳥類編

- コムクドリの産卵開始日が年々早まり、気温の上昇との関係が示唆された<sup>11)</sup>。
- 温暖化によってライチョウの生息適地が減少すると考えられる<sup>12)</sup>。

### A.5 魚類編

- 温暖化によってイワナの生息地点が消失すると予測された<sup>13,14)</sup>。

### 参考文献

- 1) 田中信行・松井哲哉・八木橋勉・埴田 宏 (2006) 天然林の分布を規定する気候要因と温暖化の影響予測：とくにブナ林について。地球環境 11：11-20.
- 2) 松本陽介・重永英年・三浦 覚・長倉淳子・埴田 宏 (2006) 温暖化に対するスギ人工林の脆弱性マップ。地球環境 11：43-48.
- 3) 高橋裕一・川島茂人・相川勝悟 (1996) 空中スギ花粉濃度に及ぼす地球温暖化の影響—山形市とその周辺地域で得られた予測結果—。アレルギー 45：1270-1276.
- 4) Takahashi, K. (2005) Effects of artificial warming on shoot elongation of alpine dwarf pine (*Pinus pumila*) on mount Shogigashira, central Japan. Arctic, and Alpine Research 37：620-625.
- 5) Li, Y., Maruyama, N., Koganezawa, M. and Kanzaki, N. (1996) Wintering range expansion and increase of sika deer in Nikko in relation to global warming. Wildlife Conservation Japan 2：23-35.
- 6) 北原正彦・入来正躬・清水 剛 (2001) 日本におけるナガサキアゲハ (*Papilio memnon* Linnaeus) の分布の拡大と気候温暖化との関係。蝶と蛾 52：253-264.
- 7) 吉尾政信・石井 実 (2001) ナガサキアゲハの北上を生物季節学的に考察する。日本生態学会誌 51：125-130.
- 8) 浜 栄一 (2000) ツマグロヒョウモンの驚異的進出。可良古苗無 43：16-17.
- 9) 蛭川憲男 (2001) 暖地性の蝶の長野県における北上種 (1)。可良古苗無 44：13-25.
- 10) 初宿成彦 (2008) 温暖化とセミの分布変化。昆虫と自然 43 (4)：6-10.
- 11) 小池重人・樋口広芳 (2006) 気候変動が同一地域の鳥類、昆虫、植物の生物季節に与える影響。地球環

境 11 : 27-34.

- 12) 堂本暁子・岩槻邦男編 (1997) 温暖化に追われる生き物たち. 築地書館. 413pp.
- 13) Nakano, S., Kitano, F. and Maekawa, K. (1996) Potential and loss of thermal habitats for charrs in the Japanese archipelago due to climatic warming. *Fresh water Biology* 36, 711-722.
- 14) 北野 聡 (2001) 温暖化によって千曲川上流域のイワナ生息地点はどうなるか. 長野県自然保護研究所 紀要 4 (別冊 1) : 335-342.



# 資料 B 自然史的にみた過去の気候変動について

## B.1 はじめに

地球は過去に、いくたびもの大きな環境変化や気候変化を経験してきた。先カンブリア代や古生代にも氷河時代があり、極端な例では、先カンブリア代の終わり（8億～6億年前）頃には赤道を含めた地球の過半数が氷床に覆われ、いわゆるスノーボールアース状態の時期があったのではないかという議論がある<sup>1)</sup>。図36はこのような地質時代のスケールで地球史を概観したものである。この図の右側部分には約200万年前から現在までの第四紀という地質時代のできごとが特に詳しく記載されている。第四紀は、約46億年の地球史の中ではきわめて短い最新の地質時代である。しかし、地球上に人類が現れ、めざましい進化をとげた時代であること、またそれ以前の時代と比較して、過去の環境やできごとを知る手がかりが多く残されており、現在の環境に影響を残す過去の気候変化を高い分解能で解析することができるという意味で特別な時代である。ここでは、今日の地球温暖化問題を自然史的観点からとらえる一助とするため、特に第四紀の気候変化と、長野県内に知られている“現在とは異なる過去の気候に関する痕跡”について、既往の文献等をもとにまとめてみた。

