地形 第26巻第1号 65-77頁 (2005)



足尾山地北部古峰ヶ原高原の露岩に働く凍結・融解サイクル 瀬 戸 真 之*

Freeze-Thaw Cycles on Rock Surfaces in a Montane Zone: Field Measurements in Kobugahara, Northern Ashio Mountains, Central Japan

Masayuki SETO

Abstract

This paper presents data on rock surface temperature observed on a tor (Point 1) and a big boulder (Point 2) in Kobugahara, an upland plateau composed of granodiorite and located below the forest limit in central Japan. The tor at Point 1 is situated at the upper end of a block deposition feature. The observation surface at the Point 1 dips 86° toword N 50°E. The big boulder at Point 2 seems to have been detached from another tor. The observation surface at Point 2 dips 88° toword N 24 °E. The vegetation density at Point 2 is lower than that around Point 1. Rock surface temperatures were recorded every 30 minutes thoughout the period between November 30, 2002 and November 22, 2003 with thermister probes connected to miniture data loggers. The number of daily freeze-thaw cycles (FTC) and the number of effective freeze-thaw cycles (EFTC) were 33 and 6 at Point 1, and 30 and 2 at Point 2, respectively. Moreover, a seasonal freeze-thaw cycle was found at each point. Since water is supplied by snow, rain and fog to the two observation points, the occurrence of the freeze-thaw cycles suggest that both microgelivation and macrogelivation are operative on the rock surface. Diurnal range of rock surface temperature at Point 2 is larger than that at Point 1, probably reflecting on difference in the block size, vegetation density and location of observed blocks.

Key words: blocky deposits, rock surface temperature, freeze-thaw cycles, Ashio Mountains.

1. はじめに

雪線からハイマツ帯の上限までの高度帯は周氷河帯と呼ばれ,地中の水分が凍結・融解 を繰り返すことで発達する周氷河地形が特徴的にみられる(貝塚,1969;小疇,1970).周 氷河帯より低い高度帯でも岩塊斜面,岩塊堆積地形⁰など岩塊堆積物からなる地形が分布

²⁰⁰³ 年 8 月 21 日受付,2003 年 10 月 22 日,2004 年 2 月 20 日,5 月 18 日,7 月 30 日,10 月 4 日 再投稿,2004 年 11 月 18 日受理

^{*} 立正大学地球環境科学部

^{*} Faculty of Earth-Environmental Science, Rissho University, Kumagaya 360-0194, Japan

瀬 戸 真 之

し、この一部は主たる形成プロセスが停止した過去の周氷河地形と考えられている(例えば、松本、1962、1964、1966;清水、1983;田中ほか、1988;野村、1991;瀬戸、2003 a、2003 b、2004).

これらの研究で過去の周氷河作用が推定される一方で、凍結・融解サイクルの有無やその頻度など現在の周氷河作用を議論するための基礎的な資料は不足している.森林限界以下の斜面は、植被で日射が遮られることや、標高が低いことなどから、森林限界以高の斜面とは露岩の温度環境が異なると考えられる.このような斜面の露岩で岩温を観測し、凍結・融解の頻度や冬季における岩温の低下量を明らかにすることは、岩塊斜面や岩塊堆積地形の成因を考察するだけではなく、現在の山地斜面で働く物理的風化作用の種類や過去の地形形成環境を推定する上で重要な基礎資料となる.

これまで岩温の観測には多くの例があり、凍結・融解サイクルを指標とした物理的風化作用 が議論されてきた(例えば, Thorn, 1979; Fahey and Lefebure, 1988; Coutard and Francou, 1989; Lewkowicz, 2001). 日本における岩温の観測例には, Matsuoka (1990, 1991, 1994), 岩船 (1992, 1996) などがあるものの、森林限界以下に位置する山地帯の斜面で現在露岩に 働いている凍結・融解作用については議論が少ない. そこで本研究では、足尾山地北部古 峰ヶ原高原の森林に覆われた露岩地で、表面岩温を通年観測し、露岩の表面に現在働いて いる凍結・融解サイクルの頻度および冬季における露岩表面の温度低下量を明らかにし た.

