凍結融解作用の機構からみた周氷河地形

松岡憲知*

凍結融解作用の物理的機構に基づいて、周氷河地形の形成過程を論ずるうえでの問題点について述べる。地温が 0°C 直下に達したときに生じる凍結膨張によって、岩石は破碎され、土は凍上する。凍結膨張した地盤が融解するときに、沈下ないし物性の変化を起こすことによって物質が移動し、地形が変化する。その地形変化速度は、凍結融解の頻度、水分条件、地盤の物性など種々の因子に支配される。日周期性と年周期性の凍結融解作用の凍結（融解）深度の違いは、岩壁から落下する礫の粒径や斜面物質の移動限界深度に影響を及ぼす。気候条件（寒さ・湿度・永久凍土の有無など）と凍結融解作用（地形変化速度・変化様式・生成物質など）との関係を議論するためには、凍結融解作用を支配する個々の因子を定量的に評価する必要がある。

I はじめに

地温の年最低値が 0°C 以下になり、かつ年最高値が 0°C 以上になる場所では凍結融解作用が発生しうる。凍結融解作用が他の地形プロセスよりも卓越する地域では、独特な周氷河地形が形成される（たとえば、Washburn, 1979；フレンチ, 1984；Williams and Smith, 1989）。周氷河地形の分布は、主として、年平均気温または気温から計算した凍結・融解指数との関連で説明されてきた（Harris, 1982；Karte, 1983）。それらの研究によると、季節凍土地域から不連続永久凍土地域、そして連続永久凍土地域に向かって、すなわち年平均気温が下がるにつれ、分布する「地形種」（鈴木, 1990）が増えることが示されている。この地形種が多いという事実は、「連続永久凍土地域で周氷河作用が最も強力になる」という印象を与える傾向があったように思われる。しかし凍結融解作用は、年平均気温や凍結・融解指数（または積算寒度・暖度）といった「寒さ」を表わす変数のみならず、凍結融解の繰り返しの頻度、地中の水分状態、地盤の性質などさまざまな変数にコントロールされる（Harris, 1981）。にもかかわらず、これらの種々の変数を考慮したう

えて周氷河地形の形成過程や周氷河作用の強さを議論した研究は少ない。また、気温と地中の凍結融解状態を直接反映する地温との関係は単純ではなく、大気や地表の状態によって大きく変動する（たとえば、福田・石崎, 1980）。そのため、気温は個々の周氷河地形の形成を議論するための絶対的な指標とはならないことにも注意する必要がある。

周氷河地形をつくるプロセスには、凍結融解作用のほか凍結融解以外の熱的作用¹⁾や積雪の作用²⁾が含まれるが、本稿では、周氷河環境下で最も広範囲に働く凍結融解作用だけを扱う。まず、凍結融解作用の物理的機構に関連する最近の研究成果を紹介し、その後、その成果を周氷河地形の形成過程に応用するうえでのいくつかの問題点について述べる。ただし、議論は植生や積雪など地表に対し断熱効果を及ぼす物質の影響が無視できる「裸地」に限定する。

II 凍結融解作用の機構

凍結融解を繰り返すことによって、岩石が破碎されたり、土壌が変形・移動するプロセスは、総称して凍結融解作用と呼ばれている。このプロセスの基本は、凍結時に岩石や土壌が膨張する（以下凍結膨張と呼ぶ）ことであり、これが岩石の凍結破碎や土層斜面での凍上 frost heave・フロストクリープを

*筑波大学地球科学系

第1図 土または岩石の凍結膨張の模式図
(Mellor (1970), Williams (1976) および Matsuoka (1990a)
の実験結果をもとに作成)。

Fig. 1 Schematic diagram of freezing expansion of soil or rocks, drawn on the basis of the experimental data of Mellor (1970), Williams (1976) and Matsuoka (1990a)

引き起こす。しかし、ソリフラクション³⁾や活動層すべり active layer glide のように、融解時の含水率増加（凍上以外に融雪水や降雨も原因となる）により土壌が流動・滑動を生じるプロセスなど、必ずしも凍結膨張を前提としないものも凍結融解作用に含まれる⁴⁾。

1. 凍結過程

岩石や土壌は一般に温度低下とともに収縮する。ところが含水率の高い岩石や土壌の場合、 0°C 直下で間隙水の凍結が起こり、急速に膨張する（第1図）。これが凍結膨張である。この凍結膨張は、単に水から氷への相変化に伴う9%の体積膨張だけを示すものではない。第2図に示すように、一方向（たとえば地表）から凍結が進行すると、凍結層中の空隙表面に吸着された不凍水 unfrozen water が未凍結層から吸水する（Takagi, 1980；高志, 1982；福田, 1990）。そのとき凍結層に流入した水分の体積増加分も凍結膨張に含まれる。土壌中に形成されるアイスレンズは、この流入してきた水分が主体を占める。シルト・粘土のような細粒土や多孔質で比表面積の高い岩石では、 0°C 以下でも不凍水の比率が高いために水分移動による凍結膨張が大きい（たとえば、高志ほか, 1981；Matsuoka, 1988）のに対し、砂礫や比表面積の低い岩石では、水分移動はほとんど起こらず、9%の体積膨張が凍結膨張の主体となる（Matsuoka, 1990a）。ただし、後者のような物質での凍結膨張は、飽和度が約90%を超えなければ発生しないうえに、膨張自体も小さいので、凍上や凍結破砕はきわめて起こりにくい。このように凍結膨張の原因やその大きさは地盤の物性によって異なっている。

第2図 部分的に凍結した地盤のアイスレンズ形成、凍上ならびに温度状態
Fig. 2 Ice lensing, frost heave and thermal condition of partly frozen ground

凍結膨張は、凍結可能な間隙水が不凍水を含めてすべて凍結した時点で終わる。そのため、凍結膨張は 0°C 直下で最も急速で、温度低下とともに次第に緩やかになり、ついには熱的収縮の方が打ち勝ち、物質は収縮に転じる。凍上性の高い土壌または凍結破碎を受けやすい岩石での実験によると、一般に、凍結膨張が急速に進むのは $-2\sim-3^{\circ}\text{C}$ 程度までで、 $-5\sim-7^{\circ}\text{C}$ で限界に達する（第1図）。これは、凍結開始後の温度低下が、凍結による不凍水の減少に伴って凍土の透水性の低下を招き、次第に水分移動を困難にするためである。すなわち、アイスレンズの形成や凍結破碎が最も起こりやすいのは、凍結面よりも多少凍結層側に入った部分である（第2図）。Konrad and Morgenstern (1980) によると、 0.0°C で凍結が始まるある細粒土では、 -0.1°C より低い温度領域でアイスレンズが形成される。また、多孔質凝灰岩（大谷石）を一方向から凍結させた実験では、 -1.4°C の位置に明瞭なアイスレンズが形成された（Akagawa *et al.*, 1988）。いい換えれば、凍結の及ぶ最前面付近までは、凍上や凍結破碎が生じ地形変化が起こる可能性があるといえる。室内での凍結融解実験で、最低温度を -8°C とするサイクルと -30°C とするサイクルとでは、1 サイクル当たりの岩石の破碎率はまったく変わらないという結果（Tricart, 1956; Potts, 1970; Lautridou and Ozouf, 1982）は、 -8°C に低下する前に凍結膨張がすでに終止していると考えれば説明されよう。

2. 融解過程

凍結膨張によって構造を破壊された（すなわち凍上または凍結破碎を受けた）地盤が融解するときに、しばしば地形変化が起こる。凍結後に永久凍土となった地盤は、たとえ構造が破壊されていても、凍土層自体が変形しない限り以後の地形変化を生じない。このため、凍結融解作用の及ぶ限界深度は、季節凍土地域では季節的凍結層の下限付近、永久凍土地域

では季節的融解層（活動層）の下限となる。凍上または凍結破碎を受けた地盤は、融解時に、重力の影響下でロックフォール、ソイルフォール、フロストクリープなどの地形プロセスを生じる。

