

## 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

飯島慈裕\*・浜田 崇\*\*

中部山岳地域の高山・亜高山地域4地点(八ヶ岳連峰稲子岳, 木曾山脈木曾駒ヶ岳, 乗鞍連峰大黒岳, 立山連峰真砂岳)において自動気象観測装置を設置し, 山岳地域の温度・水環境の総合的なモニタリングを開始した。2002年10月から2003年5月までの観測結果から, 気温, 地表面温度が氷点下になる期間(寒候期)の入りと明けが4地点でほぼ同調しており, また, 春には多量の降雨が融雪や土壌の融解を進める重要な原因となっていたことが示された。

### I. はじめに

現在進行しつつあるといわれる地球温暖化による自然環境変化が懸念される中で, 山岳自然環境は, 温暖化による地表面付近の温度上昇とともに, 豪雨頻度の増加, 降雪率の減少, 融雪時期の早まりといった水環境の変化が同時にもたらされるといわれている(IPCC 2001)。これらの温度や水環境の変化は, 植物の生育期間や植物種ごとの生長過程を変え, 将来的には亜高山, 高山帯を特徴付ける植生の高度分布の変化をもたらすと考えられている(Yoshino and Jilan 1998)。また, 温度上昇による融雪や土壌の凍結融解の時期の変化, あるいは降水強度・頻度の増加による地すべり・土壌侵食などの土砂生産の変化によって, 山岳地域の災害発生状況も変化すると考えられている(Yoshino and Jilan 1998)。しかし, これらの予測は, 地球上の山岳地域で共通して想定されているものであり, 地域に特有な変化を予測することは現段階では非常に困難である。その理由には, 将来予測に使われている現在の気候モデルが, 複雑な山岳地形で生じる大気現象を表現できるほどの空間的な精度にはないと同時に, 山岳地域での詳細かつ継続的な観測資料が絶対的に不足していることが大きく関係している。したがって, 山岳自然環境の実態を理解するために, 現段階では共通した気象観測項目を設定した上での広域的なモニタリングが必要だと考えられる(浜田 2001)。

日本国内の山岳地域における組織的, かつ年間を通じた継続的な気象観測は, 今から半世紀以上前の1940年代に当時の中央气象台(現気象庁)が実施したのみである(中央气象台 1951)。現在は, 低標高

地域の地域気象観測網の整備が進む一方で, 山岳気象観測は, 富士山頂以外は日本気象協会が夏山気象観測として7, 8月に実施するものに限られている。また, 標高2000m以上の亜高山・高山地域の主稜線付近の観測は研究者が個別の研究課題に付随して実施する例が多く, 山岳間での比較に足りうる観測資料は極めて少ない。

以上の背景から, 本研究では, 中部日本山岳地域の気候環境とその経年変化の実態を明らかにするため, それぞれ地理的条件の異なる山岳地域の4地点において, 自動気象観測を開始した(飯島・篠田 2003)。観測では, 山岳地域の大气と地表面の温度環境と水環境を総合的に比較するため, 地温の鉛直分布, 降水量, 土壌水分量などの多要素の測定を継続的に実施するのが大きな特徴である。本報告では, 観測方法の概要を示すと同時に, 4地点で観測値が得られた2002年冬季の各気象要素の比較結果を観測例として速報する。

### II. 研究対象地域と観測方法

観測地点として, 既存の研究ですでに筆者らが関係して観測を行っている地点を中心に中部山岳地域の4地点を選定した(図1)。各地点は日本の気候区分(気候影響・利用研究会 2002)と植生帯で位置づけられ, 八ヶ岳連峰稲子岳の凹地底(Iijima and Shinoda 2002; 以下, 稲子とする)は太平洋側の亜高山帯, 立山連峰真砂岳(Iijima and Fukui 2003; 真砂とする)は, 日本海側の高山帯, 木曾山脈木曾駒ヶ岳(Nakashinden et al. 1995; 木曾駒とする)は太平洋側の高山帯, そして乗鞍連峰大黒岳(飯島・浜田 2001; 乗鞍とする)は太平洋側と日本海側の境界部