調査地域の概要

古峰ヶ原高原は,足尾山地の北東部に位置し,横根山(1373.4m)を最高峰として,主 に標高 1200 ~ 1300 m 前後の小起伏面からなる(Fig. 1). 概ね標高 1200 m より低所では 開析が進み,斜面の横断方向に凹凸が激しい傾斜 20°前後の斜面が卓越する.

古峰ヶ原高原は、ほぼ全域が白亜紀後期から古第三紀前期に貫入した黒雲母花崗閃緑岩 および角閃石黒雲母花崗岩からなり、この周囲には、砂岩、頁岩、石灰岩、チャートから なる南東に傾いたジュラ紀の足尾帯堆積岩コンプレックスが分布する(須藤ほか、1991).

古峰ヶ原高原の斜面には、花崗閃緑岩からなる岩塊が多く分布し、一部では集合して岩 塊堆積地形を形成する.山頂部の緩斜面と開析の進んだ山腹斜面とが接する遷急線付近に はトアがみられる.これら斜面上の岩塊について小疇(1977)が岩塊堆積地形の存在を指 摘して以来、田淵・原(1978, 1982)、山川(1981)、瀬戸(2003 a, 2003 b, 2004) らによっ て、その形成時期や形成プロセスが検討されてきた.

岩塊堆積地形周辺の木本植生は、ミズナラ(Quercus mongolica)、サラサドウダンツツ ジ(Enkianthus campanulatus)、リョウブ(Clethra barbinervis)、ズミ(Malus sieboldii)、 モミ(Abies firma) などからなる二次林である.植生は岩塊堆積地形上と周囲の斜面上と で顕著な変化がなく、空中写真から岩塊堆積地形の分布を明らかにすることは困難であ



Fig. 1. Topography of the study area.
Ha: Mt. Haruna; Ak: Mt. Akagi; Na: Mt. Nantai; As: Ashio; Ma: Maebashi; Ut: Utsunomiya.
Contour interval is 50 m. The area enclosed with a dashed line in the contour map shows the area with frequent distribution of blocky deposits.

る. そのため, 踏査によってその分布範囲を把握した (Fig. 1).

古峰ヶ原高原の約15km 北方に位置し,古峰ヶ原高原とほぼ同じ標高1292mにある奥 日光気象観測所(アメダス)の観測結果によると,月平均気温が最も下がる時期は1月と 2月で,その平年値はそれぞれ-4.1 \mathbb{C} と-4.2 \mathbb{C} である.また,月降水量の平年値は, 12月が36mm,1月が42.2mm,2月が66.9mmであるのに対して,3月は104.4mmと 冬季の中では最も降水量が多い.奥日光気象観測所での積雪深は2月,3月が最も深く, それぞれ36cm,37cmである.筆者は,古峰ヶ原高原,方塞山南部の標高1250m付近の 吹きだまりではない比較的平坦な場所で2003年2月4日に約60cmの積雪深を確認した.

3. 観測地点と観測方法

3.1. 観測地点の概要と観測期間

岩温の観測は次の2地点で行った.

Point 1の測定点は,勝雲山北斜面の岩塊堆積地形上端のトアに設置した(Figs. 1, 2a, 3A).トアの大きさは,高さ約 500 cm,幅約 80 cm,奥行き約 300 cm である.このトアは, 尾根上の平坦部と山腹斜面が接する遷急線から約 80 m 斜面下方(標高 1280 m)の地点に 68





位置する (Fig. 2a). トアの側方は一次谷となっており,トア基部に接する斜面は常に 湿っている.トア基部の下流側には,長径約 200 cm (最大 242 cm),短径約 50 cm (最大 78 cm)程度の板状をした岩塊が折り重なるように堆積し,これらの岩塊が岩塊堆積地形 の上端部を構成している (Fig. 3C).測定面の向きは N 50°E で傾斜は 86°である.測定 面の上空を覆う木本植生は,リョウブ,ズミ,ミズナラで,2003 年 10 月 7 日の観察では, 枝や葉がトアへ到達する日射を遮っていた (Fig. 3D).

