HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	岩石内の水の凍結 : 融解について　II
Author(s)	福田, 正己
Citation	低温科學. 物理篇, 30, 183-189
Issue Date	1973-03-05
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/18209
Type	departmental bulletin paper
File Information	30_p183-189.pdf

Hokkaido University Collection of Scholarly and Academic Papers : HUSCAP

Masami FUKUDA 1972 Freezing-Thawing Process of Water in Pore Space of Rocks II.
Low Temperature Science, Ser. A, 30. (With English Summary p. 189)

岩石内の水の凍結—融解について II*

福田正巳
(東京大学大学院 理学研究科)

(昭和47年10月受理)

I. まえがき

寒冷な気候条件下では，岩石内の水の凍結—融解に起因した岩石の機械的風化が卓越して進行する。地質学的年代のオーダーのように数万年にわたってこの現象が継続すると，寒冷な高緯度地域や高山地域に特有の地形，いわゆる周氷河地形が発達する[1]。凍結—融解による岩石の破壊については，その機構を解明するためには，現場調査だけでなく，実験による研究が必要であるが，いまだ充分ではない。筆者は岩石内空隙水の過冷却凍結によって岩石の破壊が生ずることを実験によって予察した[2]。その実験では筆者は，過冷却凍結過程の際の，岩石内の弾性波速度の変化などを測定し，その結果にもとずいて若干の考察をしたのである[3]。今回も，岩石内空隙水の過冷却凍結に関する一連の実験を行なった。とくに，岩石の凍結時の物性変化から，空隙水の過冷却凍結時の挙動をおさえてみた。

その報告で述べたたように，岩石内の水の凍結過程は，複雑な要素に支配される。たとえば，空隙そのものの体積や形状は岩石毎に相違している。また，自然条件では，含水状態や温度条件も，地域ごとに相違している。しかし，複雑な要素から重要なものを選び出してモデル実験を行ない，基本的な過程を知ることは，自然の複雑な現象を解明する上で重要なアプローチであろう。本研究では野外調査地域として，すでに周氷河地形の発達することが報告されている北海道北部天北地域を選び[4]，地形や地質の調査を行なった。これらの調査を併行して，天北地域より採取した岩石試料を用いて，低温室で実験を行ない，若干の興味ある結果を得たので，ここに報告する。

II. 実験の内容

先の実験では，岩石内の空隙水の凍結過程を知るために，そのときの岩石の物性，とくに弾性波速度と電気抵抗値の変化を調べた。今回の実験では，岩石の物性のうち粘弾性をとり出し，凍結時に示す変化に着目した。岩石は弾性的な性質だけでなく，粘性的性質を持つことは，すでによく知られている[5),6)]。すなわち，弾性体としての変形と，応力や歪の時間的変化に依存する変形とが重なって出現する。そのためたとえば振動的な応力に対する振動的な歪の場合には，エネルギーの一部が内部摩擦熱として失なわれる。黒岩は氷や雪の粘弾性を，Maxwell 又は Voigt 模型として扱い，振動法から内部摩擦を求たが[7)-9)]，岩石についても同じように

* 北海道大学低温科学研究所業績第1231号

Voigt 模型と見なして内部摩擦係数，弾性係数を振動法で求めることが出来る。こうして求めた岩石の粘弾性は，岩石の内部組織（Texture，氷の Fabrics に相当する）や空隙内充填物質によって，大きく影響を受けるので，空隙水の挙動を知る上で有効な方法である。本実験では，黒岩の方法を用いた。実験方法の詳細は，黒岩の報告を参照されたい。

試料の整形には，ダイアモンドカッターを用い板状に切断して更にヤスリで厚さを一様にした。岩石は，氷や雪より固いため，かなり高い精度で厚みを一様に整形できる。測定した岩石は，宗谷地域第三紀層の増幌層で砂岩としては中粘砂からなりたつ。有効空隙率は 19%，弾性波速度は 2.17 km/sec（乾燥時）である。岩石内部の温度を測定するため，穴を開けて直径 0.05 mm の銅・コンスタンタン熱電対を埋め込んだ。その穴の位置として，試料をたわみ振動させたときの第一次共振の節を選んだ。この点は不動点なので振動を抑制することはない。また，試料を振動子で駆動するときに，その振動をピックアップによって電気的に変換出来るように，試料の両端面に鉄片を付着させた。以上の準備ののち，試料をのせる枠全体を断熱材でおおい，低温室に入れて指定の温度条件で測定を行なった。