\* 地球観測フロンティア研究システム 水循環観測研究領域 〒236-0001 神奈川県横浜市金沢区昭和町3173-25

\*\* 長野県自然保護研究所 〒381-0075 長野市北郷2054-120

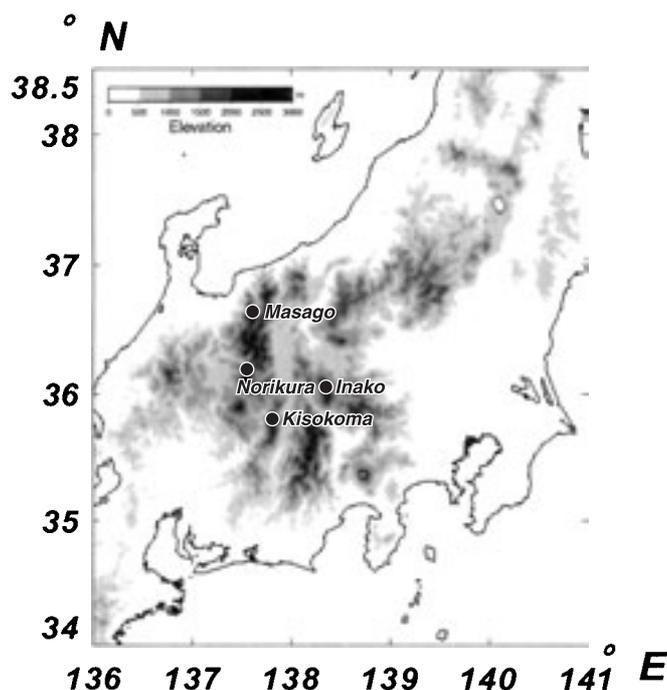


図1 観測地点

Fig. 1 Study sites

の高山帯である。このうち乗鞍のみが2002年10月3日に新設され、他の地点は1998年以降順次設置された地点である（飯島・篠田 2003）。観測地点の概要と観測項目、観測機器の詳細を表1に示す。まだ全ての地点で観測項目が完備されていないが、共通させる項目は、地上気象測定要素として、気温・湿度・風向風速・日射量・降水量、地下の測定要素として最大2m深までの地温鉛直分布と、土壌水分量（TDR式土壌水分計）である。記録は全てマルチチャンネルのデータロガー（Campbell Scientific社製のCR-10X）を用いており、太陽電池パネルによる充電システムによって継続的な観測が可能になっている。

### Ⅲ. 観測結果と考察

以下では、観測結果として、2002年10月1日～2003年5月31日のそれぞれの気象要素の時系列変化を示す（図2～7）。寒候期の山岳地域の温度・水環境を共通した観測項目で同時に比較した研究はこれまでにないため、本稿では各地点での共通性と地域性に着目して比較・考察した。ただし、各地点で、センサーへの着雪や着氷、強風による破損など種々の原因によって異常値と判断されたものや欠測があり、継続した観測値が得られていない期間がある。

特に乗鞍では、バッテリー電圧の低下のために2002年11月26日～2003年4月にかけて欠測となっている。

#### （1）気温

地上気温と相対湿度が測定されたのは、稲子、木曾駒、真砂の3地点である（図2, 3）。冬季の山岳地域の気温は、センサーや放射よけ部分に着雪が生じて正確な気温が測定されないことがある（苅谷ほか 1997）。3地点とも温湿度センサーを用いているので、相対湿度の観測値と比較すると、木曾駒での11月前半や、真砂での11月～12月前半は相対湿度が90%を超える期間が不自然に連続しており、この間は着雪によってセンサー周りが多湿であった可能性が考えられる。しかし、気温の日較差がその間小さくなるなどの影響は認められず、気温は適切に観測されたと考えられる。

観測期間の平均気温は、稲子が $-3.5^{\circ}\text{C}$ 、木曾駒が $-7.1^{\circ}\text{C}$ 、真砂が $-8.1^{\circ}\text{C}$ であった。稲子と木曾駒との気温差は $3.6^{\circ}\text{C}$ （高度差620m）、真砂との気温差は $4.5^{\circ}\text{C}$ （高度差500m）である。これらの値から気温減率をそれぞれ計算すると、前者が $0.58^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ 、後者が $0.9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ となる。稲子と木曾駒は同じ気候区で緯度も近いので、気温減率が標準大気のもの（ $0.65^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ）に近い。一方、後者には鉛直方向の