Point 2の測定点は、方塞山北斜面の岩塊に設置した(Figs. 1, 2b, 4A). 岩塊の長径, 中径, 短径は、それぞれ約 150 cm で方形に近い. この岩塊は尾根上の平坦部から約 40 m 斜面下方(標高約 1340 m)の地点に位置する(Fig. 2b). 周囲に谷頭凹地や水路はなく Point 1 と比べて乾燥している. 測定点を設置した岩塊の周囲には、長径約 300 cm (最大 530 cm), 短径約 70 cm (最大 78 cm)程度の板状をした岩塊が分布する(Fig. 4C). 測定面の向きはN 24°Eで、傾斜は 88°である. 測定面の上空を覆う植生はカラマツ(*Larix leptolepis*)で、2003 年 10 月 7 日の観察では、Point 1 と比べ日射が多く当たっていた(Fig. 4D).

今回使用するデータの観測期間は、2002年11月30日から2003年11月22日である。



Fig. 3. Outline of the Point 1.
A: The tor at the Point 1 on its NE surface. B: Close-up view of the observation hole. C: Blocky deposits under the tor. D: Deciduous trees covering Point 1 (Oct 7, 2003)

観測期間が短いため,観測期間と平年との差を考慮する必要がある.そこで,奥日光気象 観測所(アメダス)のデータを用いて,1961年から2003年までの冬季4ヶ月間(12月~ 3月)の月平均気温の年々変動を調べたところ,−6℃から−2℃の間で推移していた. 2002年12月の月平均気温は−2.2℃,2003年1月は−4.8℃,2003年2月は−4.2℃で あったので,2002年~2003年は,1961年からの約40年間と比べて,格段に寒冷あるい は温暖な冬であるとは考えられない.

3.2. 凍結・融解サイクルの観測方法

Matsuoka (1990, 1994), Shiraiwa (1992, 1993) や岩船 (1992, 1996) は, 観測対象に 深さ 1.5~40 cm の孔をあけ, この中にサーミスタを設置して岩温を 1~3 時間間隔で観 測し, 凍結・融解サイクルの頻度を明らかにしている.

本研究では,地表から約150 cm の高さにある測定面の割れ目に直径約5 mm,深さ約20 mm の孔をあけて,岩粉を混ぜたシリコンを充填し(例えば, Matsuoka, 1990;

70

瀬戸真之

Shiraiwa, 1992), この中にサーミスタを固定して岩温を観測した(Figs. 3A, 3B, 4A, 4B). 観測の間隔は 30 分とした. サーミスタを設置した割れ目は, 各観測地点とも幅 1 mm 以下で, 長さ約 30 cm である. 割れ目の中は細粒物質で充填されている.

観測には,(株) T & D 製のおんどとり Jr. RTR-52 を使用した. RTR-52 は, 16,000 個 のデータを記録できるロガーで,30 分間隔で約6ヶ月間の連続観測が可能である.温度セ ンサーは径2 mm のサーミスターで,測定範囲は-60 ℃ ~+155 ℃ であり,-20 ℃ ~ +80 ℃ の範囲では平均で±0.3 ℃ の精度を持っている.

以上の観測方法で得られたデータから, FTC (freeze-thaw cycle) と EFTC (effective freeze-thaw cycle) を認定した². FTC は岩温が0℃より高い温度から0℃以下に下がり, 再び0℃以上に上がるサイクルである. また, EFTC は+2℃以上から-2℃以下に岩温が低下・上昇するサイクルであり, 凍結破砕が最も効果的に起こると考えられている (Matsuoka, 1990).