III. 実験の結果

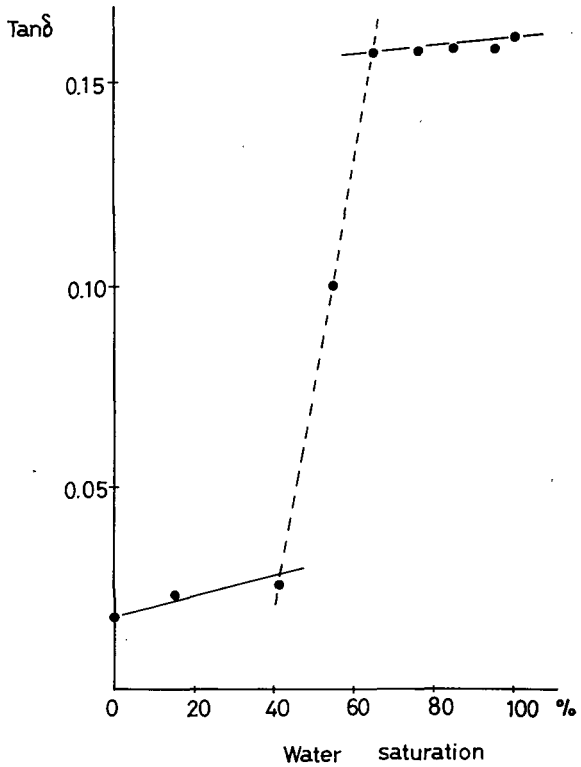
1. 含水条件を変えた場合の内部摩擦係数—$\tan\delta$—の変化

風化が進むにつれ，岩石内の空隙は数もふえ，ひとつひとつの体積もふえる。従って，空隙内の水と岩石粒との結び方もいろいろである。同一の岩石でも水の空隙への充填の状態と量によって，$\tan\delta$ の値は著しく変化する[10]。そこで岩石内の水の存在様式を，土壌の場合のように，いくつかに分類する[11]。はじめに空隙壁を形成する鉱物粒子で，化学的風化の著しい2次鉱物へ吸着された水。これを吸着結合水と呼ぶ。これは，粒子の周囲に水分子が数列フィルムとなってとりまく程度である。次に粒子間で毛管力によって保持された水の集積部分がある。とくにこの粒子間の接触部に捕獲された水を接合部集積水と呼ぶ。これは，粒子の直径に応じた表面張力によって，圧力を持って集積されている。さらに，岩石内に立体的に連結し合う空隙を，毛管水として満す水がある。この水の挙動と量とは，重力と毛管力との組み合せで決まる。これを自由水と呼ぶ。

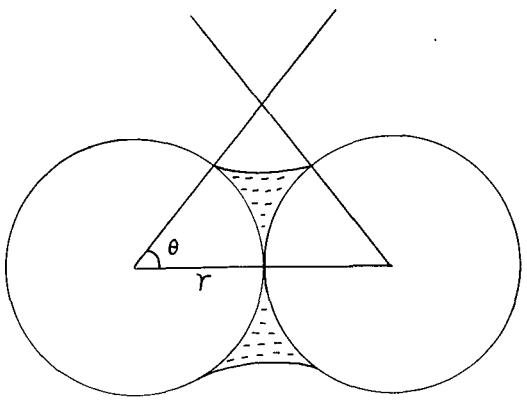
ここで，吸着水は土壌の様な，粘土化の進んだ粒子からなる場合には，吸着水分の量は大きくなるが，岩石ではわずかの量存在するにすぎない。したがって，$\tan\delta$ への影響も無視しうる。接合部集積水と自由水の2つの水分条件が，$\tan\delta$ に与える影響を考えることにする。2つの異なる含水量の条件を作る。完全に空隙を満す状態が自由水の条件であり，それを乾燥させ，残存水分量がある一定量に達すると接合部集積水の条件となる。どの程度飽和度が2つの条件の違いを生ずるかは，岩石の空隙率や構成粒子の大きさで異なるが，一応の目安としては，飽和度 24% 程度である[12]。しかし，岩石の種類によっては数 10% に達することもある。ここで述べる飽和度とは，次の処理と測定量をもって定義する。まず試料を 110°C で 24 時間強制乾燥させた時の重量を W_d とする。この状態で，吸着水を除いた水が除去される。次に十分に脱気した蒸留水に試料を浸して，室温で 24 時間以上放置する。この状態を自然飽和とし，重量を W_s とする。この W_s-W_d を可能含水量とし，各含水条件での重量 W から W_d を引い