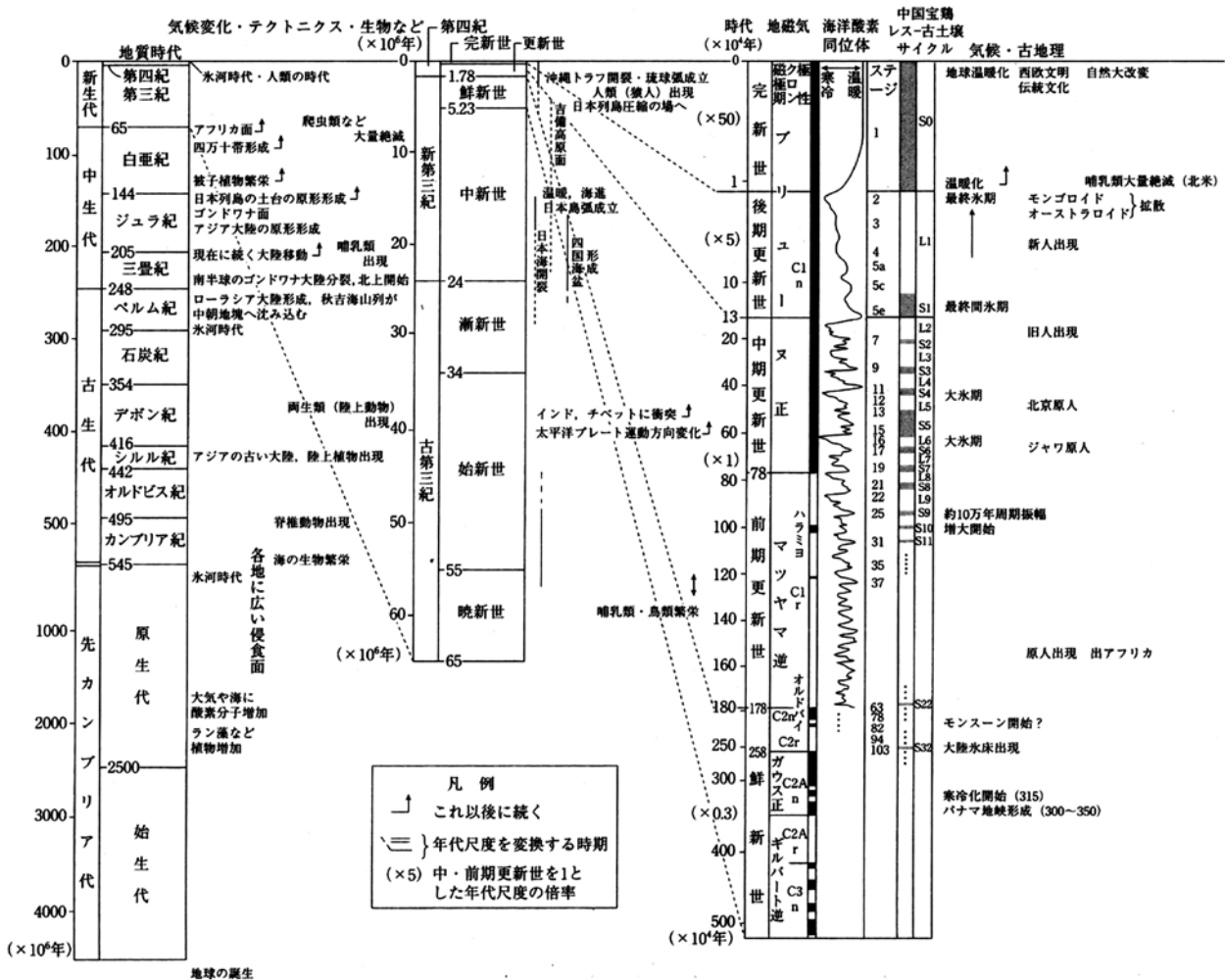


図 36 全地球史の環境変遷と第四紀の地質時代<sup>2)</sup>

## B.2 第四紀の気候

第四紀の時代には、後述のさまざまな手がかりにより、氷期と呼ばれる寒冷な時期と間氷期と呼ばれる比較的温暖な時期が繰り返しおとずれたことが知られている。図36の時間スケールでみるならば、過去の気候は変化の繰り返しが常であり、むしろ長期にわたって一定の気温や気候条件が保たれたことがほとんどなかったようにもみえる。第四紀の時代についていえば、約80万年前から現在まで、およそ10万年の周期で氷期と間氷期が繰り返したことが明らかになっている。

図37は、海底堆積物中の有孔虫の殻の分析によって、過去29万年前までの酸素同位体比カーブを復元したものである。有孔虫に含まれる酸素同位体比は、海水温の変化や大陸氷床の発達による海水の同位体比変化と対応して変化することから、酸素同位体比カーブの様子から過去の気候変化を読み取ることができる。この図では、氷期に奇数のステージ番号が、間氷期に偶数のステージ番号が付けられ、酸素同位体比が急激に変化する中間点には各ステージの境界が引かれている。全体の傾向をみると、気候は寒暖を繰り返すが、カーブ形状は左右非対称の鋸歯状で、徐々に寒冷化がすすみ最も寒冷な時期を経た後に急激な温暖化が起こるパターンが読み取れる。現在に近いところでは、今から約2万年前頃に最終氷期の最寒冷期があり、それ以後急激に気候が温暖化し現在に至る。したがって、現在は第四紀の地質時代の中で温暖な間氷期にあたり、もしこれまでの大局的な気候変化の傾向が大きく変わらずに今後も推移するものであれば、温暖な状況から数万年をかけて徐々に寒冷化していく可能性が高いと考えられる。尾瀬ヶ原の泥炭層の分析からの知見でも、約1万年前以降の後氷期の中で、約6000年前頃をピークとする前後3000年間にわたるヒブシサーマル(あるいは Climatic optimum)と呼ばれる温暖期や、この温暖期の間や温暖期以後における寒冷期があり、気候は数百年から数十年単位で変化を繰り返してきたことがわかる<sup>4)</sup>。