Fig. 4. Outline of the Point 2.

A: The boulder at the Point 2 on its NE surface. B: Close-up view of the observation hole. C: Blocky deposits around Point 2. D: Larch trees covering Point 2 (Oct 7, 2003).

4. 観 測 結 果

観測期間中には,測定面に設置したサーミスタの位置にずれなどは認められず欠測もなかった.また,観測結果に特に異常なデータは認められず,データロガーやサーミスタは正常に動作したと考えられる.表面岩温の観測の結果をFigs.5~7およびTable 1に示す.



Fig. 6. Rock surface temperature at Point 2 (Nov 30, 2002-Nov 22, 2003).

瀬戸真之



Fig. 7. The number of diurnal FTC and diurnal EFTC in the observation period.

Point 1 で観測された表面岩温の平均値は7.3 \mathbb{C} で,最高値は20 \mathbb{C} (8月24日),最低値は-7.4 \mathbb{C} (1月30日)であった.日平均での表面岩温の最高値は19.0 \mathbb{C} (8月24日), 最低値は-6.4 \mathbb{C} (1月30日)であった.表面岩温の日較差は,最大で8.4 \mathbb{C} (5月2日) であった.また,日周期の凍結・融解サイクル (FTC)は,12月16日を初日,3月30日を 終日として33回認められた.このうち EFTC は6回であった.

Point 2 で観測された表面岩温の平均値は7.1℃で,最高値は23.9℃(8月23,24日), 最低値は-11.3℃(1月30日)であった.日平均での表面岩温の最高値は21.5℃(8月 24日),最低値は-9.5℃(1月30日)であった.表面岩温の日較差は,最大で13.6℃ (4月22日,5月1日)であった.また,FTCは,12月2日を初日,4月11日を終日とし て30回認められた.このうち EFTCは2回であった.

Point 1 では 12 月 16 日から 3 月 24 日, Point 2 では 12 月 2 日から 3 月 24 日にかけて, 表面岩温が全体として 0 ℃ より低い期間が続いた (Figs. 5 and 6). この期間が季節的凍 結期間にあたり,露岩内部に凍結が進行したと考えられる. ただし,この期間においても 日によっては表面岩温が 0 ℃ を前後することが確認された. 0 ℃ 以下の日平均表面岩温の 積算値,すなわち凍結指数は Point 1 で 274.1 ℃・days, Point 2 で 438.7 ℃・days であっ た (Table 1).

Fig. 7に FTC および EFTC の月別頻度をまとめた. なお, Fig. 7では FTC が認められな かった月を割愛した. FTC は, Point 1, Point 2 ともに 3 月に集中して認められた. Point 1 では, 全 33 回のうち 20 回, Point 2 では全 30 回のうち 15 回が 3 月に観測された. 同様 に EFTC も 3 月に集中しており, Point 1 では 6 回全てが 3 月に観測された. Point 2 では EFTC は 3 月と 4 月にそれぞれ 1 回観測された.

足尾山地北部古峰ヶ原高原の露岩に働く凍結・融解サイクル

	Point 1	Point 2
Mean temp. during the observation period	7.3 °C	7.1 °C
Maximum of mean diurnal temp. (date of occurrence)	19.0 °C(Aug 24, 2003)	21.5 °C (Aug 24, 2003)
Minimum of mean diurnal temp. (date of occurrence)	-6.4 °C (Jan 30, 2003)	-9.5 ℃ (Jan 30, 2003)
Extreme maximum temp. (date of occurrence)	20 °C (Aug 24, 2003)	$23.9\ {\rm C}$ (Aug 23, 2003 and Aug 24, 2003)
Extreme minimum temp. (date of occurrence)	-7.4 ℃ (Jan 30, 2003)	−11.3 °C (Jan 30, 2003)
Absolute range during the observation period	27.4 °C	35.2 ℃
Extreme diurnal range (date of occurrence)	8.4 °C (May 2, 2003)	13.6 $\ensuremath{\mathbb{C}}$ (Apr 22, 2003 and May 1, 2003)
Seasonal frozen period (first date-last date)	Dec 16, 2002 – Mar 24, 2003	Dec 2, 2002 - Mar 24, 2003
The number of the freeze thaw cycles	33	30
The number of the effective freeze thaw cycles	6	2
Freezing Index	274.1 °C · days	438.7 °C ⋅ days

Table 1.Summary of the rock surface temperature observed from November 30,2002 to November 22, 2003.