た量との百分率 $\left(\frac{W-W_d}{W_s-W_d}\times 100\right)$ で飽和度 (%) を定義する。実際の測定では，まず強制乾燥と自然飽和条件 (飽和度 0% と 100%) で tanδ を測定し，次に室温で除々に乾燥させ，適当な重さに達するごとに tanδ を測定した。測定する間に，含水条件が著しく変らないように，数分間に 2 度測定した。測定はいずれも室温で行なった。第 1 図にその結果を示す。

飽和度が 40% を越えると，tanδ は急に大きくなるが，さらに 60% を越えると 100% まではゆるやかに増大する。0% から 40% までの乾燥した状態と 60% 以上の湿った状態の 2 つの段階で，この岩石はほぼきまった値の tanδ をとるが，しかし両者の値は著しく違う。すなわち，50% 付近では tanδ は急激な変化を示す。一方弾性体としての性質に由来する弾性波速度の，飽和度の変化に対する変化傾向にも同様の特徴が示される*。岩石の粘弾性としての性質は，構成する Frame-Work (構成骨組) 自身の弾性あるいは粘性的性質の他に，空隙を満す水に起因する部分がある。つまり粘性体としての水の存在，及びメニスカス形成に併う内部圧力，水と粒子 (岩石構成鉱物) 間の接触摩擦などで tanδ の値が定まる。このうちのメニスカス形成に伴う内部圧力は，飽和度の変化によって急激な変化を示す。南雲[12] が明らかにしているように，接合する 2 つの球の場合に単純化すると，接合部分の集積水は第 2 図で示すメニスカスを形成する。この球の大きさに応じた圧力が生ずるが，これは岩石構成粒子間を強く結合させる効果をもつ。水がかなり除去されると，粒子間に介在する水によるすべりと，水の粘性としての性質の影響が減少する。その結果，tanδ は小さな



第 1 図　飽和度と内部摩擦との関係 (室温)



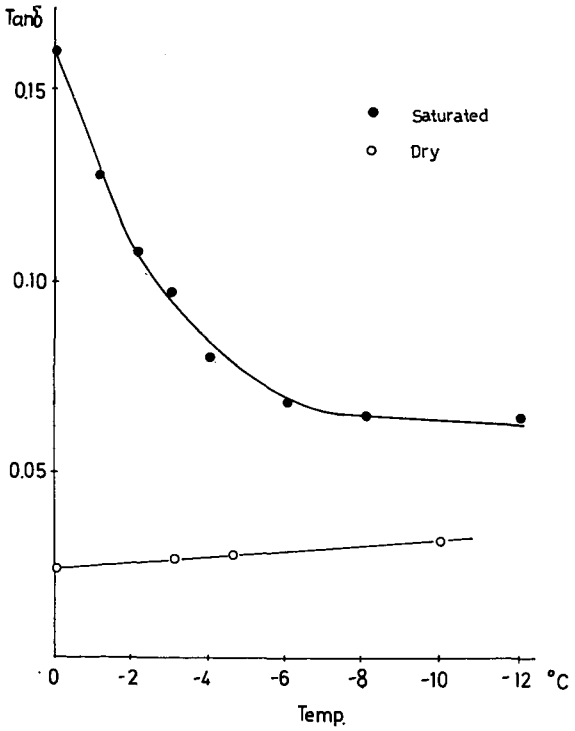
第 2 図　粒子間の水分

* この実験と結果については，別な機会に発表予定。

値を示す。逆に空隙を満す水が増加し，接合部メニスカスが消滅する程度まで完全に空隙を満すと，水の粘性の性質が強く影響を与える。同時にメニスカスによる圧力も著しく減少し，かつ粒子と水との接触面でのすべりが増加する。その結果，tanδ は大きな値を示す。とくに飽和度 40% を越える点で急激に tanδ が大きく立上るのは，メニスカス形成がこの飽和度でクリティカルであることを示している。つまり，メニスカス形成で強い粒子間の結合効果を持つ接合部集積水は，飽和度 40% までの含水条件にあたることを意味する。このような含水条件の変化に対して，岩石の物性が急激に変ることは，空隙の存在とその中の水によるもので，岩石の特徴的な性質と言える。