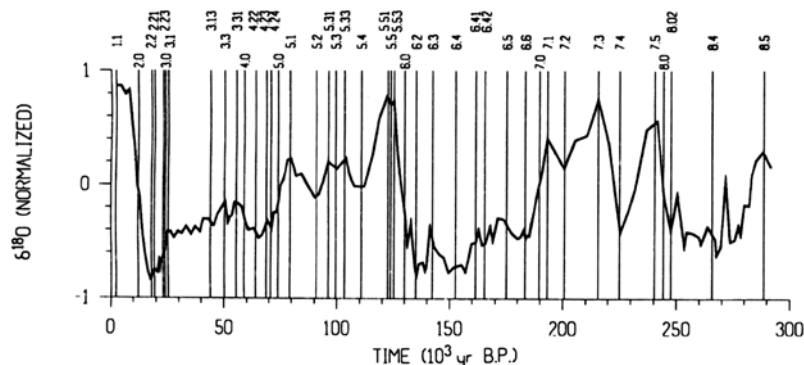


図37 第四紀における地球規模の気候変化を示す酸素同位体比カーブ<sup>3)</sup>  
鉛直の線に付された各番号は酸素同位体ステージ番号を表す

## B.3 過去の気候を知る手がかり

日本において、近代的な機器を用いて得られた気象データが精度よく連続的に記録されるようになったのは1880年代以降のことである。それ以前のデータとしては、蘭学や洋学系の知識にもとづく観測記録として、1820年代前後までさかのぼる記録がある<sup>5)</sup>。さらにそれより以前については、機器を用いた記録データ以外のさまざまな間接的な手がかりをもとに、気候の変化や変動の推定がなされることになる。主な手がかりとしては以下のようなものがある。

### (1) 地層や示相化石等

気候に影響をおよぼす地殻変動等の証拠（大陸や山地の形成、侵食面等の形成）や、特定の気候条件下で形成される大規模な地形、あるいは特定の気候条件に適応した生物遺骸の分布等から、過去の気候条件や気候変化等を推定する。

### (2) 段丘地形・氷河地形・堆積物等

特定の気候条件下で形成される比較的小規模な地形（段丘地形や氷河地形など）や堆積物の分布と年代から、過去の気候を推定する。特に氷河地形（や周氷河地形）は、過去の寒冷期の復元にも利用される。

### (3) 海底コア

外洋域の深海底の堆積物を対象に海底コアを採取し、コアに含まれている物質やプランクトンなどの微化石等を分析する。この分析結果から、気候変化に伴う海洋環境等の変化を復元する。

### (4) 花粉分析

堆積年代がわかっている湖沼や湿原の堆積物中に含まれる花粉組成をもとに、当時の古植生を復元し古気候を推定する。

### (5) サンゴ骨格

サンゴ骨格の成長に伴う年輪を対象に、酸素や炭素の同位体組成や、無機元素を分析し、過去の気候と関連の深い水温等の変化を推定する。

### (6) 氷河・氷床コア

高緯度や高標高地域の氷雪を対象にコアサンプルを採取し、コア中に含まれる水素や酸素の同位体比を分析する。ある場所の降水の同位対比とその年平均気温には相関関係があり、その関係を利用し過去の年平均気温を推定する。氷床コアの年代決定は、雪の堆積構造から年層を数えたり、噴火年代のわかっている火山放出物を検出したり、含まれる放射性核種を用いた年代測定などによって行われる。

### (7) 湖沼コア

湖沼に堆積した年縞堆積物を対象に、年縞厚さ、堆積物質や鉱物粒子、生物遺骸（珪藻や花粉等の微化石）等を分析し、過去の水温、降水量、水塊のpHなどを復元し、古気候を推定する。

### (8) 樹木の年輪分析

樹木の年輪を対象に、年輪幅や炭素安定同位体比などを分析し、古気候とその変化を推定する。

### (9) 考古遺跡・歴史文書等

貝塚の分布等から推定された海岸線の分布や、文書、日記、旅行記等による記載から当時の気候を推定する。

これらの手がかりは、明らかにされる内容や年代精度、そして推定される気象データの分解能にも種々の差がある。一般的に、(1)～(9)の順に適応年代範囲が狭くなり、その幅は $1 \times 10^6$ 年前以上の年代範囲から、 $2 \times 10^3$ 年間かそれよりも短い過去の範囲までが対象となる。古い時代について推定される気候データは、より誤差が大きくなる傾向が強い。明らかになる気候データの分解能も、10年単位以上の平均的な傾向を示すものから日単位もしくは時間単位を記録するものまでと大きな差がある。したがって、古気候を詳しく