粘土質の土壌は、含水率が高まるにつれ固体状態から次第に液体状態へと近づき、塑性変形または液状の流動を起こす。この現象は、著しい凍上により含水率が上昇し、それが融解時に含水率増加となって現われる場合、または凍上の有無にかかわらず、融解時に降雨や周囲の雪田から融雪水が供給される場合に発生する。急速な融解や降雨によって土壌の間隙水圧が急上昇し、土のせん断強度が急速に減少する場合には比較的急速な滑動または流動が起こる。凍土面（とくに永久凍土面）をすべり面とし、活動層の原型を保ちながら滑動するものは活動層すべりと呼ばれ、また原型が保存されない急速な流動は skinflow または mudflow と呼ばれる（Harris, 1981, pp. 141-148）。一方、すべり面をもたない緩速度の流動はソリフラクションと呼ばれる。これは、むしろ融解がゆっくりと進み、土の物理的性質が次第に変化する場合に起こるようである。ソリフラクションは、局地的に発生する活動層すべりよりも広範囲に生じ、さまざまな大きさのソリフラクションロウブ solifluction lobe をつくる（たとえば、フレンチ, 1984, pp. 177-185）。ロウブの前進速度は $0.6\sim3.5\text{ mm/yr}$ 程度である（Benedict, 1976）。これらの滑動・流動は、粘土質の土壌であれば、緩傾斜でも生じうる。一方、砂質の土壌は含水率が変化しても物質の状態が変化しないために塑性変形を起こさない。すなわちソリフラクションは生じにくいといえるが、急傾斜で重力の斜面下方成分が大きくなり、それが土のせん断強度を超えれば、すべり面を生じて崩壊する可能性があろう。

以上のように、その地盤がどのような種類の凍結融解作用を受けるかは、地盤の凍結融解状態・水分条件・物性などによって決まる。

III 凍結融解作用の日周期性と年周期性

凍結融解のサイクルには日周期性と年周期性のものとがあり、それぞれ地温の日変化と年変化に対応して生じる。天候の変化に対応した数日周期のサイクルもある（たとえば、Fahey and Lefebure, 1988）が、赤石山脈や南極セールロンダーネ山地の砂礫地での通年の地温測定によると、数日周期のものはほとんど発生しなかった（Matsuoka *et al.*, 1990；松岡, 1991a）ので、必ずしもどこでも発生するものではなさそうである。ここでは、日周期性と年周期性とを比較しながら、それぞれが地形変化に及ぼす影響について述べる。

1. 日周期性の凍結融解作用

日周期性の凍結融解サイクルは、日本アルプス・ヒマラヤ・ヨーロッパアルプス・コロラド山脈など中緯度高山地域で年間数 10 回から 100 回以上発生

する（Fahey, 1973；松岡, 1984；Coutard and Francou, 1989；Matsuoka, 1990b）。また、太陽が終日沈まない夏の南極大陸においても頻発する（Matsuoka *et al.*, 1990）。土壌中での日周期性の凍結・融解深度は一般に 5~10 cm 程度で、最大 20 cm 程度であるが（Fahey, 1973；松岡, 1991a）、水分条件により多少の差が生じる。たとえば南極では、湿潤な土壌では最大 15~22 cm であるが、乾燥した土壌では最大 30 cm を超える（Matsuoka *et al.*, 1990）。この凍結融解に対応する地表での凍上・沈下の繰り返しも観測された（第 3 図）。凍上量は物質や水分条件によって異なるが、コロラド前縁山脈で最大 21 mm（Fahey, 1973）、南極で最大約 2 mm（Matsuoka *et al.*, 1988）という値が得られている。しかし、日周期での凍上は深さ 10 cm 以下ではほとんど起こらない（Fahey, 1973）。結果として土壌中での日周期性のサイクルは、ソーティングの及ぶ深度が 10 cm 以内の小規模な

第 3 図 南極セールロンダーネ山地における日周期性凍結融解と凍上との関係

a. 地表面の変位 b. 地中の温度分布 右端に温度センサーの埋設位置を示す。

Fig. 3 Relationship between diurnal freeze-thaw cycles and frost heave activity in the Sør Rondane Mountains, Antarctica

a. surface heave b. subsurface isotherms

The marks on the right side show the positions of temperature sensors.

写真1 南極セールロンダーネ山地の岩屑斜面における4年間のフロストクリープによる斜面変形

Photo. 1 Slope deformation due to frost creep over four years, observed at a debris slope in the Sør Rondane Mountains, Antarctica

構造土の形成や、霜柱クリープやフロストクリープによる表層部の物質移動に関与すると考えられる (Fahey, 1973 ; 松岡, 1991a). たとえば、日周期性の凍結融解サイクルしか発生しない南極での斜面物質移動限界深度は約 10 cm である (写真1) が、これは凍結・融解深度とほぼ一致している。

土壌よりも熱伝導率が数倍大きい岩石では、凍結・融解深度も大きくなると予想されるが、測定の困難さのために実測データは少ない。Coutard and Francou (1989) はフランスアルプスの岩壁の深度 48 cm までの温度分布を調べ、日周期性の凍結融解が一般に深度 20~30 cm まで (最大 50 cm 以上) 及ぶことを明らかにした。日本アルプスでも、

第4図 年平均地表面温度 (T_{ms})・年平均気温 (T_{ma}) と年最大凍結融解深度との関係 (松岡, 1991b の修正図)

a, b, c は、それぞれ地表面温度年変化の振幅が 11°C, 13°C, 15°C の場合を示す。

A : 火山灰 B : 砂~シルト C : 砂礫 D : 岩石

Fig. 4 Maximum freeze/thaw depth as a function of mean annual surface (T_{ms}) or air temperature (T_{ma}) for different ground materials, showing the cases with temperature amplitudes of (a) 11°C, (b) 13°C and (c) 15°C

A: volcanic ash B: sand or silt C: gravel D: rock

第 5 図 赤石山脈三国平の岩塊斜面における地温の年変化

a. 地表面温度（日較差を示す） b. 地中の温度分布（°C）

右端に温度センサーの埋設位置を示す。

Fig. 5 Annual fluctuation in ground temperature under the block slope at Mikuni-daira, the Akaishi Range, Japan

a. surface temperature, showing daily ranges b. subsurface isotherms (°C)

The marks on the right side show the positions of temperature sensors.

岩壁表面温度の日変化（たとえば, Matsuoka, 1990b）と空隙率などの岩石物性値（たとえば, 松岡・上本, 1984）がフランスアルプスでの測定値と類似していることから、凍結・融解深度も同程度であると推定される。この最大の凍結・融解深度は、岩壁から凍結破砕によってつくられる礫の最大粒径を決められると思われる。たとえば、冬期に日周期性の凍結融解しか発生しない大井川上流東河内において、冬の終わりに積雪表面に落ちている礫の粒径を調べたところ、径 20 cm 程度までが大部分を占めた（松岡, 1988）。この値は上記の凍結・融解深度に近い。したがって、日周期性の凍結融解の頻度が高い環境下では、径 20 cm 以下の礫が卓越すると考えられる。またそのような環境下では、日周期性の凍結融解が岩壁の凍結破砕による風化後退速度にも強

く関与することが、赤石山脈での測定によって示された(Matsuoka, 1990b)。

2. 年周期性の凍結融解作用

年周期性サイクルでの凍結・融解深度は、物質の条件以外に「寒さ」にも大きく依存する。松岡(1991b)は Aldrich (1956) の理論式を用いて、年平均地表面温度 T_{ms} ・年平均気温 T_{ma} と年最大凍結・融解深度との関係を求めたが、用いた計算式の一部に誤りがあった（補遺）。修正した計算結果を第 4 図に示す。それぞれ地表面温度の年変化が振幅 11, 13, 15°C の正弦曲線で近似できる裸地に適用される。この図から、季節凍土地域 ($T_{ms} \geq 0^{\circ}\text{C}$) では最大凍結深度が T_{ms} , T_{ma} の低下とともに増加し、永久凍土地域 ($T_{ms} < 0^{\circ}\text{C}$) では最大融解深度

第 1 表 年間最大凍結・融解深度の実測値と計算値の比較

Table 1 Comparison between measured and calculated values of maximum frost or thaw depth

場 所	凍土の状態	構成物質 (タイプ)	年平均気温 (°C)	気温の振幅 (°C)	実測値 (cm)	計算値 (cm)
スピッツベルゲン (ノルウェー)	永久凍土	ツンドラ土壌 (B)	-6.8	13.4 <14.4>	74~104 83 (平均)	120 (D_t)
富士山	永久凍土	火山砂礫 (C)	-6.6	12.1	75~115	146 (D_t)
ヨトウンハイメン (ノルウェー)	永久凍土	砂〜シルト (B)	-5.6 ¹⁾	7.3	75~110 ¹⁾	88 (D_t)
ケベック北部 (カナダ)	永久凍土	砂質ティル (B)	-5.5 ²⁾	15.0	125~150 ²⁾	148 (D_t)
大雪山	永久凍土	火山灰・火山砂礫 (B)	-3.8	15.4	120	172 (D_t)
大雪山	永久凍土	シルト混じり砂礫 (B/C)	-3.8	15.4	150~180	197 (D_t)
コロラド前縁山地 (アメリカ)	永久凍土	砂〜シルト (B)	-2.8 ³⁾	10.1	190 ⁴⁾	153 (D_t)
大雪山	永久凍土	泥炭 (A)	-2.2	15.4	105	127 (D_t)
赤石山脈	季節凍土	砂礫 (C)	<4.7> ⁵⁾	<14.0>	160 ⁵⁾	136 (D_t)
北上山地	季節凍土	砂〜シルト (B)	4.2	13.1	80~100	89 (D_t)
苫小牧	季節凍土	火山砂 (B/C)	6.1	12.8	66	68 (D_t)
阿 寒	季節凍土	不明 (B/C?)	6.4	13.4	49~70 59 (平均)	70 (D_t)
札 幌	季節凍土	粘土質シルト (A/B)	7.9	13.1	42	39 (D_t)