5.考察

表面岩温の観測データをもとに、本地域の露岩表面に働く凍結・融解作用について考察 する.露岩表面では、年周期及び日周期の凍結・融解サイクルが出現する.まず、年周期 サイクルについては、凍結指数を比較すると Point 1 と Point 2 では 164.6 ℃・days の差が あり、表面岩温の低下量は Point 2 の方が大きい.他の条件(岩石の熱伝導率や含水率等) が同じであれば、冬季の最大凍結深度は地表面での凍結指数の平方根に比例する(福田、 1975).したがって Point 2 の方が深くまで凍結したと考えられる.次に 2 地点での日周期 サイクルについて比較すると、Point 2 の方が日較差が大きく、最大値では、Point 1 の 8.4 ℃ に対して Point 2 は 13.6 ℃ と約5 ℃ の差がある.

2地点の間で観測結果に差が生じる原因は次のように考えられる.まず,測定面上空を 覆う木本植生は,Point 1 がリョウブ,ズミ,ミズナラで,Point 2 はカラマツである (Figs. 3D, 4D).2 地点の木本植生を比較すると,枝の密度だけを考えても,Point 1 と比 べPoint 2 の方が日射を受けやすいといえる.さらに山頂部の緩斜面と山腹斜面とが接す る遷急線からの距離は,Point 1 が約80 m,Point 2 が約40 m である.Point 1 とPoint 2 は, 共に北向き斜面に位置しているので,背後斜面によって南からの日射が遮られると考えら れる.Point 1 の方が遷急線からの距離があり斜面下方に位置するため,背後斜面が日射 を遮る効果は大きいと考えられる.したがって,Point 1 と比べ Point 2 の方が日射による 表面岩温の上昇の効果が大きいことが推定できる.一方で,Point 2 はPoint 1 と比べて尾 根に近いため、風を受けやすく表面岩温が下がりやすい.このように、測定対象とした露 岩の地形的位置や周囲の植生から見て、Point 2 は岩温の日較差が大きくなりやすい環境 にある.

また, Point 1 と Point 2 では, 測定対象としたトアと岩塊の大きさに数 m の差がある. 一般に熱容量は同じ物質であれば質量に比例して大きくなるので, Point 1 と Point 2 では 熱容量に差が生じ, 異なる温度変化をしていると考えられる. 具体的には Point 2 の方が Point 1 よりも質量が小さいので,外部の熱変化に対し Point 1 よりも表面岩温が敏感に変 化すると考えられる. Coutard and Francou (1989) は,岩盤表面から深さ 48 cm までの温 度分布から日周期の凍結融解が一般に岩盤表面から深さ 20 ~ 30 cm まで及ぶことを明らか にした. 日周期の凍結融解が及ぶ深度が数 10 cm であることを考えると Point 1 と Point 2 の質量の差は日周期よりも年周期の温度変化に影響していると考えられる.

Point 1 と比べ Point 2 の方が、冬季における表面岩温の低下量が大きく、日較差が大きいにも関わらず、Point 1 と Point 2 で認められた凍結・融解サイクルの頻度の差は、FTC で 3 回、EFTC で 4 回にとどまり、大きな違いは認められない. これは、Point 2 では観測 期間を通じて表面岩温が低く、日最高の表面岩温が 0 \mathbb{C} 以下である日数が多いためである.

