

## 1996年北海道古平町豊浜付近斜面崩落にかかわる 岩石の凍結-融解実験

原田 鉦一郎・福田正己 (北大・低温研)

### 1.はじめに

北海道では、基盤岩石が凍結-融解の繰り返しで破碎風化が進行し、大規模崩落を引き起こすことがある。1987年6月9日に層雲峡で柱状節理の発達した溶結凝灰岩が崩落し、死者3名重傷者6名という事故が発生した(勝井、1988)。凍結-融解の繰り返しがその一因と考えられた(福田、1988)。古平町豊浜での斜面崩落は、岩盤が深くまで凍結して崩落の発生しにくい最寒冷期であることから、崩落の直接原因に凍結が作用したとは考えにくい。そこで、この報告では、凍結作用に影響する1996年冬季の気象環境と、凍結-融解による岩石の破碎性を実験により評価する。

### 2.凍結-融解の繰り返し出現頻度

基盤岩体に凍結-融解が及ぶ回数と深さは、季節変動と日変動の2つの様式で異なる。季節変動では、岩体の最大凍結深さまで冬季に1回の凍結-融解が及ぶ。一方気温の日変動では、変動振幅はたかだか数10 cmで岩体内で減衰するので、表層付近のみが凍結-融解を繰り返す。そこで豊浜に近い美国における凍結-融解の頻度と最深凍結を、今冬(1995-1996年冬期)のアメダス観測値から求めた。季節変動による最大凍結深さ(D cm)は、土壌の凍結深さの推定法を適用し、岩体表面温度の近似として気温を用いると、凍結指数 $I_d$  ( $^{\circ}\text{C} \cdot \text{days}$ ) から以下の式で求められる(福田、1985)。

$$D = \alpha \cdot \sqrt{I_d} \quad \text{----- (1)}$$

$\alpha$  は岩体の凍結時熱伝導率に依存する係数で通常は3.0~4.0である。2月中旬までの $I_d$  は200~300なので、豊浜の崩落前の凍結深さは42~69 cm程度である。確認のため2月18日から5月11日までの間、崩落斜面付近で岩体に孔を開け、10 cmから70 cmまで20 cm間隔で岩体温度を計測した結果、最深凍結を50~60 cmと推定した。以上から、崩落した岩体では、基盤の背後に存在した亀裂の影響を除くと、表面付近50~60 cmが凍結していたに過ぎない。実際に崩落の後に、地下水が滑落面に浸透し、つららを形成していたことから、滑落面付近まで凍結が及んでいなかったことと思われる。以上から季節変動による凍結深さは、崩落した岩体のごく表面に限定され、直接ないし間接に凍結が崩落の引き金とは言いがたい。

次に日変動による凍結-融解の影響を検討する。岩体中にしみ込んだ水が十分に凍結-融解するには、 $0^{\circ}\text{C}$ をはさんで上下に気温が変化するだけではなく、福田(1988)による凝灰岩の凍結-融解の実験結果によれば、 $-4^{\circ}\text{C}$ 以下まで冷却し、その後 $+4^{\circ}\text{C}$ 以上まで温度が上昇して融解されるような温度変動が破壊の目安とされた。その条件を満足する頻度は、今冬の美国では3回であった。

今冬との比較および北海道内の地域分布を見るために、昨冬(1994-1995年冬期)の気象官署の観測値に基づいて描いた凍結-融解( $-4^{\circ}\text{C}$ 以下と $+4^{\circ}\text{C}$ 以上)の出現頻度図が図1である。美国の近くに位置する小樽では1回であった。

今までの議論は気温の日変化についてであったが、次にもっと長期間にわたる気温変化を見てみる。図2は、気温が+4℃以上から-4℃以下になるまでの変動の様子を示したグラフである。この図から長期間にわたる気温変化から見れば、凍結-融解は9回起っている事がわかる。以上から、1冬季間において日変化のような短周期では3回程度、長周期では9回程度、-4℃以下と+4℃以上の気温変化による凍結-融解を美国では繰り返していたと言える。