松岡 (1991b) の第 3 表での計算値を修正するとともに、他のデータも付け加えた。

タイプ：計算に使用した地盤のタイプを示す (松岡 1991b：第 1 表参照) < >：地表面温度の値 D_t ：最大融解深度 D_f ：最大凍結深度

実測値の出典は下記のものを除き松岡 (1991b) の第 3 表参照。

1) Harris and Cook (1986) 2) Jetchick and Allard (1990) 3) Fahey (1973) 4) Ives and Fahey (1971) 5) 第 5 図のデータによる

(活動層厚) が T_{ms} , T_{ma} の低下とともに減少するのがわかる。

季節凍土地域に属する赤石山脈の岩塊斜面 (標高 2,800 m) での 1989 年 10 月から 1 年間の地温測定結果によると, $T_{ms}=4.7^{\circ}\text{C}$, 地表面温度年変化の振幅が 14.0°C , 最大凍結深度が約 160 cm であった (第 5 図)。この値は, 計算から予測される $T_{ms}=4.7^{\circ}\text{C}$ のときの砂礫斜面での最大凍結深度 136 cm よりやや大きい (第 1 表)。これは, この岩塊斜面の深度 60 cm までの表層部には細粒物質を含まないので, 一般的な砂礫斜面よりも表層の熱伝導率が多少高いためと考えられる。これらの結果から, 現在の日本の高山帯の強風砂礫地 (相馬ほか, 1979) では, 冬期に少なくとも深度 1 m までは凍結すると予想される。また, 現在の中部・東北地方の山地と同等の温度振幅 (約 13°C) を示す場所ならば, T_{ms} が約 0°C の地点 (すなわち季節凍土と永久凍土

との境界付近) を除き, 砂礫層の凍結・融解深度が 2 m を超えることはなさそうである。

年周期の凍結融解サイクルによる凍上量は日周期のものよりもかなり大きい。季節凍土・永久凍土地域のほぼ境界にあるコロラド前縁山脈ナイウオット・リッジのソリフラクションロウプでは, 最大 30 cm を超える凍上量が記録されている (Benedict, 1970)。年最大凍上量は季節凍土・永久凍土地域を通じて数 cm のオーダーの場所が多く (Penner, 1970; Fahey, 1979; Harris, 1981, pp. 68-76; Mackay, 1981; Smith, 1987a), 火山灰土などよくに凍上しやすい土壌や水分供給が豊富な場所で 20 cm を超える大きい値が記録されている (Benedict, 1970; Fahey, 1974; 木下ほか, 1977)。また, 季節凍土地域に属するオタワの粘土層 (最大凍結深度 84 cm) で深度別の凍上量を調べた Penner (1970) は, 凍上が凍結面付近で最も著しく起こり,

第2表 融解期に赤石山脈北部細沢カール底の積雪面上に分布する落石の粒径（最大から10個の平均値）

Table 2 Size of boulders having fallen on the surface of snowpatches during thaw periods, at Hosozawa Cirque, the Akaishi Range, showing the mean values of the largest ten boulders

測定日	長径 (cm)	中径 (cm)	短径 (cm)
1984年6月15日	85	52	38
1987年6月2日	106	64	42
1988年6月11日	107	49	38
1990年6月13日	80	47	35
1991年6月15日	86	49	35

凍結面の侵入とともにアイスレンズの形成位置が下方に移ることを示した。

最大凍結・融解深度は斜面物質の移動限界深度を決める。すなわち、季節凍土地域では最大凍結深度まで、永久凍土地域では活動層全体が移動する可能性があるといえよう。また、ソーティングの深さが数十 cm に達する比較的大規模な構造土や移動層厚が数十 cm に及ぶソリフラクションロウプなどの形成は、年周期性の凍結融解に関連すると思われる。

年周期性のサイクルによる岩盤中の凍結・融解深度の実測値はこれまでのところ得られていない。岩盤内部の温度を測る技術的困難さのためである。したがって、現状では理論式を用いて推定するのが唯一の方法である。赤石山脈を構成する頁岩の物性値を用いて計算した結果が第4図のDの曲線で示される。これによると、赤石山脈の標高 3,000 m 付近では岩壁表面温度の年平均値が 0~4°C、年変化の振幅が平均で 13°C なので、季節凍結層の最大厚さ

は 2.5~5.0 m と判断される。これは未風化で節理のない岩石での計算値であり、節理が密に発達する岩盤ではこの値よりも小さめとなるし、また岩種や含水率などの違いによってもこの値は多少変動するはずである。また、内陸性気候区など岩壁表面温度の年振幅が大きい場所では凍結・融解深度がこの値よりも大きくなるが、いずれにせよ岩盤での季節凍結・融解層の厚さが 7~8 m を超える場所は世界的にみても少ないと思われる。

岩盤での最大凍結・融解深度は、その場所で生産される礫の最大粒径を規定すると考えられる。赤石山脈の細沢カール（標高 2,800~3,189 m）で融雪期にカール壁から起こる落石の粒径を測定した結果、大きい礫でも長径 1 m、中径 50 cm、短径 40 cm 前後であることがわかった（第2表）。岩壁の深さ方向に相当するのは中径ないし短径である場合が多いが、これらの径の値は上記の最大凍結深度よりも小さく、また礫径計測時の推定融解深度も超えない

第3表 日周期性と年周期性の凍結融解作用の比較

Table 3 Comparison between diurnal and seasonal frost action

凍結融解のタイプ	表層物質	凍結・融解深度	地形変化に及ぼす影響
日周期性	岩石	20~30cm (max 50cm)	凍結破碎速度、最多礫径 表層の移動速度、小規模な構造土？
	砂礫・土壌	5~10cm (max 20cm)	
年周期性	岩石	<500cm (日本の場合)	最大礫径 下層の移動速度、移動限界深度、大規模な構造土？
	砂礫・土壌	<200cm (日本の場合)	

(松岡, 1988).

日周期性と年周期性の温度サイクルにおける凍結・融解深度とそれらが地形変化に及ぼす影響について第3表にまとめた. 日周期での凍上量は年周期よりもおよそ1桁小さい. しかし, 中緯度高山地域などで日周期性の凍結融解頻度が高い場所では, 凍上・沈下の繰り返しの積算効果により, 土壤表層部(深度10 cm以下)の動きが卓越するであろう. また, そのような地域では, 岩盤の凍結破碎速度, 生産される最多礫径⁵⁾, 斜面物質の移動速度などは主として日周期性のサイクルによって決まり, 年周期性のサイクルは最大礫径や物質の移動限界深度を規定すると考えられる. 一方, 一部の高緯度海洋性地域(たとえばスピッツベルゲン)のように日周期性の凍結融解頻度が低い場所では, 年周期性のサイクルが凍結破碎速度や物質移動速度に関与する割合が高くなり, また礫の粒径分布も変わってくると思われる.

IV 凍結融解作用の関数形

凍結融解作用に関する研究の当面の目標は, 凍結融解作用の「強さ」, すなわち岩盤の凍結破碎速度や斜面物質移動速度などがどのような因子に規定されているかを定量的に明らかにすることにある. いい換えれば, これらの速度を種々の因子を含んだ1つの公式で表わすことにある. このようなモデルができれば, ある場所の斜面物質が何cm動くのはどうしてかという問いに定量的な解答を与えることができるし, またその場所での気候変化に伴う移動速度の変化の予測も可能になろう. しかし, 凍結破碎作用や物質移動の機構にまだ不明な点があるために, このようなモデル化は十分に進んでいないのが現状である.