解析するためには、目的に応じて手がかりを選択し、異なる手がかりを組み合わせることも必要である。

ここでは上記のうち、長野県における過去の気候変化の痕跡として、特に「花粉分析」と「氷河地形」のデータを取り上げる。

## B.4 長野県およびその周辺における過去の気候に関する痕跡

### B.4.1 堆積物の花粉分析結果等から知られる気候変化

花粉分析では、堆積物中に含まれる主な樹木花粉の比率を調べ、その花粉組成から堆積時の周辺植生を復元する。その植生の特徴から地質層序に複数の花粉化石群集帯を識別し、それらの変化を考察する。得られた分析結果からは直接気温変化等がわかるわけではないため、植生の変化から想定される寒暖等の変化を既知の酸素同位体ステージ区分 (MIS) 等と対比させることにより、当時の植生変化と気候変化の対応を推定し考察する。

長野県内でも湖沼や湿原堆積物等を対象に花粉分析を行った例がある。図38は諏訪湖における花粉分析結果を酸素同位体比の層序に対比させたもので、約18.5万年前～2.5万年前までの諏訪湖周辺の植生変化の

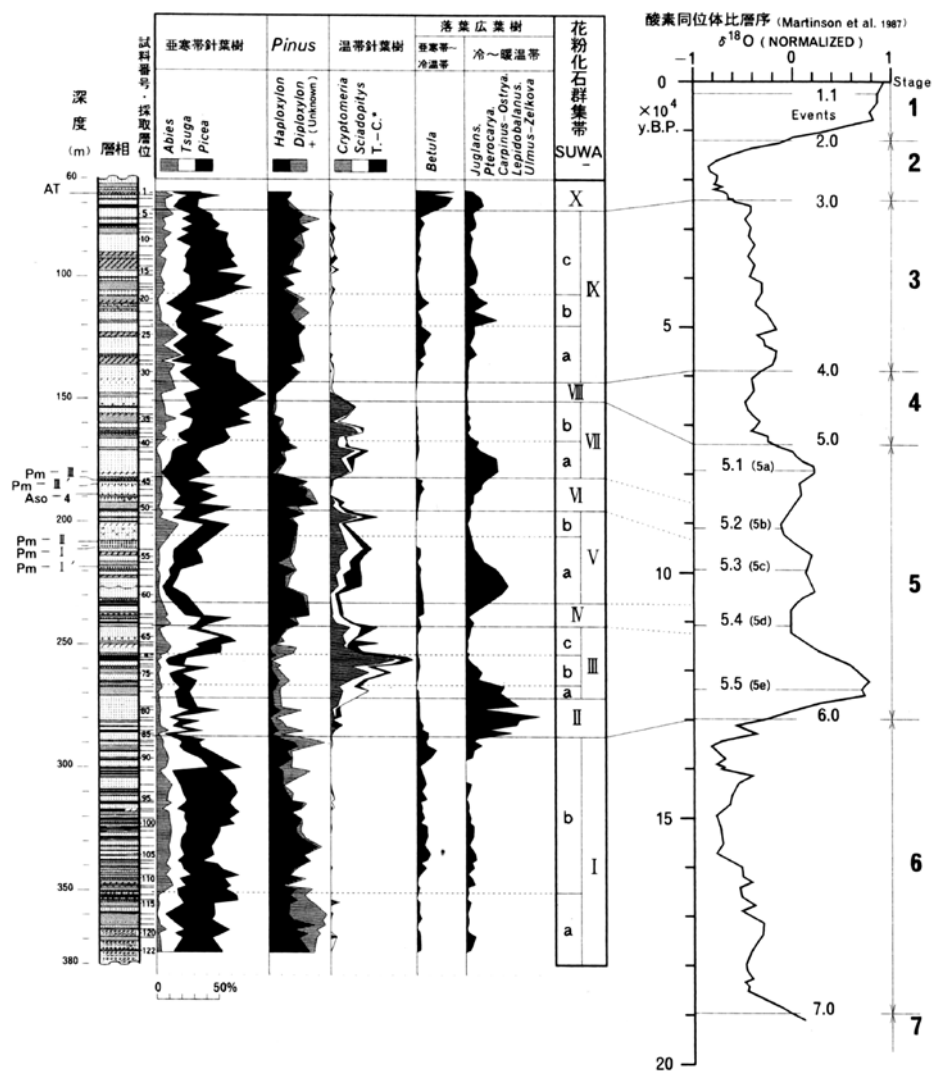


図 38 諏訪湖湖底堆積物の花粉化石群集帯と酸素同位体比層序の対比<sup>5)</sup>



様子が明らかにされている。この結果では、相対的に5回の低温（寒冷）期と4回の高温暖（温暖）期の繰り返しを確認され、酸素同位体カーブに対比される気候変化の影響がみられるとしている。図42はさらに諏訪湖の分析結果を長野県内外の他地域の結果と対比させたものである。