表1 観測地点の位置と観測機器の概要

Table 1 Summary of study sites and observation sensors

	稲子岳	木曾駒ヶ岳	大黒岳	真砂岳
緯度 (°N)	36° 01' 48"	35° 47' 10"	36° 07' 34"	36° 35' 07"
経度 (°E)	138° 22' 04"	137° 48' 42"	137° 33' 45"	137° 37' 34"
標高 (m)	2230m	2850m	2730m	2790m
地表面状態	凹地底砂礫地	植被階状土	風衝砂礫地	風衝砂礫地
気温	白金抵抗測温体 型番 CS-500 *1 備考 精度±0.5°C 測定高 (m) 1.8	白金抵抗測温体 型番 CS-500 *1 備考 精度±0.5°C 測定高 (m) 1.0	白金抵抗測温体 型番 CS-500 *1 備考 精度±0.5°C 測定高 (m) 1.0	白金抵抗測温体 型番 CS-500 *1 備考 精度±0.5°C 測定高 (m) 1.0
相対湿度	静電容量式湿度計 型番 CS-500 *1 備考 精度±3% 測定高 (m) 1.8	静電容量式湿度計 型番 CS-500 *1 備考 精度±3% 測定高 (m) 1.0	静電容量式湿度計 型番 CS-500 *1 備考 精度±3% 測定高 (m) 1.0	静電容量式湿度計 型番 CS-500 *1 備考 精度±3% 測定高 (m) 1.0
風向	ポテンショ型風向計 型番 VR-536 *2 備考 起動風速0.5m/s 測定高 (m) 1.5	プロペラ型風向風速計 型番 5103 *3 備考 起動風速1.0m/s 測定高 (m) 1.2	ポテンショ型風向計 型番 VR-536 *2 備考 起動風速0.5m/s 測定高 (m) 1.2	
風速	三杯型電接風速計 型番 AC-540 *2 備考 起動風速0.5m/s 測定高 (m) 1.5	プロペラ型風向風速計 型番 5103 *3 備考 起動風速1.0m/s 測定高 (m) 1.2	三杯型電接風速計 型番 AC-540 *2 備考 起動風速0.5m/s 測定高 (m) 1.2	
日射量	全天日射計 型番 PCM03 *4 備考 精度±2.5%	全天日射計 型番 PCM01 *5 備考 精度±3.0%		全天日射計 型番 PCM01 *5 備考 精度±3.0%
降水量	転倒枙式雨量計 型番 52203 *3 備考 分解能0.1mm	転倒枙式雨量計 型番 *6 備考 分解能0.5mm	転倒枙式雨量計 型番 7852M *7 備考 分解能0.2mm	転倒枙式雨量計 型番 7852M *7 備考 分解能0.2mm
地温	T型熱電対, サーミスタ 型番 107 (サーミスタ) *1 備考 精度±0.2°C 測定深 (cm) 0,5,10,25,50,80,100,155	T型熱電対, サーミスタ 型番 107 (サーミスタ) *1 備考 精度±0.2°C 測定深 (cm) 0,5	サーミスタ 型番 107 (サーミスタ) *1 備考 精度±0.2°C 測定深 (cm) 5,10,25,50,80	T型熱電対, サーミスタ 型番 107 (サーミスタ) *1 備考 精度±0.2°C 測定深 (cm) 0,50,80,100,150,220
土壌水分量	TDR式土壌水分計 型番 TRIME-EZ *8 備考 精度±1.0% 測定深 (m) 0.2	TDR式土壌水分計 型番 CS-615 *1 備考 精度±2.5% 測定深 (m) 0~0.5 *9	TDR式土壌水分計 型番 CS-615 *1 備考 精度±2.5% 測定深 (m) 0.2	TDR式土壌水分計 型番 CS-615 *1 備考 精度±2.5% 測定深 (m) 0.2

\*1 Campbell Scientific 社製

\*3 Young 社製

\*5 ブリード社製

\*7 Davis Instruments 社製

\*9 土壌水分計を階状土の段差の下端で横方向に差したため0~0.5mの平均を測定している

\*2 牧野応用測器社製

\*4 Kip &amp; Zonen 社製

\*6 メテック社製

\*8 IMKO 社製

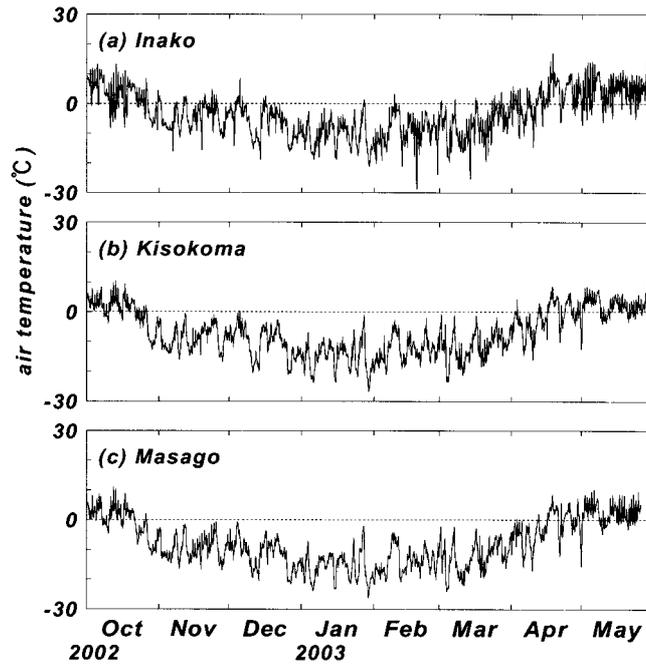


図2 2002年10月1日~2003年5月31日の気温変化(時別値)  
(a) 稲子, (b) 木曾駒, (c) 真砂

Fig. 2 Time series of air temperature (hourly data) from 1 October 2002 to 31 May 2003  
at (a) Mt. Inako, (b) Mt. Kisokoma and (c) Mt. Masago