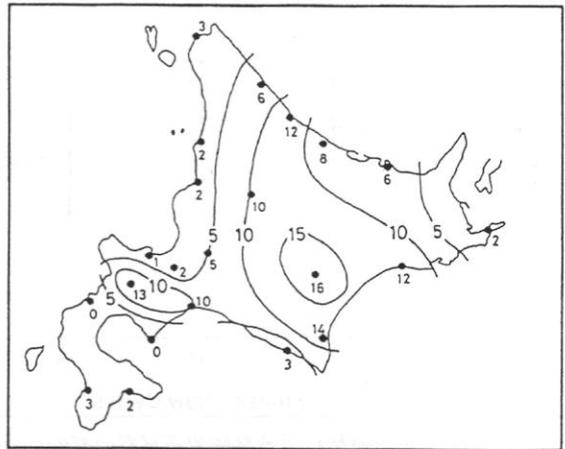


図1 北海道内における凍結-融解の出現頻度分布  
( $T_{min} \leq -4^\circ\text{C}$ 、 $T_{Max} \geq +4^\circ\text{C}$  日変動幅、  
1994/1995年 冬季)

### 3.凍結-融解実験

崩落現場で採取した岩石が、どの程度凍結-融解に対して抵抗性があるかを調べるために、実験室において凍結-融解実験を行った。ここでは一定の凍結-融解サイクル毎に岩石の損失率と空隙率を測定した。損失率は、凍結-融解サイクル後の重量を初期の岩石の重量で割ったものとして定義する。また空隙率は、真空脱気で水飽和させた試料の水中及び空中秤量から算出した。これは、外気と連結した空隙のを考慮した空隙率（有効空隙率）である。岩質は第三紀水冷火砕岩（旧定義の角礫凝灰岩）であり、火山噴出に伴う凝灰質の部分と緻密な角礫質から成り立つ。

実験は、まず炉乾重量の測定、水飽和、空中及び水中重量の測定の手順で行い、有効空隙率を算出する。その後、恒温槽内で24時間で1サイクルとする $10^\circ\text{C} \sim -10^\circ\text{C}$ の凍結-融解サイクルを繰り返した。サンプルは常に水で満たすようにし、5サイクル毎に恒温槽より取り出して重量等の測定し、合計20サイクルまで実験を行った。

実験は、まず炉乾重量の測定、水飽和、空中及び水中重量の測定の手順で行い、有効空隙率を算出する。その後、恒温槽内で24時間で1サイクルとする $10^\circ\text{C} \sim -10^\circ\text{C}$ の凍結-融解サイクルを繰り返した。サンプルは常に水で満たすようにし、5サイクル毎に恒温槽より取り出して重量等の測定し、合計20サイクルまで実験を行った。

### 4.実験結果

図3に5サイクル毎の有効空隙率の変化を示す。サイクルが進むにつれ、空隙率の値の幅が大きくなる。これは実験が進むに従い、サンプルが2つのグループに分けられることを示している。脆い凝灰質部分は破碎され、堅い角礫の部分だけ残るサンプルでは、空隙率は次第に小さくなる。また角礫をあまり含まない凝灰質は、残存部の空隙率は大きくなる。損失率の変化を見ると、やはり2つのグループに分けられる（図4）。角礫質では、ほとんどその重量が変動

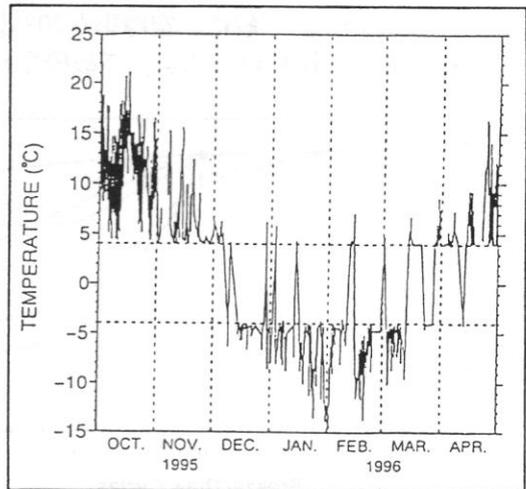


図2 美国における凍結-融解の出現頻度  
(最高気温 $\geq +4^\circ\text{C}$ から最低気温 $\leq -4^\circ\text{C}$   
となる頻度)