Fig. 7をみると Point 1, Point 2 ともに FTC, EFTC は, 冬から春への移行期にあたる 3 月に集中して出現している.一方で,秋から冬への移行期にあたる 12 月には, 3 月と比較 して FTC の頻度が低く,さらに EFTC は認められなかった.また,11 月には FTC が発生 しなかった.これは秋から冬,冬から春へ季節が移り変わる際,表面岩温変化のしかたが それぞれ異なるためと思われる.同様のことが毎年起きているのか否かについては,観測 期間が短いため現時点では明らかではない.今回のデータは 2002 年冬から 2003 年冬まで の一年間のものであり,FTC や EFTC がさらに多く発生する年もあると思われる.FTC や EFTC が冬から春に集中して出現した原因については,今後のデータの蓄積を待って議論 したい.

FTC の頻度を,観測地点の緯度に大きな違いのない Matsuoka (1990, 1991)の結果と比較した³ (Table 2). Table 2 に示したうち, IK1, IK2 および本研究の観測地点は森林限界以下の斜面での観測結果である. 観測結果を比較するためには岩質や測定面の向きなどを考慮する必要があるが,森林限界を超える斜面の方が FTC, EFTC ともに頻度が高く,今回の観測結果と比較して FTC で 21 ~ 93 回, EFTC で 30 ~ 86 回もの差がある.

このように FTC, EFTC の頻度に大きな差が生じるのは,森林限界を超える斜面では日 射を遮る植生がないために表面岩温の日較差が大きいことが最大の原因であろう.

露岩表面での凍結破砕を認定するためには、表面岩温のデータに加えてさらに岩石の間 隙率、水分飽和度、岩塊からの剥離量、亀裂幅の変化などのデータが必要である(例えば、 松岡、1984、1986; Matsuoka, 2001). 今回の観測で Point 1 および Point 2 では FTC と EFTC が認められ、雪や雨、霧などにより十分な水分供給があることから、露岩表面での 足尾山地北部古峰ヶ原高原の露岩に働く凍結・融解サイクル

Number Number Observation area Rockwall Zone Altitude (m) Aspect Observation period Reference of FTC of EFTC 54 Akaishi Mountains А Alpine 2980 NE Jul 1982-Sep 1988 36 Matsuoka, 1990 SE С Alpine 2870 Jul 1982-Sep 1988 123 88 Matsuoka, 1990 Jul 1982-Sep 1988 D 2850 W 87 50 Matsuoka, 1990 Alpine Dec 1981-Dec 1983 IK 1 Montane 1100-1200 W 7 Matsuoka, 1991 IK2Montane 1100-1200 Е Dec 1981-Dec 1983 25 Matsuoka, 1991 Ashio Mountains Point 1 Montane 1280 NE Nov 30 2002-Nov 22 2003 33 6 This study NE Nov 30 2002-Nov 22 2003 30 2 This study Point 2 Montane 1340

 Table 2.
 Comparison of freeze-thaw frequencies in an alpine zone and a montane zone.

Matsuoka (1990) and Matsuoka (1991) show the mean values for the whole observation periods.

微細な凍結破砕が起きている可能性は十分にあると考えられる.

瀬戸(2004)は、本地域における岩塊堆積地形の形成時期を最終氷期末期と考え、その 形成には周氷河性のマスムーブメントやトアの解体が関与したとしている.しかし、現在 も露岩表面で日周期、年周期の凍結・融解サイクルが出現することから、岩塊堆積地形を 構成する岩塊に凍結・融解作用による岩塊の分割が現在も進行している可能性はある.本 地域で凍結・融解作用に起因した現在も働いている岩塊堆積地形の形成プロセスを議論す るためには、巨視的なスケールでの凍結破砕作用を認定し、さらに瀬戸(2003 a, b)が検 討した岩塊堆積地形の形成プロセスや日射風化など他の風化プロセスとの関連を検討する ことが必要である.