2. 温度変化に対する tanδ の変化[13]

岩石の乾燥条件と飽和条件において，温度を変化させて tanδ の変化をみる。乾燥条件は前述の集積水挙動 (0～40%) の代表として，飽和度 0% の状態をとりあつかう。飽和条件は自由水挙動 (60～100%) の代表として，飽和度 100% をとりあつかう。前者は，試料を 110°C 24 時間放置ののち，室温より −15°C まで除々に温度を下げて tanδ を測定した。後者は，蒸留水中に 24 時間放置後，ビニール容器に入れて蒸発を防止した状態で −20°C まで冷却させた。24 時間 −20°C に放置ののちに，除々に温度を上げて室温までの間に tanδ を測定した。岩石内部の温度分布が不均一とならぬように，温度変化は除々に行なう必要があるが，その間に試料が乾燥する恐れがある。実際には適当な間隔で重量変化をチェックしながら 2～4 時間かけて測定した。その結果を第 3 図に示す。白丸を結ぶ線は，乾燥条件 (飽和度 0%) での tanδ の温度に対する変化である。黒丸を結ぶ線は，飽和条件 (飽和度 100%) での tanδ の変化である。乾燥条件では，室温と 0°C 以下とでは tanδ は変らない。−10°C でやや tanδ が大きな値となるのは，試料に霜が付着し振動を制動した結果であろう。飽和条件では，0°C から −6°C の間で tanδ が急激に小さくなる。−6°C から −12°C の間では，tanδ はほぼ一定の値を示す。このように温度変化に対する tanδ の変化曲線は，0°C～−6°C，−6°C～−12°C の 2 区間に明瞭に分けられる。後者の tanδ は，次の状態を示すものと思われる。空隙を満す水のほとんどが凍結した場合，岩石を構成する鉱物粒子間に介在した水の粘性的性質とそれに基づく鉱物粒子間のすべりは消失する。そして粒子は相互に氷によって強く結合される。