岩石の凍結破碎作用については, 最近, 土の凍上理論と岩石の破壊力学とを組み合わせ, 凍結によるクラックの進行速度を表わすモデルが提示された

(Walder and Hallet, 1985). しかしこのモデルは, まだ野外観測に適用できる形で示されていないので, 現段階では実用化が困難である. 一方, Matsuoka (1990b) は岩盤の凍結破碎速度を表わす簡単なモデルを示した. これは, 室内実験で得られた経験式を組み合わせモデルを作成し, そのモデル中の未知の係数を赤石山脈の高山帯での野外観測によって決定するという方法によっている. その結果, 岩盤の1年当たりの破碎面積率として表わされる凍結破碎速度 R_s (yr^{-1}) は, 岩盤表面での有効凍結融解サイクル数 N_e , 岩盤の水分飽和度 S_r , 岩盤の引張強度 S_{tr} (MPa) の関数として次式で示された.

$$R_s = 1.5 \times 10^{-3} S_r^{16} N_e S_{tr}^2 \quad (1)$$

この式は, 岩盤の強度が弱く, 含水率が高く, かつ頻繁に凍結融解を受けるほど岩盤は破碎されやすいということを示している. この式が他の環境に対しても有効であるかどうか吟味するために, Matsuoka (in press) は静岡県井川地域, スピッツベルゲン島中部, 南極セールロンダーネ山地においても, 同様な野外観測を行なった. 後二者は永久凍土地域に属する. その結果, スピッツベルゲンの一部や南極の大半における乾燥した岩盤(飽和度約50%以下)を除き, 式(1)は有効であることがわかった. 寒冷乾燥地域での測定値がずれる理由としては, 乾燥のために凍結破碎よりも塩類風化など他の風化作用が卓越するらしいことがあげられる. したがって, 式(1)は少なくとも凍結破碎作用が卓越する環境には広く適用できそうである.

凍結融解による斜面物質の移動速度 V_s を表わす定量的なモデルとしては, 凍上量 H を既知とした場合の簡単なモデルが提出されているにすぎない. これには, フロストクリープを表わす Davison (1889) の式

$$V_s = H \tan \theta \quad (2)$$

と霜柱クリープを示す Higashi and Corte (1971) の式

$$V_s = H \tan^2 \theta \quad (3)$$

とがある。ここで θ は斜面傾斜である。しかし、これらの式では凍上量の関数形が明らかにされてないために、その場所の環境や土質の条件から移動速度を予測することはできない。凍上機構から導かれた凍上量の理論式（たとえば、Chalmers and Jackson, 1970; Konrad and Morgenstern, 1980）と式（2）や（3）とを結びつける試みが今後なされるべきである。また、 V_s を表わすモデルは凍結破碎速度の公式よりもさらに複雑になるとと思われる。これは、凍上した物質が融解する際に、単純に重力に従って沈下する場合（フロストクリープ）ばかりでなく、含水率の増加によって土の性質が変化し、流動・滑動を起こす場合（ソリフラクションや活動層すべり）もあるためである。なお、 H の実測値から式（2）を用いて計算した V_s の値よりも V_s の実測値の方が大きい場合はソリフラクションまたは霜柱クリープが働いているとされ、小さい場合は土の粘着力により逆行運動 retrograde movement が働いているとされる（Washburn, 1979）。凍上と斜面物質移動の両者を実測した結果では、逆行運動が関与すると判断されることが多いようである（Washburn, 1967; Benedict, 1970; Smith, 1988）。

斜面物質移動速度には、少なくとも次のような変数が関与すると思われる。

$$V_s = f(N_e, D, S_r, h, A, \theta, \dots) \quad (4)$$

ここで、 D ：凍結・融解深度、 S_r ：凍結前の水分飽和度、 h ：地下水位、 A ：土の比表面積（または粒径）である。この式に具体性をもたせるためには、理論や室内実験に基づく考察に加えて、これらの変数についての野外観測値が必要である。従来の研究では、 V_s と右辺の中の一変数、たとえば h （Benedict, 1970）や θ （Washburn, 1967; Harris, 1981, pp. 123-125; Smith, 1987b; 澤口, 1987; Hirakawa, 1989）との関係が定量的に論じられており、一般に h や θ が増加するにつれ V_s も増加することが示さ

れている。また、粒径が V_s の値に大きく影響を及ぼすことは岩田（1980）によって指摘されている。しかし、 V_s と式（4）中の複数の変数との関係は、観測値をもとに定性的には議論されている（Benedict, 1970; Harris, 1972; Price, 1973; 石井, 1976; Smith, 1988）が、まだ式（4）の具体的なモデルが提示される段階には至っていない。

V 凍結融解作用に関するその他の未解決の問題

1. 永久凍土の影響

永久凍土地域で働く凍結融解作用には、季節凍土地域にないいくつかの特徴があると考えられている。第1は、永久凍土が不透水層となり、しばしば活動層下部に水分飽和帯が形成されることの影響である。凍上性の高い土壌では、秋の凍結進行期にこの飽和帯から凍結部に水分が供給されるため、地下水位が地表から相当離れている場合の季節凍土地域に比較して、著しい凍上が生じると考えられている（たとえば、Benedict, 1976）。しかしこの効果は、広い平坦地や凹型斜面など滞水しやすい地形条件のもとでは起こりやすいとしても、稜線付近の凸型斜面など排水性の高い斜面では起こるかどうか疑わしい。また季節凍土地域であっても、土壌下の基盤岩石などが永久凍土同様の不透水層の役割をする場合があるろう。さらに、永久凍土の温度が高い場合（一般に $0 \sim -2^\circ\text{C}$ ）には、凍土がある程度の透水性をもつために、完全な不透水層は形成されない（Burt and Williams, 1976; Mageau and Morgenstern, 1980）。これらのことから、永久凍土地域においては滞水効果によって季節凍土地域よりも凍結融解作用が強化されるとは必ずしもいえないようである。

第2の特徴は、永久凍土が不透水層として存在すると、水分が飽和に近い活動層中で凍結が地表から進行するとき、上下の凍結層に挟まれた中間の未凍結層中での水圧が増加し、土壌の変形や岩石の破壊を導くというものである。この水圧は凍結静水圧

cryostatic pressure と呼ばれる。しかし、凍上性の高い土壌では、凍結層に水分が移動するために、逆に未凍結層は乾燥して凍結静水圧は発生しない (Mackay and MacKay, 1976)。また、アクリル材に人工的につくったクラック中で水の凍結時の圧力変化を調べた Davidson and Nye (1985) によると、圧力増加は凍結静水圧の発生する未凍結部よりも凍結部の先端付近 (すなわち凍結時の体積膨張によるクラックに垂直方向の圧力) の方が大きい。凍結静水圧は、飽和に近くしかも凍上時の水分移動の少ない砂礫層や、水に満たされた岩石中のクラックでは確かに発生するであろうが、その圧力の大きさは従来想像されていたよりも小さいらしく、地形変化に与える影響も小さいと考えられるようになってきた (Williams and Smith, 1989, pp. 159-160)。

第3に、活動層は地表から下方に向かってだけでなく、永久凍土上面から上方に向かって凍結するという特徴である。これを Mackay (1981) は二方向凍結 two-sided freezing と呼んだ。上下両方向から凍結が進むとき、比較的乾燥した地表付近よりも、より湿潤な活動層最下部の方が水分が集中しやすく、アイスレンズも形成されやすい。そのため活動層下部ほど凍上し、斜面変形もその部分で起こるので、結果として斜面下方に向かって凸型の変形パターンが生じる。この二方向凍結は、永久凍土の温度が低い連続永久凍土帯で顕著に起こる (Lewkowicz, 1988)。ただしこの効果は、凍上や斜面変形が起こる深度の違いを引き起こすものであり、必ずしも凍上量や物質移動量を増加させるものではない。

そのほか、第II章で述べたように、凍土面 (とくに永久凍土面) がすべり面となり、比較的速度の大きい浅い滑動 (活動層すべり) を引き起こす場合があるが、これは永久凍土地域で卓越する現象である。これは、永久凍土面付近に水分が集中することや、植物の根が永久凍土には入り込めないことに関係す

第6図 南極セールロンダーネ山地、北極圏スピッツベルゲン島中部、赤石山脈間ノ岳、静岡県井川地域の4つの異なる環境における岩壁の凍結破碎速度 (R_s) と引張強度 (S_{tf}) との関係
矢印付きの点は R_s がゼロであることを示す。

Fig. 6 Relationship between the frost shattering rate (R_s) and tensile strength (S_{tf}) of the bedrock in four different environments: the Sør Rondane Mountains, Antarctica; central Spitsbergen; Mt. Ainaodake, the Akaishi Range; and Ikawa region, Shizuoka Prefecture

The arrow indicates that $R_s=0$.