6. まとめと今後の課題

山地帯の森林限界以下に位置する斜面で露岩の表面岩温を観測した.この結果,観測地 点では日周期と年周期の凍結・融解サイクルが出現すること,観測地点の地形的位置,測 定面上空を覆う植生などが表面岩温の低下量や日較差に影響していることが推定された.

今回の観測では、凍結破砕作用を直接認定できるデータは得られなかったが、少なくと も露岩の表面は凍結することがあり、観測地点には水分供給があることから、露岩表面で の微細な凍結破砕が起きている可能性は十分にあると考えられる.

また,季節的凍結も認められることから,岩塊堆積地形を構成する岩塊を分割するよう な巨視的な凍結破砕も起こっている可能性がある.実際に古峰ヶ原高原にみられる岩塊に は、比較的新鮮な割れ目を持つものが認められた.

今後は凍結破砕作用による巨視的なスケールでの岩塊の分割の有無を明らかにするため,露岩の最大凍結深度や古峰ヶ原花崗岩の間隙率,野外での露岩に対する水分供給など を調査する必要がある.また,森林限界以下の斜面での地形形成に関わる温度データは蓄

瀬戸真之

積が少ないので,観測を継続すると共に今後は斜面の向きや標高,植生などの条件を変え てさらに多くの地点で観測を行いたい.

謝 辞

立正大学地球環境科学部の田村俊和先生には終始ご指導いただいた.志學館大学人間関 係学部の岩船昌起先生には,表面岩温の観測方法についてご教示いただいた.また,立正 大学大学院の高田明典氏,佐藤光洋氏,吉田美恵子氏には温度センサーの設置など観測を 手伝っていただいた.粟野町,栃木県および大間々森林管理署からは調査の許可をいただ いた.厚く御礼申し上げます.

注

- 1)その形成機構,環境,時期など,基本的な事項が必ずしも明らかではない現状で「岩塊流」という語を用いると、岩塊が斜面上を流動したという誤解を招く恐れがある.また、今後多くの事例が報告されていく過程で、これまで一括して岩塊流と呼ばれてきた地形が成因等により細分される可能性もある.本研究では、一般に「岩塊流」と呼ばれる岩塊が集合して形成された地形について、瀬戸(2003 a, 2003 b, 2004)同様に成因を暗示しない用語として「岩塊堆積地形」という名称を用いることとする.
- 2)今回の観測ではデータロガーに記録されるデータ数に限りがあるため、記録間隔は30分とした. 30分よりも短い時間間隔で発生する FTC や EFTC については今後の課題とし、次報以降で議論 したい。
- 3) Matsuoka (1990, 1994), Shiraiwa (1992, 1993) や岩船 (1992, 1996) らの観測では1時間以上 の長い間隔で記録している.1時間よりも短い時間間隔で FTC が発生し,この FTC を 30 分間隔 の記録で拾っているならば,FTC および EFTC の頻度には本研究と上記の研究との間で差が生 じ,両者を比較することは困難となる.しかし,今回得られたデータを確認したところ,そのよ うな短い間隔の FTC および EFTC は認められなかったため,本稿では両者を比較した.

引用文献

- Coutard, J. P. and Francou, B. (1989) Rock temperature measurements in two alpine environments: Implications for frost weathering: Arctic and Alpine Reserch, 21, 399-416.
- Fahey, B. D. and Lefebure, T. H. (1988) The freeze-thaw weathering regime at a section of the Niagara escarpment on the Bruce Peninsula, Southern Ontario, Canada: Earth Surface Processes and Landforms, 13, 293-304.
- 福田正己(1975)氷期における土壌凍結と永久凍土.古今書院:『日本の氷期の諸問題』,98-111.
- 岩船昌起(1992)北アルプス穂高岳における気象変化に対応した落石の発生:地理予,41,14-15.
- 岩船昌起(1996)穂高岳涸沢カールで融雪期に生じた岩壁崩壊:地学雑誌, 105, 569-589.
- 貝塚爽平(1969)変化する地形:科学, 39, 11-19.
- 小疇 尚 (1970) 日本の周氷河地形とその形成条件:地理学評論, 38A, 179-199.
- 小疇 尚(1977) 化石周氷河現象: 『日本の第四紀研究』東京大学出版会, 163-169.
- Lewkowicz, A. G. (2001) Temperature regime of a small sandstone tor, latitude 80 ° N, Ellesmere Island, Nunavut, Canada: Permafrost and Periglacial Processes, 12, 351–366.
- 松岡憲知(1984)多孔質岩石の凍結破砕における水分条件の影響:地形,5,337-344.
- 松岡憲知(1986)凍結破砕速度に影響を与える岩石物性:地形,7,23-40.
- Matsuoka, N. (1990) The rate of bedrock weathering by frost action: Field measurement and a predictive model: Earth Surface Processes and Landforms, 15, 73-90.