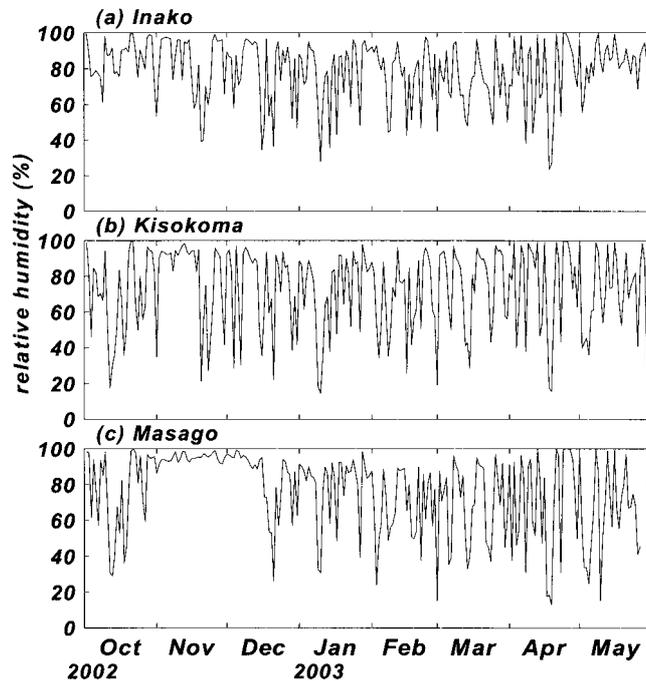


図3 2002年10月1日~2003年5月31日の相対湿度変化(日平均値)  
(a) 稲子, (b) 木曾駒, (c) 真砂

Fig. 3 Time series of relative humidity (daily data) from 1 October 2002 to 31 May 2003  
at (a) Mt. Inako, (b) Mt. Kisokoma and (c) Mt. Masago

気温変化とともに緯度（水平）方向の気温変化が加わるため、気温減率の値が大きくなっている。緯度による影響は木曾駒と真砂の気温を比較しても理解できる。木曾駒は真砂よりも120m標高が高いにもかかわらず平均気温は木曾駒の方が1℃高い。緯度方向の気温差分を計算するため、稲子の気温から真砂と同じ標高の気温を換算すると、0.58℃/100mの気温減率では-6.4℃となり、真砂の気温よりも1.6℃高くなる。この気温差分が緯度方向の気温変化に相当している。稲子と真砂との間では緯度が0.55°（水平距離で約60km）離れており、緯度による気温減率は0.92℃/100kmとなる。したがって、中部山岳では気温の南北傾度が大きいことが分かる。

寒候期（cold season）を季節区分する上で、地表面や土壌の凍結が進行する氷点下の期間が閾値として有効である（Olsson et al. 2003）。中部山岳地域では、9月以降に日最低気温が氷点下となる日が現れ始めるが（例えば乗鞍では（斉藤・入江 2002）、平均して9月22日頃）、ここでは氷点下となる期間が継続して現れる時をもって寒候期を定義すべきと考えた。そこで、2002年秋に日平均気温が連続して3日間0℃を下回った日の最初を寒候期の入りとし、2003年春に連続して3日間0℃を上回った日の最初を寒候期の明けとした。すると、寒候期の入りは、木曾駒と真砂とともに10月22日であったのに対して、稲子では10月27日で5日程度の差しかなかった。また、寒候期の明けは稲子が4月15日、木曾駒と真砂が4月17日で2日しか差がなかった。これは、氷点下になる大気条件は、中部山岳地域の亜高山帯以高で共通して現れることを示している。

観測期間の最低気温に着目すると、3地点での最低値は、稲子で記録された2月19日の-28.8℃であった。この値は、同じ日の富士山頂の日最低値（-22.7℃）よりも6℃も低い。これは、新雪後の晴天夜間に形成されたと考えられる極めて強い夜間冷却現象によるものであり（飯島・篠田 1998）、山間地域ならではの現象として特筆される。木曾駒と真砂はともに1月29日の-26.7℃と-26.1℃が最低値であり、このときは富士山頂でも最低値-34.1℃を記録している。また、日最低気温が0℃を下回る日数は、稲子が最も多かった（215日；木曾駒は207日、真砂は211日）。これは、寒候期前後の10月と5月に気温が0℃を下回るよく冷却された日が多かったことによる。稲子の観測点は谷の底にあることから、山頂付近の高山帯に比べて夜間冷却に伴う冷気の堆

積の効果が大きい。稲子では10月と5月にこの現象が生じやすく、結果としてそれが日最低気温0℃以下の日数の違いに反映されている。

## （2）地表面温度・地温

地表面温度は全4地点で測定された（図4）。このうち、木曾駒のみがガンコウラン・クロマメノキなどの高山植生の群落内（50×50cmの植被率70%）の表面温度を示しており、他は砂礫地表面の温度を示している。また、乗鞍では、本来気温を測定するセンサーが10月21日に風向風速計の破損と同時に地表面に脱落したため、その後は地表面温度に近いものを測定していたとみなした。