る (Lewkowicz, 1988)。

従来の野外観測によると、必ずしも永久凍土の存在下で凍結融解作用による地形変化が激しいという傾向は得られていない。コロラド前縁山脈の稜線上での実測では、永久凍土帯の高度よりも、季節凍土帯で、しかも高度の低下とともに凍上量・凍結融解頻度ともに増加するという、むしろ逆の結果が示されている (Fahey, 1973)。カナディアンロッキーの45地点でソリフラクションロウプの移動速度を測定した Smith (1987b) も、速度は森林限界付近で最大で、高度の増加とともに減少する傾向にある

という結果を報告した。また、小嶋(1983)がまとめた世界各地の斜面物質移動速度のデータを比較しても、永久凍土帯の方が季節凍土帯よりも移動速度が大きいという明確な傾向は認められない。現在活動中のソリフラクションロウプやテラスの分布は永久凍土の有無に依存しないという指摘もある(Benedict, 1976; Williams and Smith, 1989, pp. 125-126)。

式(1)において、岩盤の性質にかかわる変数(S_{tr})が同等である場所での凍結破碎速度(R_s)を比較すると、環境条件にかかわる変数(N_s , S_r)の違いによる R_s の違いを知ることができる。第6図で S_{tr} の値が同等の場所間で比較すると、季節凍土地域の赤石山脈や井川地域の方が永久凍土地域のスピッツベルゲンや南極よりも凍結破碎速度が大きいという傾向が明瞭である。これは、凍結破碎速度が寒さや永久凍土の有無よりも、とくに岩石の水分飽和度に大きく依存するためと解釈される。

したがって、「永久凍土地域では季節凍土地域よりも凍結融解作用が強い」とは、一概にいけない。

2. 細粒物質を欠く岩塊斜面の成因

岩海 block field, 岩塊流 block stream, 岩塊斜面 block slope などは周水河環境にみられる細粒物質を欠く岩塊の集積地形を指し、凍結融解作用に起因する周水河地形に含められている(たとえば、Washburn, 1979; 町田ほか, 1981, pp. 111-112)。しかし、第II章で述べたように、シルト以下の細粒物質をまったく含まない砂または礫層では、水分移動による凍上が起こらないために⁶⁾、フロストクリープやソリフラクションなどの凍結融解作用によって動くと言明するのは困難である。そこで、岩塊を移動させるプロセスとして次の2つが提唱されている。

第1はテラスクリープと呼ばれ、岩塊と岩塊の接点で凍結する水分が体積膨張によって岩塊をもち

上げ、融解時の沈下によって動くとする考え方である(たとえば、Harris, 1981, pp. 82-83)。この考え方はまだ定性的にしか述べられておらず、礫の荷重を受けたときに、接点につく微量の水が塑性変形や圧力融解によって押し出されずに果たして礫をもち上げることが可能かどうかという疑問が残る。しかし、もしこのような移動様式が可能ならば、少なくとも表層の岩塊1~2個程度の深度(数十cm以上)まで凍結する場所では物質移動が起こりうることを意味する。すると、季節凍土地域に分布する無植生の岩塊斜面も現在活動中の地形と説明されることになる。たとえば、赤石山脈北部の仙水峠付近(標高 2,300 m)には広く岩塊斜面が分布する。1989年と1990年の5月上旬にこの斜面の凍結状態を調べたところ、100 cm以深まで凍結しており(少なくとも深さ100 cmまでは細粒物質を欠く)、礫と礫の間は水で充填されていた。したがってテラスクリープの考え方を適用すれば、この斜面は現在も活動しているはずである。しかしこれは、標高や礫の表面の風化の著しさなどから、氷期に形成された化石地形と説明されてきた(式, 1961; 樋口, 1987)こととは矛盾する。

第2は、細粒物質で充填されていた時期にフロストクリープやソリフラクションによって物質が移動し、その後、細粒物質が洗い流されたという考え方である(たとえば、Andersson, 1906; Caine, 1968)。しかし現在のところ、過去に細粒物質で充填されていたという証拠は十分に示されていない。

また、岩塊斜面を構成する岩塊の大きさ自体が凍結破碎作用で生産されたとするには大きすぎるという意見もある(White, 1976)。すなわち、現状では、すべての岩塊斜面が凍結融解作用で形成されたとは断定できないと思われる。従来の岩塊斜面の研究は礫径や堆積構造に主眼がおかれており、物質移動の測定はきわめて少ない。物質移動・地温・凍結状態などに関する野外観測や、テラスクリープな

どの室内実験による検討が望まれる。

3. 気候変化の影響

気候変化、すなわち温度や湿度の変化とともに凍結融解作用の強さがいかに変化するかという問題は、従来より強く関心がもたれてきた。とくに、森林限界高度の変化に応じた裸地面積の増減に伴う、山地または流域全体としての物質生産量の変化について議論されることが多い（たとえば、小野・平川、1975）。ここでは、むしろ気候変化が起こっても常に裸地に近い条件にある場所での、凍結融解作用の強さの変化について議論する。

最近数千年間のソリフラクションロウプの移動速度の変化については、ロウプが巻き込んだ腐植層や火山灰層から得られる絶対年代をもとに定量的な議論がなされている（Benedict, 1976; Harris, 1981, pp. 133-134; Hirakawa, 1989）。たとえば、アイスランドでは移動速度がネオグラシエーション期に増加したという結果（Hirakawa, 1989）、コロラド前縁山脈ではネオグラシエーション期の終末期に増加したという結果（Benedict, 1970）が得られており、それぞれ永久凍土の形成、積雪域の縮小がその原因としてあげられている。またアラスカ・ブルークス山脈での調査によると、最近 6,600 年間は移動速度がほぼ一定とみなされている（Reanier and Ugolini, 1983）。

風化速度の変化についても、礫に付着した地衣類 lichen や風化皮膜 weathering rind による相対年代法（渡辺, 1990）を用いて議論されてきた。スピッツベルゲンでの lichenometry による調査の結果、André (1986) は、氷河の後退直後に unloading によって節理間隔 1 m 以上の岩壁から礫が生産され最大 0.7 mm/yr の速度で岩壁が後退し、現在では凍結破碎によって節理間隔 10 cm 以下の岩壁から礫が生産されるにすぎず、後退速度も最大 0.1 mm/yr まで低下したと述べている。一方、日本の

高山の裸地では、氷期に凍結破碎作用が強力になり巨礫も生産されたが、現在では凍結破碎作用は弱まり礫径も減少したという考え方が示されている（小泉・柳町, 1983）。

すなわち、気候変化が風化・斜面物質移動速度に及ぼす影響について、少なくとも 2 つの見解があるといえよう。寒冷期に速度が増加するという見解と、寒冷期が終わり温暖化が始まる時期に速度が増加するという見解である。前者は、その原因を「寒さ」や「永久凍土の存在」に求めているが、凍結破碎の機構や凍結・融解深度が考慮されていないし、先に述べたような、現在の凍上量や物質移動速度の高度変化とは必ずしも同調しない。また後者の見解は、「氷河からの開放」や「永久凍土または積雪の融解」などに原因を求めているが、現在そのような変化が起こりつつある地域での風化・斜面物質移動速度の観測データがほとんど示されていない。式（1）や（4）が示すように、凍結破碎速度や物質移動速度には、「寒さ」以外に種々の変数に関与するので、気候変化により、どの変数が変化したのかということに注意深く議論すべきである。

湿度の変化も凍結融解作用の強弱に影響を与える。地盤表層部の水分飽和度が高いほど、また地下水位が高いほど、凍上や凍結破碎は激しくなるので、裸地では湿度の増加が凍結融解作用の強化を導くはずである。しかし、湿度変化が植生相の変化を伴う場合は単純ではない。たとえば、森林に覆われていた山地が乾燥化のために疎林または無植生となった場合には、植生の欠如に伴う凍結融解頻度の増加と水分条件の悪化の両者の効果がからむので、結果的に凍結融解作用が強められるのかあるいは反対に弱められるのか、現状ではよくわかっていない。今後、各地の寒冷乾燥地域での野外観測資料の蓄積が望まれる。

VI まとめと今後の課題

いわゆる「周氷河斜面」をはじめ周氷河地形の研究は盛んになされているが、周氷河作用を支配する個々の因子についてはほとんど定量的に議論されていない。本稿では、凍結融解作用に関連する地形に関して、現時点で説明可能な事項と未解決の問題について、凍結融解作用の機構論を基礎として考察した。記述した内容は以下のようにまとめられる。