図39に示されるように、諏訪湖以外にも、野尻湖<sup>7,8)</sup>、松本盆地や木曾谷<sup>9,10)</sup>における研究例があり、諏訪湖と同様に地球規模の気候変化に対応するとみられる植生変化の特徴がみられる。さらに霧ヶ峰<sup>11,13)</sup>、飯綱高原<sup>14)</sup>、志賀高原<sup>15,16)</sup>等でも湖沼や湿原等の堆積物を対象とした花粉分析結果が報告され、過去の植生と対応する寒暖の繰り返しが知られている。花粉分析結果は調査地点の標高の違いや局地的な気候、あるいは堆積物の供給範囲や堆積環境等、それぞれの立地条件の影響を受け、細かな点では一致しない部分もある。しかし、全体的にみれば植生変化から推定される寒暖の傾向は相互によく対応し、第四紀後期更新世の地球規模の気候変化の繰り返しがそれぞれの地域の植生に大きな影響を与えたことは確かである。

また、花粉分析以外でも、長野市信更町の後期更新世の湖成層中の全有機炭素の含有率変動を解析し、それを既知の海洋酸素同位体比カーブと対比した例がある<sup>17)</sup>。

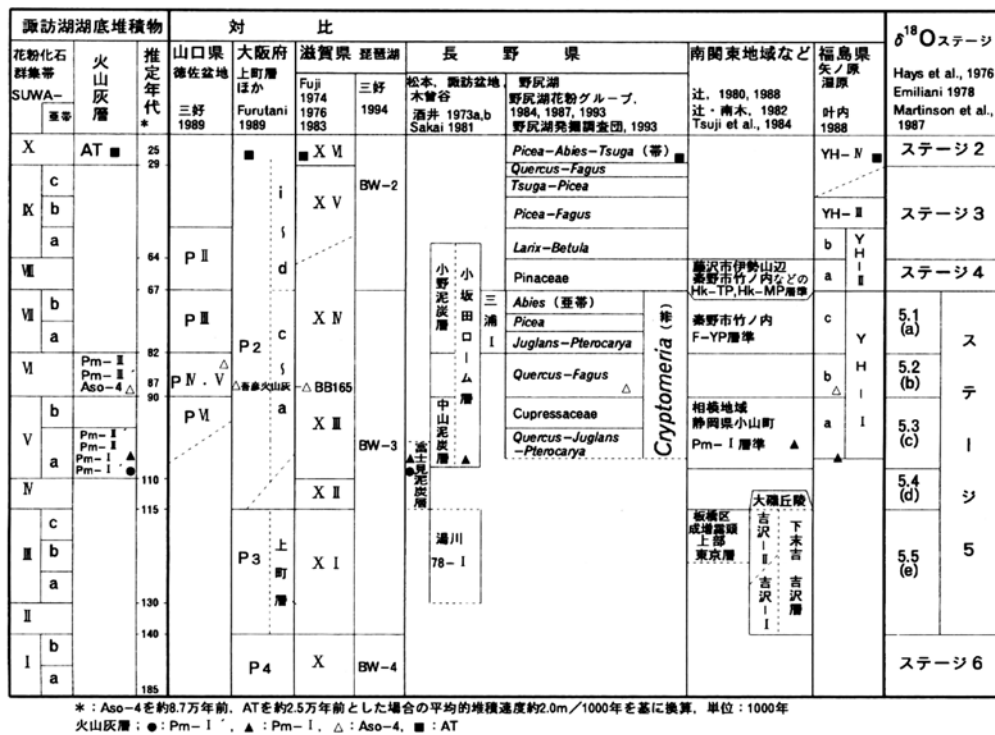


図39 諏訪湖湖底堆積物の花粉化石群集と対比される各地の花粉化石帯<sup>5)</sup>

#### B.4.2 氷河地形等から知られる気候変化

かつて日本にあったとされる氷河地形に関する研究のほとんどは、中部山岳地域と北海道において行われてきた。このうち日本アルプスと呼ばれる中部山岳地域には2500m~3000m級の高山が連なり、かつて形成された氷河地形等が現在も多く残されている。代表的な地形としては圏谷（カール、サーク）や各種の堆石（モレーン）などの地形がある。識別が比較的容易なカール底の高度は、概ね南アルプスで2900m、中央アルプスで2600m強、北アルプスで2600mというように、ある特定の高さを持って分布している<sup>18)</sup>。現在それらと同じ場所には氷河は分布しないが、そういう場所に氷河の痕跡がみられるということは、かつての雪線（個々の氷河上で質量収支において蓄積域と消耗域の境に相当する均衡線<sup>19)</sup>）が現在のそれよりも大きく低下していたこと、すなわち当時は現在よりも寒冷な気候であったことを示すものである。日本アルプ

スにおいては、これまでに下記のような数多くの地点で、かつて山岳氷河が存在した証拠がみいだされ、特徴的な地形の記載やかつての氷河作用に関する議論がおこなわれている。図40は槍・穂高連峰とその周辺を含む北アルプス南部の氷河復元図である。