ここでも、0℃を閾値として寒候期の分類を試みた。地表面温度の場合は表面の凍結期間を示し、また日変化で0℃をまたぐ変動のある日は凍結融解日となる。気温の場合と同様の基準で、寒候期の入りを決定すると、真砂での10月16日が最も早く、続いて乗鞍の10月22日、稲子と木曾駒の10月27日となり、気温と同時期か7日程度前後していた。一方、寒候期の明けは稲子で4月23日、木曾駒と真砂で4月24日とほぼ同期しており、乗鞍でも同じ頃に0℃を上回ったことが示唆される結果を得た。明けた時期はどの地点も気温に比べて7～10日遅れており、地表面が融解する時間差があることを示している。全体的には気温と同様に、地表面温度の凍結期間の開始と終了は中部山岳全体で共通した条件で生じていると考えられる。後述するように、4月19～21日にはどの地点でも多量の降雨があり、融解時期の同調には多量の降雨による地表面の融解が大きく関係していると考えられる。

日最高値と日最低値が0℃をまたぐ、いわゆる凍結融解日の日数は、稲子が最も多く64日であり、高山地域に比べて、10月や5月の夜間冷却が顕著なことや、11月以降の寒候期に日中の昇温が顕著なことが効いている。一方、木曾駒と真砂はともに48日であった。

続いて、地温の観測例として、3地点で共通して測定されている50cm深の地温を比較した（図5）。一般に日単位の地温変化がみられなくなる深度が50cm程度であることから（近藤 2000）、50cm深地温は季節的な変化を知るのに適当な深度だと考えられている（高橋 1995）。ここでも、0℃以下の凍結期間に着目する。真砂では11月2日に0℃を下回り、地表面温度が0℃以下になってから半月程度で冷却が進行

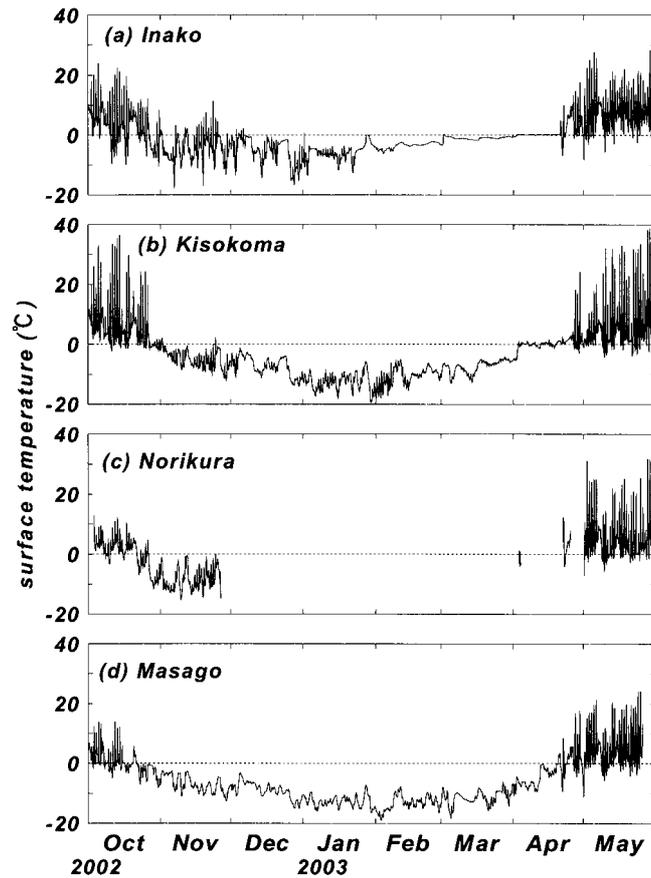


図4 2002年10月1日～2003年5月31日の気温変化（時別値）  
 (a)稲子, (b)木曾駒, (c)乗鞍, (d)真砂

Fig. 4 Time series of ground surface temperature (hourly data) from 1 October 2002 to 31 May 2003  
 at (a)Mt. Inako, (b)Mt. Kisokoma, (c)Mt. Norikura and (d)Mt. Masago

していることになる。乗鞍は、測定が途切れた11月26日にほぼ0℃に達しており、地表面温度が0℃以下になってから1ヶ月以上かかっている。稲子はさらに遅く、1月4日ようやく0℃に達し、非常にゆっくりと冷却が進んでいった。春に0℃を上回る時期は、真砂で5月3日、乗鞍で5月11日、稲子で5月13日であり、10日程度の短期間の内に、ほぼ同調して融解時期を迎えていた。乗鞍も稲子も5月8日に50mm以上の日降水量があり、地表面温度と同様に雨水の浸透に伴う熱伝導が土壌の融解に寄与していた可能性が考えられる。

気温や地表面温度に比べて、地温の冷却時期が異なるのは、土質の違いに基づく熱容量と熱伝導率の違いが考えられる。真砂・乗鞍は礫質で、100cc土壌サンプルの測定では、固層率はともに59%であるのに対して、稲子は砂質で固層率は43%であった。したがって、空隙率の高い稲子の土壌では熱伝導率が小さく、地温低下が緩やかになったと考えられる。