凍結融解に基づく地形変化は、凍結時に凍上や凍結破砕を受けた地盤が融解する際に起こる。ただし、ソリフラクションや活動層すべりは、融解時に融雪や降雨による水分供給が十分にあれば起こりうるもので、必ずしも凍上を前提としない。凍上や凍結破砕の基本は、地温が 0°C 直下に達したときに始まる凍結膨張である。凍結膨張は一般に $-2\sim-3^{\circ}\text{C}$ までが著しく、さらに地温が低下すると（一般に $-5\sim-7^{\circ}\text{C}$ ）、膨張は止まり収縮に転ずる。これは、地中に凍結が進行するときに凍結前面付近まで凍上や凍結破砕が及ぶこと、そして必ずしも低温になるほど凍上や凍結破砕が強力になるわけではないことを示す。

凍結融解作用には日周期性と年周期性のものとがあり、それぞれの凍結・融解深度と発生頻度の違いに応じて、地形変化に異なる効果が生じる。中緯度高山地域などで日周期性の凍結融解頻度が大きい場所を例にとると、土壌では表層約10 cmまでの物質移動が卓越し、岩盤から生産される礫は粒径20 cm以下のものが多くなる。そのような場所では、年周期性の凍結融解作用は斜面物質の移動限界深度や最大生産礫径に関与するといえる。一方、日周期性の凍結融解頻度がゼロに近い場所では、年周期性の凍結融解作用が実質的に地形変化全体を支配する。

凍結融解作用による地形変化速度と気候条件（寒さ・湿度など）や長期的な気候変化との関連は、多くの周氷河地形研究者の興味の的であった。しかし、

現在の世界各地での地形変化速度の観測結果によると、寒さ（たとえば、年平均気温で表わされる）や永久凍土の有無が地形変化速度に及ぼす影響については明確な傾向が得られていない。そのため、現状では気候変化に伴う地形変化速度の増減については単純な議論はできないといえる。ある場所でなぜ1年間に10 cm動くのかとか、気候の寒冷化によってなぜ地形変化速度が増減するのかという問いに解答を与えるためには、まず凍結融解による地形変化速度の関数形を明らかにする必要がある。

本稿では議論の対象外としたが、気候変化が植生帯や積雪量の変化となって現われる場合には、さらに植生や積雪の断熱効果を考慮したうえで、凍結融解作用の強さの変化を議論する必要がある。また、周氷河環境と称される地域においても、風化や斜面物質移動は、凍結融解作用以外のプロセスによっても起こる。たとえば、凍結破砕作用以外に、上に述べたような氷河の後退によるunloading (André, 1986)、地震による落石や崩壊 (Tuthill, 1966; Eisbacher, 1979)、南極など寒冷乾燥地域での塩類風化 (Campbell and Claridge, 1987) や日射風化 (Hall and Hall, 1991) などが周氷河環境の礫の生産プロセスとして提唱されている。また、周氷河環境下でも、細粒物質の生産プロセスとしては化学的風化作用が重要である（たとえば、Darmody *et al.*, 1987）。周氷河環境における風化および斜面物質移動速度の変遷史をさまざまな方法を駆使してより正確に把握するとともに、凍結融解作用が確かにその地形変化に関与しているという証拠を提出すべきである。そのためにも、凍結融解作用の機構に基づく議論が今後盛んになされることが期待される。

本稿に示した野外観測データの一部は、第26～32次日本南極地域観測隊・セールロンダーネ山地地学調査（1985～1991年）、奨学寄付金（教育社）に基づく1988～1989年度スバルパール諸島地形調査（代表者：小野有五）、文部省科学研究費補助金国際学術研究（代表者：

小崎 尚, 課題番号 02041081) に基づく 1990 年度スバルバール諸島地形調査, ならびに文部省科学研究費補助金奨励研究 A (課題番号 01780287, 02780213) に基づく赤石山脈での野外調査によって得られたものである。野外観測にご協力くださり, また多くのご教示をいただいた森脇喜一(極地研), 平川一臣(都立大), 小野有五(北海道大), 小崎 尚(明治大), 岩田修二(三重大)の諸先生方をはじめとする共同研究者の方々に厚く謝意を表する。

(投稿 1991 年 7 月 13 日)

(受理 1991 年 10 月 19 日)

注

- 1) 凍土の冷却による収縮によって地表と垂直に亀裂が発生し, アイスウェッジやソイルウェッジをつくるプロセス(たとえば, Romanovskij, 1973)などを指す。
- 2) 成因はまだよくわかっていないが, 雪崖という凹地地形をつくるニヴェーション(Thorn, 1988)や, 全層雪崩による侵食作用(下川, 1980)を指す。
- 3) ソリフラクションの定義は文献によって異なる。飽和した土塊の緩速度の流動(Andersson, 1906; Permafrost Subcommittee, 1988, p. 78), フロストクリープを含む周氷河環境で生じる土塊の緩速度の移動全般(フレンチ, 1984, pp. 177-178; Harris, 1981, pp. 4-5), ソリフラクションロウプやソリフラクションテラスと呼ばれる地形をつくるプロセス(Williams and Smith, 1989, pp. 122-123)などである。本稿では, すべり面をもたない土塊の緩速度の流動を指し, フロストクリープは除外する。これは Washburn (1979) のジェリフラクション gelifluction の定義に近いが, 機構的には(たとえ周氷河環境下であっても)凍結を必ずしも前提としないので, “geli-”の語の使用は避けた。
- 4) 凍結融解作用には, そのほか土層の上下での密度差により土粒子が対流を引き起こすプロセスが含まれる場合がある。これは淘汰構造土やインポリューションの成因の 1 つとされている(Ray *et al.*, 1983; Hallet and Prestud, 1986; 宮田, 1987)が, これについては本稿では取り扱わない。
- 5) 凍結破砕礫の粒径は凍結・融解深度のほか節理間隔にも依存する。節理間隔がほぼ一様な岩盤では, その卓越する間隔が最多礫径を決めるであろう。
- 6) ただし, 細粒物質を含まない礫層でも, 礫自体の空隙率が高い場合には, 礫の中を水分が移動し礫間にアイスレンズが形成されることがある(Mackay, 1984)。北海道の新第三系の岩石からなる岩塊斜面についても, この効果が指摘されている(曾根・山本, 1990)。

文 献

- 石井孝行(1976): 足尾山地北部の山地斜面における凍結・融解にともなう斜面物質移動。地理学評論, **49**, 523-537。
- 岩田修二(1980): 白馬岳の砂礫斜面に働く地形形成作用——移動様式とその強度——。地学雑誌, **89**, 319-335。
- 小野有五・平川一臣(1975): ヴェルム氷期における日高山脈周辺の地形形成環境。地理学評論, **48**, 1-26。
- 木下誠一・鈴木義男・堀口 薫・福田正己・井上正則・武田一夫(1977): 苫小牧における凍上観測(昭和 51~52 年冬期)。低温科学物理篇, **35**, 307-319。
- 小泉武栄・柳町 治(1983): 木曽山脈主稜部における周氷河性岩屑生産。第四紀研究, **20**, 281-287。
- 小崎 尚(1983): 周氷河地域における物質移動。地形, **4**, 189-203。
- 澤口晋一(1987): 北上山地山稜部の荒廃裸地における凍結・融解による斜面物質移動。地理学評論, **60A**, 795-813。
- 式 正英(1961): 赤石山地北部の地形について。辻村太郎先生古稀記念事業会編: 『辻村太郎先生古稀記念論文集』, 224-238。
- 下川和夫(1980): 只見川上流域の雪崩地形。地理学評論, **53**, 171-188。
- 鈴木隆介(1990): 実体論的地形学の課題。地形, **11**, 217-232。
- 相馬秀広・岡沢修一・岩田修二(1979): 白馬岳高山帯における砂礫の移動プロセスとそれを規定する要因。地理学評論, **52**, 562-579。
- 曾根敏雄・山本憲志郎(1990): 宗谷丘陵南部の山頂凸型緩斜面と斜面堆積物。日本地理学会予稿集, **38**, 194-195。
- 高志 勤(1982): 凍上力と凍上機構。木下誠一編: 『凍土の物理学』森北出版, 93-131。
- 高志 勤・生頼孝博・山本英夫・岡本 純(1981): 土の最大凍上力に関する実験的研究。雪氷, **43**, 207-216。
- 樋口雅夫(1987): 甲斐駒ヶ岳〜鳳凰山系の化石周氷河斜面の分布と形成。日本地理学会予稿集, **31**, 6-7。
- 福田正己(1981): 図解法による土の凍結深さ推定。低温科学物理篇(資料集), **40**, 79-85。
- 福田正己(1982): 土の凍結過程と凍上現象。木下誠一編: 『凍土の物理学』森北出版, 29-59。
- 福田正己(1990): 地盤の凍結と凍上のメカニズム。土と基礎, **38** (4), 81-88。
- 福田正己・石崎武志(1980): 平衡地表面温度による土壌凍結深推定モデル。雪氷, **42**, 71-80。
- フレンチ, H. M. 著, 小野有五訳(1984): 『周氷河環境』古今書院, 411p. French, H. M. (1976): *The periglacial environment*. Longman, London, 309p.