梓川の源流域にあたる槍沢・涸沢周辺には圏谷やU字谷、堆石（モレーン）等の多くの氷河地形が残されている。図40では、4回の氷河前進期が示され、それらは古い方から順に、横尾期（6万年前以前）、涸沢期1（約3万年前、酸素同位体ステージ3-2に対比）、涸沢期2（約2万年前、酸素同位体ステージ2に対比）、涸沢期3（後氷期、新ドリラス期に対比）とされている。また、場所によっては涸沢期3よりもさらに新しい時期の氷河前進期の痕跡があり、これを約3000年前頃もしくは16世紀から20世紀初頭にかけてあったとされる氷河拡大期（ネオグラシエーション）に対比される可能性を指摘する報告もある<sup>21)</sup>。その他の中部山岳地域について、近年の主な知見を以下に示す。

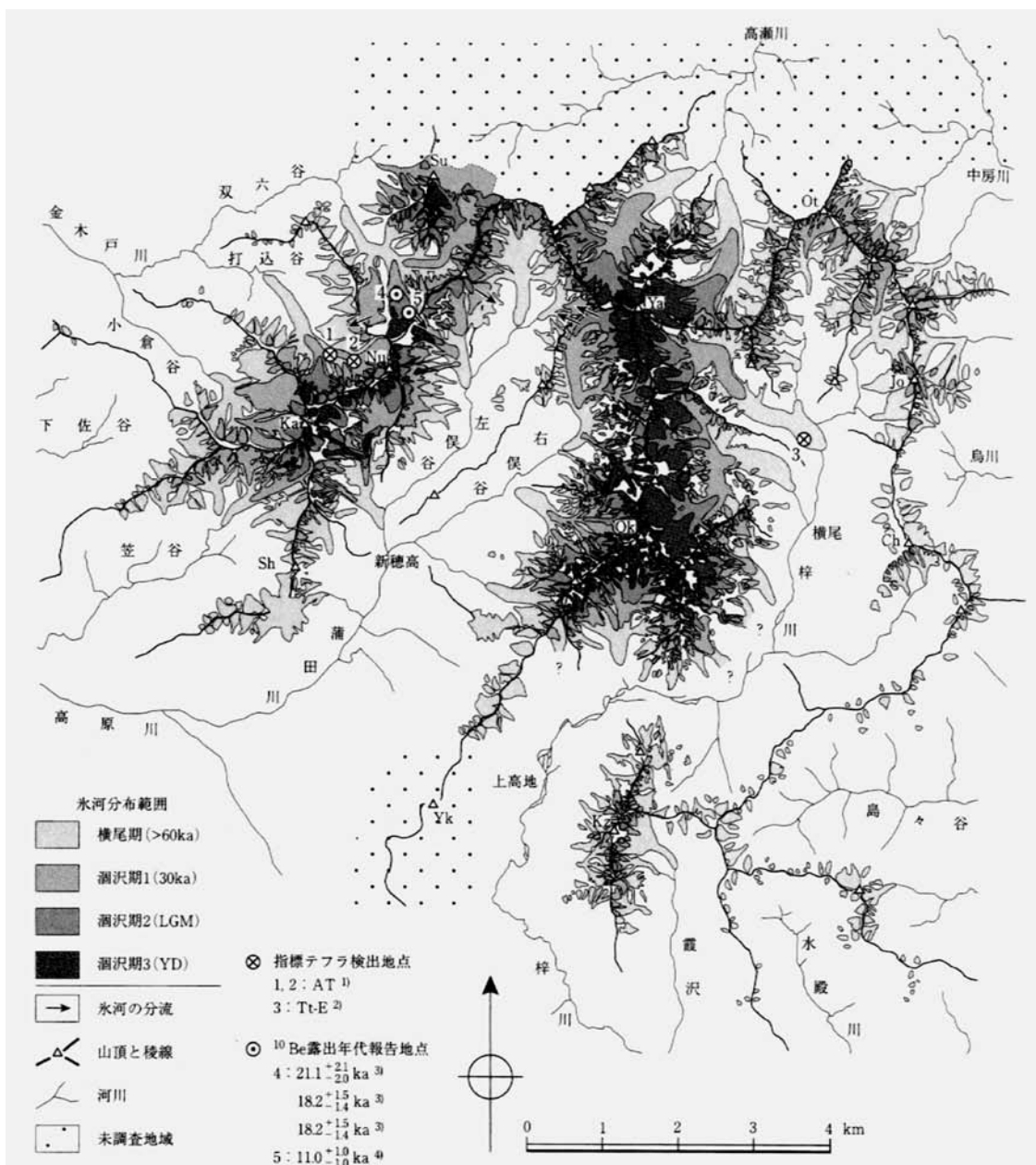


図40 北アルプス南部における第四紀後期の氷河復元図<sup>19)</sup>

## (1) 北アルプス（飛騨山脈）地域

### 【立山周辺】

立山周辺は、山崎<sup>22)</sup>の調査により、日本で初めて氷河地形（圏谷；カールまたはサーク）の存在が指摘された記念すべき地域である<sup>22)</sup>。それ以降の数多くの氷河地形研究があり、たとえば1970年代には室堂期と立山期の2回の氷河前進期が提唱された<sup>23)</sup>。さらに、テフラを用いた検討により、2回の氷河拡大期が最終氷期前半（5.0～5.5万年前頃）と最終氷期後半にあたることが示された<sup>24)</sup>。