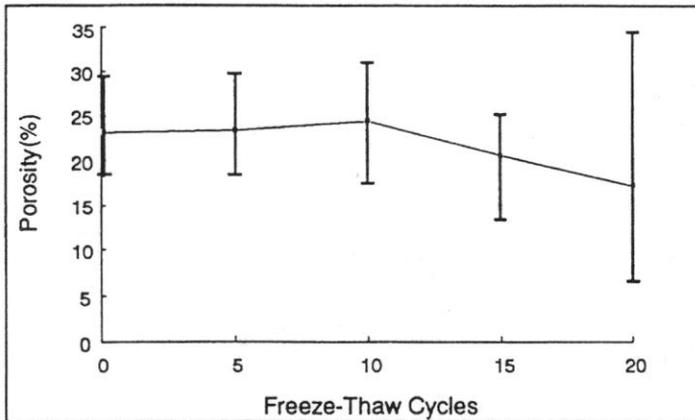


図3 凍結-融解による試験岩石試料の有効空隙率変化  
(豊浜付近水冷破碎岩)

行う場合には、変動幅が±4℃以上ですくなくとも10サイクルの繰り返しが必要である。こうした現地で採取した新鮮な岩石試料では、一定サイクル以上（ここでは10サイクル）の繰り返しで、破碎抵抗性に差が生ずるからである。この原因は、新鮮な岩石試料内で、初期サイクルでは破碎に至らない微細なクラックがまず生じ、やがてそれらが伸長して相互に連結して、大きなクラックとなるからである。

### 5. 考察とまとめ

±10℃の温度幅で凍結-融解実験を行った結果、凝灰質な岩石試料は10サイクルを超えた後に破碎された。この岩質は、本実験のように水分が十分に供給されるといった条件が揃えば、非常に凍結抵抗性は低く、破碎されやすい。この凍結抵抗性は、岩石の空隙率と力学的性質を反映する超音波伝播速度をパラメーターとして表わすことが出来る（Fukuda, 1979）。一般に、空隙率が20%以上、超音波伝播速度が2.0 km/sec以下の岩石は、凍結-融解の繰り返しによって破碎されやすくなる（図5）。本実験で用いた岩石では、6個のサンプルの平均の空隙率は32%、超音波伝播速度は1.80 km/secであった。

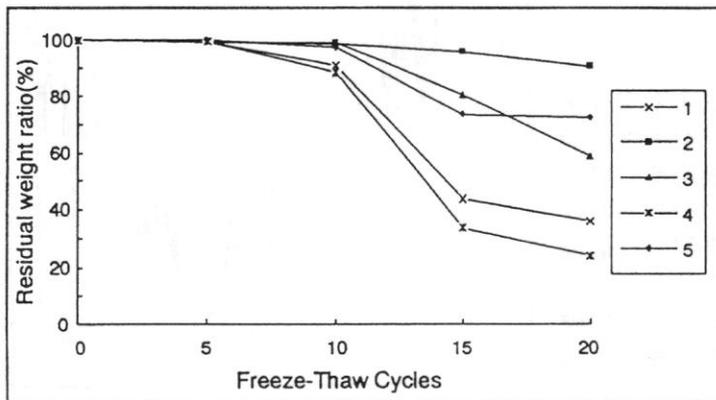


図4 凍結-融解による損失率変化  
(No.2, No.5: 角礫質 No.1, No.3, No.4: 凝灰質)

しないが、凝灰質では重量で70%も減少（破碎）されたものもある。また重量の急激な減少は、10サイクルを越えると発生することも分かった。これは崩落現場で採取した岩石試料が、基盤岩体の表面付近でなく、内部のあまり風化の進行していない部分（新鮮な試料）であったためである。