また、風速・放射環境の違いによる地表面熱収支の違いも冷却過程が異なる一因と考えられる。

### (3) 日射量

冬季の日射量などの放射量は、霜や着雪による放射の減衰が生じやすく、継続的なメンテナンスがしにくい遠隔地での精度ある測定は基本的に困難である。したがって、この期間の稲子と木曾駒での観測値について、日射量そのものに着目するのではなく、その減衰から積雪期間との関係について述べることにする(図6)。稲子では全天日射量に加えて地表面からの反射日射量も測定しており、その比(アルベド;日積算値の比として計算)を取ることで、積雪期間を具体的に示すことができる。

稲子ではまず11月2～10日にかけてアルベドが40%を超える期間があり、最初の積雪期間であったことが示される。その後一旦12%程度に低下して融雪してしまったが、11月28日以降、再びアルベドが

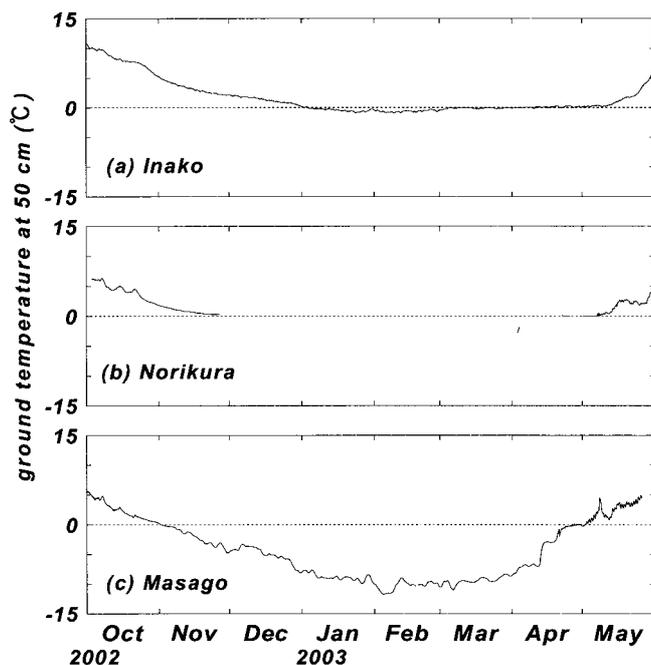


図5 2002年10月1日～2003年5月31日の50cm深地温変化 (時別値)

(a) 稲子, (b) 乗鞍, (c) 真砂

Fig. 5 Time series of ground temperature at the depth of 50 cm (hourly data) from 1 October 2002 to 31 May 2003 at (a)Mt. Inako, (b)Mt. Norikura and (c)Mt. Masago

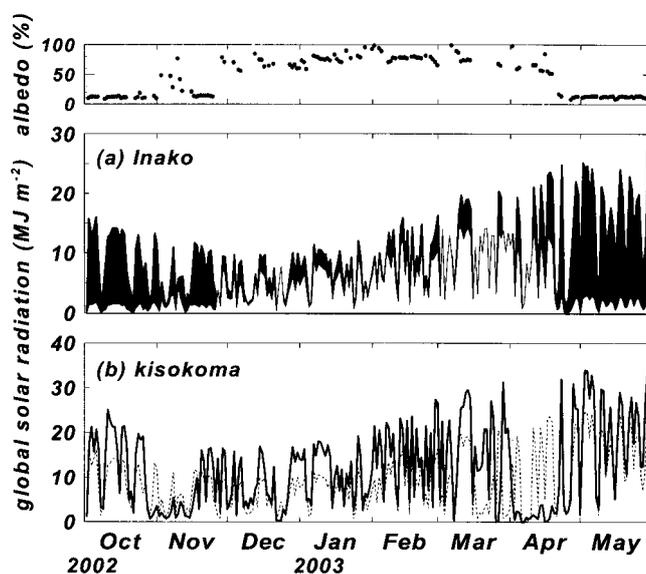


図6 2002年10月1日～2003年5月31日の日射量変化 (日積算値)

(a) 稲子 (上段はアルベド, 下段の黒領域は全天日射量, 白領域は反射日射量)

(b) 木曾駒の全天日射量 (破線は稲子の全天日射量)

Fig. 6 Time series of solar radiation (daily total data) from 1 October 2002 to 31 May 2003 at (a)Mt. Inako and (b)Mt. Kisokoma

An upper figure of (a) denotes albedo value. Solid and open areas of (a) indicate global and reflected solar radiations, respectively. Broken line in (b) denotes the global solar radiation at Mt. Inako.