### 【後立山周辺】

白馬岳東方の松川北俣入の氷河地形や氷河性堆積物が詳しく調査され、5回の氷河前進期（葎原期・岩岳期・赤倉沢期・金山沢期・白馬沢期）が区分された<sup>25)</sup>。そのうち最も古い葎原期のモレーンはAso-4・Tt-Eテフラに覆われることから、葎原期は7万年前よりも古いとされた<sup>26)</sup>。そのほかの氷河前進期の年代についても、テフラや堆積物の<sup>14</sup>C年代値から議論がなされている<sup>27)</sup>。また、針ノ木岳・蓮華岳周辺の調査では、針ノ木Ⅰ期～Ⅳ期の氷河前進期を認め、槍・穂高連峰の地形的雪線高度や気温差等が考察されている<sup>28)</sup>。

## (2) 中央アルプス（木曾山脈）地域

### 【木曾駒ヶ岳周辺】

中御所川流域の調査結果から、中御所谷Ⅰ期～Ⅲ期の亜氷期の存在を示し、それぞれⅠ期（8～4.5万年前）、Ⅱ期（4.5～3万年前）、Ⅲ期（3～1万年前）に編年し、氷河最拡大期のⅠ期には、氷河末端は標高1700～1800m付近まで達したとされている<sup>29)</sup>。

## (3) 南アルプス（赤石山脈）地域

### 【仙丈ヶ岳周辺】

仙丈ヶ岳・藪沢における研究により、最終氷期の三つの異なる氷河前進期（藪沢Ⅰ期～Ⅲ期）と停滞期の存在が示され、第Ⅰ期の氷河の末端高度はおよそ2250mであったとした<sup>30)</sup>。

氷河地形は断片的に残存し、それらは侵食作用等により時間経過とともに失われる。そのため、最終氷期の比較的新しい痕跡は残りやすいが、それ以前の痕跡は残りにくい。また上記のように多くの研究がある場所においても、定量的なデータとして表現しにくい部分があり、古い氷期や氷河地形区分について必ずしも見解が定まっていない場所も少なくない。過去の氷河に関する議論は今後も続くと思われるが、約7万年前からの最終氷期以降、氷河が前進するような寒冷期が少なくとも3回はおとずれたことは確かであろう。ステージ2に対応するもっとも寒冷な時期の気温低下は、年平均気温で約7～8度と見積もられている<sup>31)</sup>。

## B.5 おわりに

以上のように、長野県内においても、断片的にはあるが、過去に起った気候変化の痕跡は現在の自然のなかにさまざまな形で残されている。一方、今日注目を集めている地球温暖化への懸念は、ここ数十年間の気温上昇が1750年以降の人間活動による気候への影響であろうということと、かなり高い可能性で今後さらに温暖化が急激に進むだろうという科学的な予測結果に基づいている<sup>32)</sup>。この予測には複数の気候モデルが使われているが、実測値によるモデルの検証ができるのは過去数十年に限られる。この期間は地球史からみれば非常に短期的なものである。またこれまでに述べたように、より大きな時間スケールで見れば、自然界は過去に温暖化と寒冷化の繰り返しを頻繁に経験している。現在の地球環境に起こっていること、そしてそれが私たちの社会や自然にもたらす結果については、未知の部分が多く残されている。