- 町田 貞・井口正男・貝塚爽平・佐藤 正・榎根 勇・小野有五編 (1981): 『地形学辞典』二宮書店, 767p.
- 松岡憲知 (1984): ネパール・ヒマラヤの水河周辺における岩盤の凍結破砕作用について. 雪氷, **46**, 19-25.
- 松岡憲知 (1988): 凍結融解によってつくられる礫の粒径について. 日本地理学会予稿集, **33**, 114-115.
- 松岡憲知 (1991a): 赤石山脈の高山環境における地温の通年観測. 地形, **12**, 41-49.
- 松岡憲知 (1991b): 年平均気温から地盤の凍結・融解深度を推定する方法. 地理学評論, **64A**, 347-357.
- 松岡憲知・上本進二 (1984): 日本アルプス主稜線部の組織地形. 地理学評論, **57A**, 263-281.
- 宮田雄一郎 (1987): 密度逆転成層による周水河インボリューションの形成. 第四紀研究, **26**, 373-391.
- ヤング, R. N., ワーケンチン, B. P. 著. 山内豊聡・竹中 肇・東山 勇・前田 隆監訳 (1978): 『新編 土質工学の基礎——土の性質と挙動——』鹿島出版会, 336p.
- 渡辺悌二 (1990): 氷河・周氷河堆積物を主対象とした相対年代法. 第四紀研究, **29**, 49-77.
- Akagawa, S., Goto, S. and Saito, A. (1988): Segregation freezing observed in welded tuff by open system frost heave test. Senneiset, K. ed.: *Proceedings, Fifth International Conference on Permafrost*. Tapir Publishers, Trondheim, **2**, 1030-1035.
- Aldrich, H. P. (1956): Frost penetration below highway and airfield pavement. *Highway Research Board*, **135**, 124-149.
- Andersson, R. G. (1906): Solifluction, a component of subaerial denudation. *Journal of Geology*, **14**, 91-112.
- André, M. F. (1986): Dating slope deposits and estimating rates of rock wall retreat in northwest Spitsbergen by lichenometry. *Geografiska Annaler*, **68A**, 65-75.
- Benedict, J. B. (1970): Downslope soil movement in a Colorado alpine region: rates, processes, and climatic significance. *Arctic and Alpine Research*, **2**, 165-226.
- Benedict, J. B. (1976): Frost creep and gelifluction features: a review. *Quaternary Research*, **6**, 55-76.
- Burt, T. P. and Williams, P. J. (1976): Hydraulic conductivity in frozen soils. *Earth Surface Processes*, **1**, 349-360.
- Caine, N. (1968): *The blockfields of northeastern Tasmania*. Department of Geography Publication G/6, Australian National University, Canberra, 127p.
- Campbell, I. B. and Claridge, G. G. C. (1987): *Antarctica: soils, weathering processes and environment*. Developments in Soil Science, **16**, Elsevier, Amsterdam, 368p.
- Chalmers, B. and Jackson, K. A. (1970): Experimental and theoretical studies of the mechanism of frost heaving. *CRREL Research Report*, **199**, 22p.
- Coutard, J. P. and Francou, B. (1989): Rock temperature measurements in two alpine environments: implications for frost shattering. *Arctic and Alpine Research*, **21**, 399-416.
- Darmody, R. G., Thorn, C. E. and Rissing, J. M. (1987): Chemical weathering of fine debris from a series of Holocene moraines: Storbreen, Jotunheimen, southern Norway. *Geografiska Annaler*, **69A**, 405-413.
- Davidson, G. P. and Nye, J. F. (1985): A photoelastic study of ice pressure in rock cracks. *Cold Regions Science and Technology*, **11**, 143-153.
- Davison, C. (1889): On the creep of the soilcap through the action of frost. *Geological Magazine*, **6**, 255-261.
- Eisbacher, G. H. (1979): Cliff collapse and rock avalanches (sturzstorms) in the Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Canadian Geotechnical Journal*, **16**, 309-334.
- Fahey, B. D. (1973): An analysis of diurnal freeze-thaw and frost heave cycles in the Indian Peaks region of the Colorado Front Range. *Arctic and Alpine Research*, **5**, 269-281.
- Fahey, B. D. (1974): Seasonal frost heave and frost penetration measurements in the Indian Peaks region of the Colorado Front Range. *Arctic and Alpine Research*, **6**, 63-70.
- Fahey, B. D. (1979): Frost heave of soils at two locations in southern Ontario, Canada. *Geoderma*, **22**, 119-126.
- 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.
- Hall, K. and Hall, A. (1991): Thermal gradients and rock weathering at low temperatures: some simulation data. *Permafrost and Periglacial Processes*, **2**, 103-112.
- Hallet, B. and Prestrud, S. (1986): Dynamics of periglacial sorted circles in western Spitsbergen.

- Quaternary Research*, **26**, 81-99.
- Harris, C. (1972): Processes of soil movement in turf-banked solifluction lobes, Okstindan, northern Norway. *Institute of British Geographers, Special Publication*, **4**, 155-174.
- Harris, C. (1981): *Periglacial mass-wasting: a review of research*. Geo Abstracts, Norwich, 204p.
- Harris, C. and Cook, J. D. (1986): The detection of high altitude permafrost in Jotunheimen, Norway using seismic refraction techniques: an assesment. *Arctic and Alpine Research*, **18**, 19-26.
- Harris, S. A. (1982): Distribution of zonal permafrost landforms with freezing and thawing indices. *Biuletyn Peryglacjalny*, **29**, 163-182.
- Higashi, A. and Corte, A. E. (1971): Solifluction: a model experiment. *Science*, **171**, 480-482.
- Hirakawa, K. (1989): Downslope movement of solifluction lobes in Iceland: a tephrostratigraphic approach. *Geographical Reports of Tokyo Metropolitan University*, No. 24, 15-30.
- Ives, J. D. and Fahey, B. D. (1971): Permafrost occurrence in the Front Range, Colorado Rocky Mountains, U. S. A. *Journal of Glaciology*, **10**, 105-111.
- Jetchick, E. and Allard, M. (1990): Soil wedge polygons in northern Québec: description and paleoclimatic significance. *Boreas*, **19**, 353-367.
- Jumikis, A. R. (1977): *Thermal geotechnics*, Rutgers University Press, New Brunswick, 375p.
- Karte, J. (1983): Periglacial phenomena and their significance as climate and edaphic indicators. *GeoJournal*, **7**, 329-340.
- Konrad, J.-M. and Morgenstern, N. R. (1980): A mechanistic theory of ice lens formation in fine-grained soils. *Canadian Geotechnical Journal*, **17**, 473-486.
- Lautridou, J. P. and Ozouf, J. C. (1982): Experimental frost shattering: 15 years of research at the Centre de Géomorphologie du CNRS. *Progress in Physical Geography*, **6**, 215-232.
- Lewkowicz, A. G. (1988): Slope processes. Clark, M. J. ed.: *Advances in periglacial geomorphology*. John Wiley and Sons, Chichester, 325-368.
- Mackay, J. R. (1981): Active layer slope movement in a continuous permafrost environment, Garry Island, Northwest Territories, Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **18**, 1666-1680.
- Mackay, J. R. (1984): The frost heave of stones in the active layer above permafrost with downward and upward freezing. *Arctic and Alpine Research*, **16**, 439-446.
- Mackay, J. R. and MacKay, D. K. (1976): Cryostatic pressures in nonsorted circles (mud hummocks), Inuvik, Northwest Territories. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **13**, 889-897.
- Mageau, D. W. and Morgenstern, N. R. (1980): Observations on moisture migration in frozen soils. *Canadian Geotechnical Journal*, **17**, 54-60.
- Matsuoka, N. (1988): Laboratory experiments on frost shattering of rocks. *Science Reports of the Institute of Geoscience, University of Tsukuba*, **9A**, 1-36.
- Matsuoka, N. (1990a): Mechanisms of rock breakdown by frost action: an experimental approach. *Cold Regions Science and Technology*, **17**, 253-270.
- Matsuoka, N. (1990b): The rate of bedrock weathering by frost action: field measurements and a predictive model. *Earth Surface Processes and Landforms*, **15**, 73-90.
- Matsuoka, N.: A model of the rate of frost shattering: application to field data from Japan, Svalbard and Antarctica. *Permafrost and Periglacial Processes* (in press).
- Matsuoka, N., Moriwaki, K. and Hirakawa, K. (1988): Diurnal frost-heave activity in the Sør-Rondane Mountains, Antarctica. *Arctic and Alpine Research*, **20**, 422-428.
- Matsuoka, N., Moriwaki, K., Iwata, S. and Hirakawa, K. (1990): Ground temperature regimes and their relationship to periglacial processes in the Sør Rondane Mountains, East Antarctica. *Proceedings of the NIPR Symposium on Antarctic Geosciences*, **4**, 55-66.
- Mellor, M. (1970): Phase composition of pore water in cold rocks. *CRREL Research Report*, **292**, 61p.
- Penner, E. (1970): Frost heaving forces in Lada clay. *Canadian Geotechnical Journal*, **7**, 8-16.
- Permafrost Subcommittee (1988): *Glossary of permafrost and related ground-ice terms*. National Research Council of Canada, Technical Memorandum, No. 142, 156p.
- Potts, A. S. (1970): Frost action in rocks: some experimental data. *Institute of British Geographers, Transactions*, **49**, 109-124.
- Price, L. W. (1973): Rates of mass wasting in the Ruby Range, Yukon Territory. *Proceedings of the*