足尾山地北部古峰ヶ原高原の露岩に働く凍結・融解サイクル

- Matsuoka, N. (1991) A model of the frost shattering: Application to field data from Japan, Svalbard and Anterctica: Permafrost and Periglacial Processes, 2, 271–281.
- Matsuoka, N. (1994) Diurnal freeze-thaw depth in rockwall: Field measurements and theoretical consideration: Earth Surface Processes and Landforms, **19**, 423-435.
- Matsuoka, N. (2001) Microgelivation versus macrogelivation: towards bridging the gap between laboratory and field frost weathering: Permafrost and Periglacial Processes, 12, 299-313.
- 松本繁樹(1962)北上山地・三陸村の岩塊流:地理科学,2,34-39.

松本繁樹(1964)北上山地・姫神岳地域の岩塊流:地理科学, 4, 109-111.

- 松本繁樹(1966)北上山地・白山堂山矢越山両地域の若干の Blockström について.東北地理: 18, 108-115.
- 野村亮太郎(1991)中国山地中央部,道後山周辺の麓屑面と岩塊流:地理学評論,64A,735-758.
- 瀬戸真之(2003 a)足尾山地北部横根山に分布する岩塊堆積物の形態:季刊地理学,55,221-229.
- 瀬戸真之(2003 b)足尾山地北部勝雲山に分布する岩塊堆積地形:地域研究,44,55-63.
- 瀬戸真之(2004)足尾山地山頂部における斜面不安定期と岩塊堆積物の形成:地理学評論, 77A, 209-218.

清水長正(1983)秩父山地の化石周氷河斜面:地理学評論,56A, 521-534.

- Shiraiwa, T. (1992) Freeze-thaw activities and rock breakdown in the Langtang Valley, Nepal Himalaya: Environmental Science, Hokkaido University, 15, 1-12.
- Shiraiwa, T. (1993) Glacial fluctuations and cryogenic environments in the Langtang Valley, Nepal Himalaya: Cotribution from the Institute of Low Temperature Science, Ser. A, **38**, 1–98.

須藤定久・牧本 博・泰 光男・宇野沢昭・滝沢文教・坂本 亨(1991)『20万分の1地質図 宇都 宮』:地質調査所.

- 田淵 洋・原 芳生(1978)花崗岩地域における斜面形成期-古峰ヶ原・横根山周辺を例として-: 地理予, 14, 238-239.
- 田淵 洋・原 芳生(1982)足尾山地山頂部における周氷河地形の形成年代:東北地理,34,164.
- 田中眞吾・野村亮太郎・井上 茂・田中智彦・土田恵子・小倉博之・高田和則(1988) 兵庫県中央 部,峰山高原の地形と岩塊流:地理学評論, 61A, 851-871.

Thorn, C. (1979) Bedrock freeze-thaw weathering regime in an alpine environment, Colorado Front Range: Earth Surface Processes and Landforms, 4, 211-228.

山川克己(1981)足尾山地・古峰ヶ原高原の岩塊流地形と谷埋埋積物について:法政大学大学院紀 要, 7, 51-64.