## 参考文献

- 1) 川上伸一・能田 成・大野照文 (2004) 原生代後期の氷河時代問題－作業仮説とその検証－. 月刊地球 26 : 127-130.
- 2) 町田 洋・大場忠道・小野 昭・山崎晴雄・河村善也・百原 新編著 (2003) 第四紀学. 朝倉書店, 東京, 323 p.
- 3) Martinson, D. G., Pasias, N. G., Hays, J., Imbrie, J., Moore T. C. and Shackleton, N. J. (1987) Age dating and the orbital theory of the ice ages : development of a high resolution 0-300,000 year chronostratigraphy. *Qurt. Res.*, 27 : 1-29.
- 4) 阪口 豊 (1995) 総論 1 過去 1 万 3000 年間の気候の変化と人間の歴史. 吉野正敏・安田喜憲編「講座 文明と環境 6 歴史と環境」, 朝倉書店, 1-12.
- 5) 塚原東吾・財城真寿美・松本佳子・三上岳彦 (2006) 蘭学・洋学の枠組みにおける気象観測 : 日本と東アジアにおける機器観測と, その歴史的気候再現のための利用. シンポジウム「歴史記録と現代科学」発表要旨.
- 6) 大嶋秀明・徳永重元・下川浩一・水野清秀・山崎晴雄 (1997) 長野県諏訪湖湖底堆積物の花粉化石群集とその対比. 第四紀研究 36 : 165-182.
- 7) 那須孝悌 (1992) 野尻湖周辺における最終氷期の古植生と古気候変遷. 月刊地球 14 : 50-5.
- 8) 野尻湖発掘調査団 (1993) 中部日本における最終氷期の古環境－野尻湖底ボーリングのコア分析－地団研専報 41.80p.
- 9) 酒井潤一 (1981) 中部地方における後期更新世の気候変化. 第四紀研究 20 : 165-173.
- 10) 酒井潤一 (1987) 中部地方における後期更新世の古気候. 第四紀研究 25 : 269-275.
- 11) 堀 正一 (1938) 信州八島ヶ原高層湿原の花粉分析の研究. 日本生物地理学会報 8 : 133-141.
- 12) 堀 正一 (1940) 信州踊場湿原の花粉分析の研究. 植物及動物 8 : 20-24.
- 13) 叶内敦子・田原豊・杉原重夫・小疇尚 (1988) 八島ヶ原湿原堆積物の年代と花粉分析. 日本第四紀学会講演要旨集 18 : 156-157.
- 14) 小林舞子・酒井潤一・富樫 均 (1999) 逆谷地湿原堆積物の花粉化石からみた植生変遷. 日本第四紀学会講演要旨集 29 : 70-71.
- 15) 赤羽貞幸 (1986) 志賀高原長池湿原とカヤノ平北ドブ湿原における泥炭層の形成年代と花粉分析. 「亜高山帯の気象と自然環境の変遷に関する研究」, 信州大学教育学部, 19-29.
- 16) 関口千穂・叶内敦子・杉原重夫 (1997) 北信・上越多雪地域の最終氷期から完新世にかけての植生変遷. 日本第四紀学会講演要旨集 27 : 70-71.
- 17) 田原敬治・公文富士夫・長橋良隆・角田尚子・野末泰宏 (2006) 長野県, 高野層のボーリングコア試料の全有機炭素 (TOC) 含有率変動に基づく更新世後期の古気候変動の復元. 地質学雑誌 112 : 568-579.
- 18) 小林国夫 (1955) 日本アルプスの自然. 築地書館, 238p.
- 19) 野上道男・小野有五 (1981) 均衡線. 町田 貞ほか編「地形学辞典」, 二宮書店, 150-151.
- 20) 町田 洋・松田時彦・海津正倫・小泉武栄編 (2006) 日本の地形 5 中部. 東京大学出版会, 385p.
- 21) 長谷川裕彦 (1996) 北アルプス南西部, 笠ヶ岳周辺の氷河・周氷河地形発達史. 地理学評論 69A : 75-101.
- 22) 山崎直方 (1902) 氷河果して本邦に存在せざりしか. 地質学雑誌 9 : 361-369, 390-398.
- 23) 深井三郎 (1975) 北アルプスの氷地形の形成とその時期. 式 正英編著「日本の氷期の諸問題」, 古今書院, 1-14.
- 24) 町田 洋・新井房夫 (1979) 大山倉吉軽石層一分布の特性と第四紀編年上の意義. 地学雑誌 88 :



313-330.

- 25) 小疇 尚・杉原重夫・清水文健・宇都宮陽二郎・岩田修二・岡沢修一（1974）白馬岳の地形学的研究. 駿台史学 35：1-86.
- 26) 伊藤真人・清水文健（1987）北アルプス, 白馬岳東方, 松川北股入のモレーンを覆う示標テフラ層の発見とその意義. 地学雑誌 96：112-120.
- 27) 伊藤真人・正木智幸（1987）北アルプス針ノ木岳・蓮華岳周辺の氷河地形と氷期の地形的雪線高度. 東北地理 39：247-267.
- 28) 苅谷愛彦（2000）白馬岳地域における更新－完新統の年代新資料. 日本地理学会発表要旨集 58：68-69.
- 29) 柳町 治（1983）木曾山脈北部における最終氷期の氷河の消長と編年. 地学雑誌 92：152-172.
- 30) 神澤公男・平川一臣（2000）南アルプス仙丈ヶ岳・藪沢の最終氷期の氷河作用と堆積段丘. 地理学評論 73A：124-136.
- 31) 貝塚爽平（1977）日本の地形. 岩波新書, 234p.
- 32) 加藤央之（2007）IPCC 第4次報告の要点・解説. 地学雑誌 116：798-810.

## 執筆分担者

浜田 崇 (1章, 2章, 3章2節, 資料A)  
大塚孝一・尾関雅章 (3章1節)  
富樫 均 (資料B)

研究プロジェクト成果報告 6  
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

---

2008（平成20）年

編集・発行  
長野県環境保全研究所  
〒380-0075 長野市北郷 2054-120  
TEL 026-239-1031  
FAX 026-239-2929  
E-mail kanken-junkan@pref.nagano.jp

印刷  
ほおずき書籍株式会社  
〒381-0012 長野市柳原 2133-5



古紙配合率100%再生紙を使用しています