約80%まで急昇し、以降4月下旬までは積雪のアルベドを示す40%以上（近藤 1994）が継続している。春の融雪時期は、4月20日頃を境にアルベドが急減している。これは、4月19～21日で50.7mmの降水量があった直後に対応し、この雨によって、観測点付近の積雪はほぼ消滅したと考えられる。その後は裸地面のアルベドに相当する10～12%程度になった。

一方、木曽駒では11月前半と、4月前半の2つの時期に日射量が減衰している期間が存在しており、この間積雪があったことが示される。稲子と同様に4月19日～21日の間に262mmの多量の降雨があり、その期間を境に日射量が急増していることから、木曽駒においても融雪には降水が重要な役割を果たしていると考えられる。

#### (4) 降水量, 土壌水分量

降水量と土壌水分量は、稲子、乗鞍、木曽駒の3地点で測定された(図7)。いずれの地点でも雨量計は受水口を水平にして設置した、いわゆる気象学的降水量(荻谷ほか 1997)を測定している。また、いずれもヒーター無しの転倒柵式雨量計を用いているので、冬季の降雪は捉えられず、その前後の降雨のみを表している。気温との対応関係から、秋は稲子

岳では12月上旬、乗鞍と木曽駒では10月下旬が降雨の終了時期であり、春は稲子岳では3月下旬、乗鞍と木曽駒では4月下旬からが降雨の開始時期であった。月降水量の統計が取りにくいいため、日降水量でみると、10月7日に乗鞍と木曽駒で、それぞれ67.2mm, 69.0mmの降水量を記録した。また、4月下旬には断続的に多降水日が見られ、4月19～30日に稲子では174.3mm(4月30日に39.1mm)、木曽駒では実に553.0mm(4月20日に183.5mm)の降水がもたらされていた。

土壌水分はTDR (Time Domain Reflectivity) 式の水の誘電率を利用した土壌水分計で測定しており、冬季に10%程度で一定となる期間があるのは、土壌水分が凍結して誘電率が変化した状態を示している。したがって、2003年春の土壌水分の急増は土壌の融解と同調しているとみることが出来る。秋の降水で土壌水分の変化量が少ないのは、この時期では土壌が凍結しておらず、降水が浸透しやすい状態にあるためと考えられる。一方、2003年4月下旬～5月上旬では、土壌水分の増加量は非常に大きく、飽和容量に達するような湿潤状態となっている。これは、いずれの地点も50cm深の地温が4月にはまだ0℃であることから(図5)、表面付近のみが融解して深い

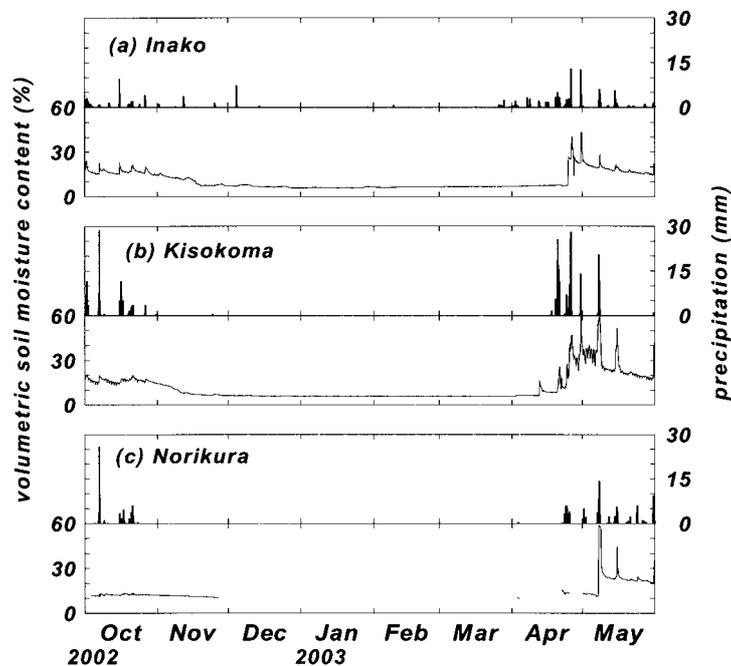


図7 2002年10月1日～2003年5月31日の降水量, 土壌水分量変化(時別値)

(a) 稲子, (b) 木曽駒, (c) 乗鞍

Fig. 7 Time series of precipitation and volumetric soil moisture content (hourly data) from 1 October 2002 to 31 May 2003 at (a) Mt. Inako, (b) Mt. Kisokoma and (c) Mt. Norikura

層はまだ凍結しており、融雪水や4月下旬の多量の降水が表層に限られて浸透しているためと考えられる。ちなみに木曾駒では土壤水分計を階状土の段差の下端で横方向に差したため、やや深い層の土壤水分も含まれており、他の2地点に比べて融雪時期の土壤水分のピークが10日ほど遅れて現れている。

前述の通り、中部日本の高山・亜高山帯において、春先の降水は融雪時期を規定するとともに、土壤水分変化を通じて地温の上昇に大きな役割を果たしている。地温変化は通常、地表面熱収支に伴う地中伝導熱の変化で説明されることが多いが、稲子と真砂の2000年、2001年の観測結果では、融雪時期以降の地温変化には、それに加えて日降水量20mmを超える強雨が重要な関与をしていることが明らかとなっている(飯島・篠田 2003)。このことは、降水の多い中部日本山岳地域では、水環境の変化が温度環境を大きく変える可能性を示唆している。さらには、季節的な凍土が融ける時期は、そのまま植物の生育開始時期に関係する。したがって、温度・水環境のモニタリングは中部山岳の自然環境変化を明らかにする上で非常に重要な意味を持つと考えられる。