すでに福田（1984）が、指摘しているように、基盤岩石の凍結-融解の繰り返し試験を

この実験結果に基づいて、実際の基盤岩体では、水分供給と温度変動幅がどのように出現するかを再度評価してみる。

福田（1982）は、岩石の温度拡散率を与え、表面温度を4℃～-4℃まで変動させた時の基盤岩石内の温度の経時変化の計算結果を示し

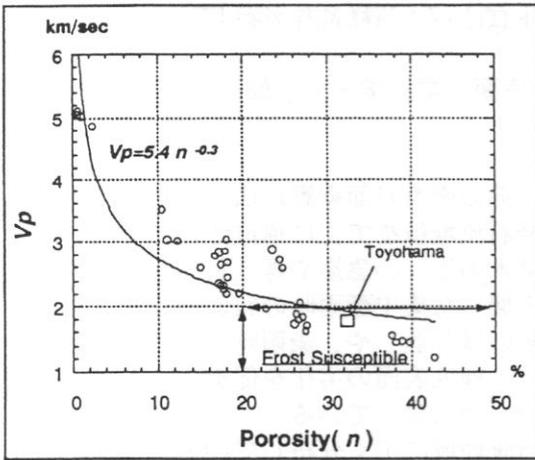


図5 風化岩石の超音波速度と空隙率の関係

ている。それによると、温度拡散率 $0.004 \text{ (cm}^2/\text{sec)}$ とすると、 $30 \text{ cm}$ 深では温度の変動幅は $\pm 1^\circ\text{C}$ 以内に減衰する。有効に岩石が破碎されるのは、表面のごく浅層に過ぎない。加えて厳冬期では岩体への水分供給は限定され、融解期にのみ積雪融解水により岩体は濡れた状態となる。

基盤岩体では、垂直に切り立った斜面に平行に、岩体の背後に分布する亀裂が存在する。その亀裂の最上部の開口部の幅や、岩体に切り込んだ亀裂深さの規模によっては、凍結-融解の繰り返しが有効に作用し、岩体全体を脆弱化する可能性は捨てきれない。しかしながら、均質な岩体を仮定した、現気象条件下での凍結-融解の出現

頻度や岩石試料の凍結-融解実験結果からは、岩体全体を崩落させるような直接的な破壊に凍結が寄与していないとも言える。

層雲峡での事例とも照らし合わせると、基盤岩体が受けた凍結-融解の繰り返しは、岩体表面や大きく開いた亀裂内面では、含水条件で活発な凍結破碎を発生させ、基盤強度の低下に寄与してきた。したがって、間接的には、凍結-融解の繰り返しが基盤岩体の崩落の一因となったであろう。今後の再発防止には、例えばグラウンドレーダーなどを用いた基盤岩体背後の亀裂分布や、岩体の温度変動の計測、斜面背後からの地下水浸透といった現地での計測・観察が不可欠である。

本研究にあたっては、アメダス気象データの提供で、日本気象協会北海道本部に多大の協力を頂いた。また、気象データは北海道大学大学院理学研究科の播磨屋敏生教授に解析して頂いた。現地での計測と試料採取では、北海道開発局道路課に便宜を計って頂いた。ここに感謝の意を表します。

#### 参考文献

- 勝井義雄 1988. 1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究. 文部省科学研究費突発災害研究成果, 56 pp.
- Fukuda, M. 1979. Some observations about rock weathering by frost upon the warvings. Fondation Francaise Detudes Nordique Act et Documents, 6, 73-79.
- 福田正己 1982. 北海道における凍結-融解の繰り返し出現頻度の分布-ソリフラクションに関連して-. 昭和54-56年度北海道大学特定研究経費成果報告書, 75-86.
- 福田正己 1984. 小樽手宮洞窟壁面遺跡の凍結破損防止にかかわる基礎研究. 低温科学, 43, 171-180.
- 福田正己 1985. 凍土の物理学, 227pp, 森北出版.
- 福田正己 1988. 層雲峡溶結凝灰岩崩壊にかかわる基盤岩石の凍結-融解実験. 1987年北海道層雲峡溶結凝灰岩崩壊とその災害に関する調査研究, 文部省科学研究費突発災害研究成果, 41-48.