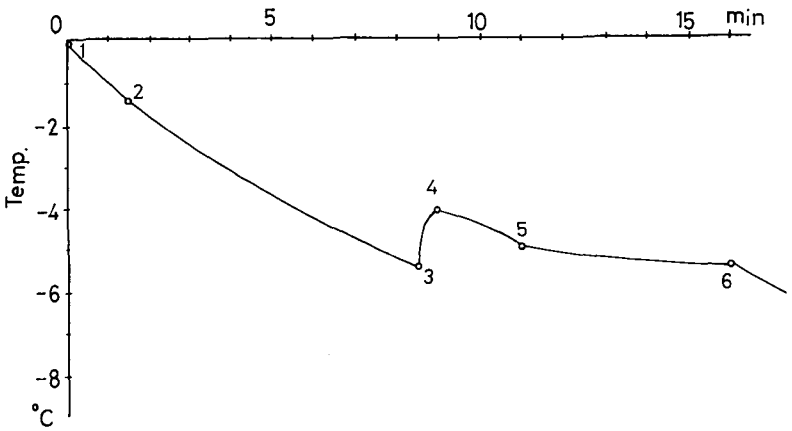


第 3 図 内関摩擦と温度との関係

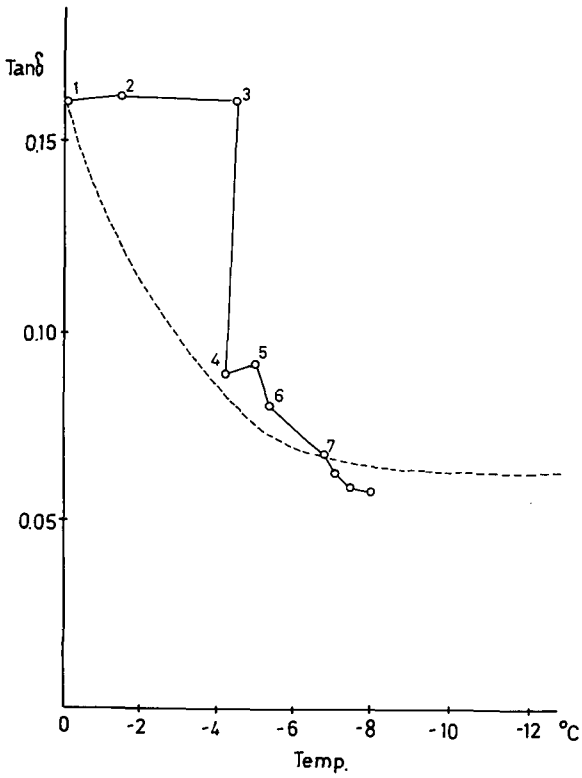
その結果，tanδ は小さな値となる。しかし，氷自身にも粘性的性質があるので，岩石全体の tanδ に影響を及ぼす。また，粒子に密着して未凍結水が残存する。(この量は温度低下とともに減少して行く) ので，氷が存在しない乾燥条件の tanδ よりは大きな値をとる。0°C～−6°C までの急変区間で，温度低下に従い tanδ が小さな値をとるが，これは残存する水と形成した氷との比を示すのであろう。つまり，次第に未凍結水分量が減少することを示すのであろう。毛管効果をもつより細い空隙や間隙を満す水が，除々に凍結し未凍結水が減少する。つまりこの区間は未凍結水分量の減少過程にあり，それが tanδ の値の急減としてあらわれてくる。−6°C 付近では，tanδ の値の変化に反映するに有効な水分量が凍結を完了したことを示す。

3. 過冷却凍結過程での tanδ の変化

岩石の凍結過程では，空隙水は過冷却凍結する[14]。そこで，この過冷却凍結過程を，tanδ の値の変化からおさえてみた。試料を水で飽和させて，除々に室温から温度を下げながら tanδ を測定した。そのときの，岩石内部の温度変化を第 4 図に示す。図の中の数字は，tanδ が測定された時点を示す。第 5 図に tanδ の値の変化を示す。図中の破線は，第 3 図の tanδ 温度変化曲線であり，−20°C に冷却させたのち，除々に温度を上げて測定したものである (つまり過冷却凍結を生じないようにして，tanδ を測定した)。これに対し，白丸をつなぐ実線は第 4 図の温度変化に従って冷却された過程での tanδ の値の変化を示し，数字は第 4 図と共通の測定である。3→4 で温度が上昇するが，これは過冷却が破れたための潜熱発生による昇温を示す。tanδ は 1→3 までほぼ室温時と同じ値であるが 3→4 で急激に小さくなり，破線に近ずく。これは 1→3 が過冷却期間で，3→4 の間に凍結したことが示される。4→5 は潜熱発生期間で，氷晶と水の共存する条件であろう。その結果として，tanδ は破線よりもやや大きい値をとる。冷却がさらに進むと，tanδ はさらに小さい値となるが，それはほぼ空隙中の水の多くの凍結完了を示すのであろう。このときの tanδ が破線の下の値となるが，これまでの時間経過での水分の減少を反映したのであろう。過冷却の破れる点 3 の温度は，−5°C であるが，この温度は先の弾性波速度変化から得た場合とほぼ一致する。以上のように，空隙の水が氷に変ると，鉱物粒子間の結合効果が急変するため，tanδ の値も大きく変化する。このような tanδ は，岩石



第 4 図　岩石内の温度変化



第5図 内部摩擦と温度との関係（過冷却過程）

内部の水の存在，およびその状態とを敏感に反映する物性であり，凍結時に発生する応力と破壊を研究する上で，一つの有効な手掛りである。

IV. むすび

岩石の空隙水の量と状態とを，よく反映する物性として，粘弾性的性質に着目した。空隙を満す水に3つのタイプがあり，このうちの接合部集積水と自由水の状態とで，tanδ の値が大きく異なる。これは空隙中の水の tanδ への影響，いいかえれば，岩石を構成する鉱物粒子間での水の接触のしかたを反映している。また凍結時，つまり水→氷の変化では，この粒子間の結合効果が変化し，より強く相互に結合されるので，tanδ の値は小さくなる。除々に冷却されて，過冷却凍結過程をへる場合，凍結のはじまる時点で急激な tanδ の変化がみられる。この現象から，岩石の空隙中の水の状態と変化を正確に把握することができた。今後，岩石の過冷却凍結に伴う破壊の機構を知る上で，重要な示唆を与えるであろう。