#### Ⅳ. まとめ

中部山岳地域の気候環境を詳細にモニタリングするため、八ヶ岳、木曾駒ヶ岳、乗鞍岳、立山の4地点における共通した多要素の自動気象観測を開始した。本稿では、観測初年度の2002年冬季における結果を示した。中部山岳の寒候期の気候環境は、広域的に共通する現象があり、寒候期を氷点下となる温度の期間として定義すると、その期間は中部山岳地域で同調していることが示された。特に、春の融解時期は、降雨が主要因となって、地表面温度、地温、土壤水分量などの変化が同時的に生じていることが明らかとなった。これらの要素はその後の植物生長に大きく関与するものであり、重要なモニタリング対象になると考えられる。今後の観測結果の蓄積によって、融解時期の経年変化とその要因や、引き続き暖候期の気候環境の比較が可能となり、中部山岳地域の自然環境変化を検討する上での重要な情報が提供できるものと期待される。

本研究では、中部日本山岳地域でも温暖化が顕在化していくのか、また、同時に水環境が変化していくのかという点に着目して、10年スケールで観測を継続していく予定である。しかし、今回の観測結果

でも示されたように、特に冬季の測定では風速計プロペラの破損、温度センサーの脱落、センサー付近の着雪など様々な障害による欠測や異常が生じ、継続観測の難しさが改めて感じられた。山岳気象観測では強風・豪雪環境に耐えうる堅牢な測器や設置器具の選定、記録装置周辺の防水性の向上が重要であり、今後は精度ある観測値を得るための定期的なメンテナンスと測定方法の改善、検討を常に行っていくことが大切である。

#### 謝 辞

観測の実施にあたり、各関係自治体、森林管理署には、観測機器の設置許可に際して、大変お世話になった。また、本研究を実施するにあたり、文部科学省科学研究費補助金(番号07384)ならびに平成14年度東京地学協会研究助成金を使用した。

#### 参考文献

- 飯島慈裕・篠田雅人 1998. 八ヶ岳連峰稲子岳の凹地内における暖候期の冷気湖形成. 地理学評論, 71A, 559-572.
- 飯島慈裕・篠田雅人 2003. 中部日本山岳地域の気候環境の形成に果たす大気-陸面の熱・水循環過程. 地学雑誌, 112, 419-422.
- 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 生物多様性調査 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, 127-136.
- 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気象観測と地形形成環境. 地理学評論, 70A, 676-692.
- 気候影響・利用研究会編 2002. 『日本の気候 第I巻 —最新データでメカニズムを考える』二宮書店.
- 近藤純正編 1994. 『水環境の気象学』朝倉書店.
- 近藤純正 2000. 『地表面に近い大気の科学』東京大学出版会.
- 齊藤守也・入江 誠 2002. 乗鞍コロナ観測所における気象観測. 国立天文台報, 6, 37-47.
- 高橋伸幸 1995. 大雪山中央部高山帯における秋季の地温分布とその支配要因. 地理学評論, 68A, 27-42.

- 中央気象台 1951. 『山岳気象報告』中央気象台.
- 浜田 崇 2001. 長野県の高山帯における気象観測の意義と実践. 長野県自然保護研究所紀要, 4 (別冊2), 7-11.
- Iijima, Y., and Fukui, K. 2003. The effect of surface nocturnal cooling on maintaining the mountain permafrost in central Japan. Proceedings of the 8th International Conference on Permafrost, 449-454.
- Iijima, Y., and Shinoda, M. 2002. The influence of seasonally varying atmospheric characteristics on the intensity of nocturnal cooling in a high mountain hollow. Journal of Applied Meteorology, 41, 734-743.
- IPCC 2001. Climate Change 2001: the scientific basis. In: Houghton, J.T., Ding, Y., Griggs, D.J., Noguer, M., Linden, P.J., Dai, X., Maskell, K., Johnson, C.A., (eds) Contribution of working group I to the third assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- 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.
- Olsson, P.Q., Sturn, M., Racine, C.H., Romanovsky, V., and Liston, G.E. 2003. Five stages of the Alaskan arctic cold season with ecosystem implications. Arctic, Antarctic, and Alpine Research, 35, 74-81.
- Yoshino, M.M., and Jilan, S., 1998. 10 Temperate Asia: In: Watson, R.T., et al., (eds) The Regional Impacts of Climate Change: An Assessment and Vulnerability. Cambridge University Press, Cambridge, UK, 335-379.

## Observational results of multiple meteorological elements at high mountain sites in Central Japan during 2002 winter

Yoshihiro IJIMA\* and Takashi HAMADA\*\*

\* Frontier Observational Research System for Global Change, 3173-25 Showamachi, Kanazawa-ku, Yokohama 236-0001, Japan

\*\* Nagano Nature Conservation Research Institute, 2054-120 Kitago Nagano, 381-0075 Japan