- Second International Conference on Permafrost. Yakutsk, USSR, National Academy Press, Washington, D. C., 235-245.
- Ray, R. J., Kranz, W. B., Caine, T. N. and Gunn, R. D. (1983): A model for sorted patterned-ground regularity. *Journal of Glaciology*, **29**, 317-337.
- Reanier, R. E. and Ugolini, F. C. (1983): Gelifluction deposits as sources of paleoenvironmental information. *Proceedings of the Fourth International Conference on Permafrost*. Fairbanks, Alaska. National Academy Press, Washington, D. C., 1042-1047.
- Romanovskij, N. N. (1973): Regularities in formation of frost fissures and development of frost fissure polygons. *Biuletyn Peryglacjalny*, **23**, 237-277.
- Smith, D. J. (1987a): Frost-heave activity in the Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Arctic and Alpine Research*, **19**, 155-166.
- Smith, D. J. (1987b): Solifluction in the southern Canadian Rockies. *The Canadian Geographer*, **4**, 309-318.
- Smith, D. J. (1988): Rates and controls of soil movement on a solifluction slope in the Mount Rae area, Canadian Rocky Mountains. *Zeitschrift für Geomorphologie, N. F. Suppl.*, **71**, 25-44.
- Takagi, S. (1980): The adsorption force theory of frost heaving. *Cold Regions Science and Technology*, **3**, 57-81.
- Thorn, C. E. (1988): Nivation: a geomorphic chimera. Clark, M. J. ed.: *Advances in periglacial geomorphology*. John Wiley and Sons, Chichester, 3-31.
- Tricart, J. (1956): Étude expérimentale du problème de la gélivation. *Biuletyn Peryglacjalny*, **4**, 285-318.
- Tuthill, S. J. (1966): Earthquake origin of supraglacial drift on the glaciers of the Martin River Area, south-central Alaska. *Journal of Glaciology*, **7**, 83-88.
- Walder, J. and Hallet, B. (1985): A theoretical model of the fracture of rock during freezing. *Geological Society of America Bulletin*, **96**, 336-346.
- Washburn, A. L. (1967): Instrumental observations of mass-wasting in the Mesters Vig district, N. E. Greenland. *Meddelelser om Grønland*, **166**, 1-297.
- Washburn, A. L. (1979): *Geocryology: a survey of periglacial processes and environments*. Edward Arnold, London, 406p.
- White, S. E. (1976): Is frost action really only hydration shattering?: a review. *Arctic and Alpine Research*, **8**, 1-6.
- Williams, P. J. (1976): Volume change in frozen soils. *Laurits Bjerrum Memorial Volume*. Norwegian Geotechnical Institute, Oslo, 233-246.
- Williams, P. J. and Smith, M. W. (1989): *The frozen earth: fundamentals of geocryology*. Cambridge University Press, Cambridge, 306p.

補 遺

松岡 (1991b) の式 (3) と結果の第 6 図と第 3 表を修正する。なお同、式 (1) の k は λ の誤植である。凍結深度 D_f を求める基本式 (Aldrich 式) は、

$$D_f = \lambda \sqrt{\frac{2 k_f I_{fs}}{L w \rho_s}}$$

で与えられる。ここで、 λ : 補正係数、 k_f : 凍結状態での土または岩石の熱伝導率、 I_{fs} : 地表面での積算寒度、 L : 氷の融解潜熱、 w : 土または岩石の含水比、 ρ_s : 土または岩石の乾燥密度である。この式中の λ を規定するパラメータの 1 つ、熱比 α は松岡 (1991b) の式 (3) では、

$$\alpha = (T_{ms} - T_{cs}) / (T_f - T_{cs})$$

と表わされている。ここで、 T_{ms} : 年平均地表面温度、 T_{cs} : 凍結期平均地表面温度、 T_f : 地盤の凍結温度である。ところが、この式は誤植のある福田 (1981, 1982) を引用したもので、後に原典 (Aldrich, 1956) での定義を調べ直したところ、次式が正しいことが判明した。

$$\alpha = (T_{ms} - T_f) / (T_f - T_{cs})$$

実際に、凍結・融解深度を扱った大多数の文献 (たとえば、Jumikis, 1977; ヤング・ワーケンテン, 1978; 福田, 1990) でも後者の式が示されている。すなわち、松岡 (1991b) では、 α の値を 1 ほど大きく見積もっており、結果として凍結・融解深度を小さめに計算している。

他の条件を変えせずに、 α だけを変えて再計算した結果、第 4 図を得た。松岡 (1991b) の凍結・融解深度の計算値からの増加率は、 T_{ms} が 0 に近づくにつれ大きくなり、最大増加率は火山灰で 25%、砂〜シルトで 31%、砂礫で 38%、岩石で 85% であった。しかし、積雪の影響が少ない場所での実測値と新たな計算値とを比較すると、永久凍土地域の一部で最大 50% 近い誤差を生じているが、全体としてはかなりよく一致する (第 1 表)。とくに季節凍土地域では精度が高い。

Mechanisms of Frost Action and Related Periglacial Landforms

Norikazu MATSUOKA*

Recent studies on periglacial processes and environments are reviewed on the basis of the mechanisms of frost action in rocks and soils. Frost action modifies the landform when the ground thaws after having been subject to frost heave or shattering. Freezing expansion, the cause of frost heave or shattering, begins just after the surface temperature has fallen below 0°C, proceeds rapidly with cooling until -2 or -3°C, and eventually attains a peak value usually at -5 to -7°C. This indicates that frost heave or shattering occurs just above the descending freezing front, and that lower temperature (*e.g.* less than -10°C) does not increase the power of frost action. Frozen soils are deformed as a result of frost creep, solifluction or active layer glide; the type of process is dependent on their grain size and moisture condition.

Diurnal and annual freeze-thaw cycles have different effects on periglacial landforms depending on their frequency and penetration depths. Diurnal freeze-thaw penetrates no more than 20 cm in soils and 50 cm in rocks, thus causing shallow soil movement of usually less than 10 cm and producing small debris less than 20 cm in diameter. Such shallow ground activities are believed to be predominant in most mid-latitude alpine environments where diurnal cycles occur frequently. The annual cycle controls the maximum depth of soil movement and the maximum size of fallen debris, which rarely exceed 200 cm and 500 cm, respectively, in Japanese alpine environments, as indicated by the records of ground temperature and theoretical considerations.

Recent laboratory and theoretical works, combined with field measurements, have enabled us to construct quantitative models of frost action as a function of environmental and geological factors. For example, the rate of bedrock frost shattering was expressed as a function of freeze-thaw frequency, degree of saturation and tensile strength by a simple model which agreed well with field data from several periglacial environments.

There are many problems to be solved on frost action environments. The most important ones are the influence of permafrost on frost action, the origin of block slopes and the sensitivity of frost action to climatic change. Permafrost may intensify frost action in overlying active layers: by acting as an impermeable layer, by producing cryostatic pressure, or by causing the two-sided freezing. Field measurement data, however, do not necessarily indicate high magnitudes of frost action in permafrost regions. The influence of climatic change on frost action cannot be discussed unless this problem is solved. Block fields and slopes, usually regarded as periglacial landforms, have not yet been explained in terms of the mechanisms of frost action. We should carefully evaluate each factor controlling frost action to solve these problems.

Key words: periglacial, frost action, freeze-thaw, permafrost