本研究を進めるにあたり，低温科学研究所凍上部門木下誠一教授，同物理部門黒岩大助教授からの多大の示唆と御指導をいただいた。また凍上部門故田沼邦雄助教授からは実験上の有益な助言をいただいた。以上の方々に感謝いたします。また実験と報告の機会を与えて下さった低温科学研究所に特に感謝いたします。

文　献

1) Embleton, C and King, C. A. M. 1968 Glacial and Periglacial Geomorphology. Arnold Pub Ltd. London 608 pp.
2) 福田正巳 1970 凍結—融解による岩石の風化について. 地理学評論, **43**, 408.
3) 福田正巳 1971 岩石内の水の凍結—融解について (序報). 低温科学, 物理篇, **29**, 225-229.
4) 鈴木秀夫 1960 北海道北部の周氷河地形. 地理学評論, **33**, 625-628.
5) 山口梅太郎・西松裕一 1967 岩石力学入門. 東大出版会, 256 pp.
6) 斎藤行正 1961 地質学と Rheology その 1. 地球科学, **56**, 24-34.
7) 山地健次・黒岩大助 1954 振動法による積雪の弾性及び粘性の研究 I. 低温科学, 物理篇, **13**, 49-57.
8) 山地健次・黒岩大助 1956 0°C～−100°C の範囲における氷の粘弾性 I. 低温科学, 物理篇, **15**, 171-183.
9) 黒岩大助・山地健次 1956 振動法による積雪の粘弾性の研究 II. 低温科学, 物理篇, **15**, 43-57.
10) Brady, J. J. and Fort, A. N. 1966 Internal Friction in Rocks. *In* Handbook of Physical Constants. Mem. 97, Geological Society of America. 550 pp.
11) A. A. ロージェ 1963 土壌と水 (山崎不二夫・長田昇・田淵俊雄訳). 東大出版会, 138 pp.
12) 南雲昭三郎 1957 砕屑岩を伝わる弾性波速度に関する研究. 地質調査所月報, 8, 505-593.
13) Kissell. F. N. 1972 Effect of Temperature Variation on Internal Friction in Rocks *J. Geophys. Res.*, **77**, 1420-1423.
14) Mellor, M. 1970 Phase composition of pore water in cold rocks. *CRREL Res. Rept.*, 292, 62 pp.

Summary

The freeze-thaw cycle of water in rocks causes the extensive weathering; it is one of the primary agents responsible for the development of periglacial topography. In this study, the author attempts to determine the supercooling and freezing process of water in cold rocks by the measurement of internal friction of rocks. The internal friction of rocks is sensitive to the structure and texture of rocks, especially porosity, pore structure and water content (water saturation). Accordingly, the internal friction (denoted as $\tan\delta$) was measured by the flexure vibration method in the temperature range 0°C～−12°C, and in different degrees of water saturation. The experiments show some interesing results as the following short summary:

(1) Two different degrees of water saturation, 0～40% as contact water stage and 60～−100% as free water stage, have such values of $\tan\delta$ that are different from each other. And 50% is the critical degree of water saturation to the changing of $\tan\delta$. (Fig. 1)

(2) In the case of freezing of pore water, ice crystals build some bonding structure between grains of rocks as if it were an "ice-bridge". Thus after the freezing of water the value of $\tan\delta$ undergoes a decreacs. (Fig. 3)

(3) If a fully-saturated rock is cooled gradually, it shows the supercooling process and freezing-point depression. During supercooling, the value of $\tan\delta$ maintains the same value at the room-temperature condition. But at some degree of supercooling, the value of $\tan\delta$ suddenly drops to the same level as in a frozen condition. This change of $\tan\delta$ indicates the freezing of water in pore spaces; the freezing of supercooled water takes place at about −5°C. (Fig. 5)